



HAL
open science

Impact de la température de surface sur les précipitations au nord du Golf de Guinée durant le printemps boréal aux échelles saisonnières à diurnes

Manuel Tanguy

► **To cite this version:**

Manuel Tanguy. Impact de la température de surface sur les précipitations au nord du Golf de Guinée durant le printemps boréal aux échelles saisonnières à diurnes. Océan, Atmosphère. Université Paris-Saclay, 2021. Français. NNT : 2021UPASJ003 . tel-03331652

HAL Id: tel-03331652

<https://theses.hal.science/tel-03331652>

Submitted on 2 Sep 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Impact de la température de surface sur
les précipitations au nord du Golfe de
Guinée durant le printemps boréal aux
échelles saisonnières à diurnes.
Impact of surface temperature on
precipitation in the northern Gulf of
Guinea during the boreal spring at
seasonal to daytime scales.

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°129 Sciences de l'Environnement, Ile de France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Océan, atmosphère, climat et observations spatiales

Unité de recherche : Université Paris-Saclay, UVSQ, CNRS, LATMOS, 78280, Guyancourt, France
Réfèrent : Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines

Thèse présentée et soutenue à Paris-Saclay, le 15 Mars 2021, par

MANUEL TANGUY

Composition du Jury :

Cécile Mallet

Professeur des Universités, USVQ/LATMOS (SPACE) Président du jury

Hubert Gallée

Directeur de recherches, CNRS/IGE (MAR) Rapporteur et Examineur

Benjamin Sultan

Directeur de recherches, IRD (ESPACE-DEV) Rapporteur et Examineur

Fleur Couvreur

Directrice de recherches, CNRM-GAME (GMME/MOANA) Examineur

Serge Janicot

Directeur de recherches, IRD/LOCEAN Examineur

Direction de la thèse :

Gaëlle de Coëtlogon

Maitre de conférence, Sorbonne Université/LATMOS (TROPO) Directeur de thèse

Laurence Eymard

Directrice de recherches émérite, CNRS/LATMOS (TROPO) Co-directeur de thèse

Table des matières

1	Introduction	12
2	Etat de l'art	15
2.1	Introduction	15
2.2	Éléments caractéristiques de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO)	16
2.3	Influence de l'océan sur la mousson africaine	21
2.4	Variabilité interannuelle	23
2.5	Cycle saisonnier	24
2.6	Variabilité intrasaisonnière	25
2.6.1	Oscillation Madden-Julian (25-90 jours) :	26
2.6.2	Période de 10-25 jours :	27
2.6.3	Variations synoptiques :	32
2.6.4	Ondes d'est africaines (AEW) :	32
2.6.5	Ondes de Kelvin :	33
2.6.6	Pulsation de la SHL :	33
2.7	Cycle diurne	34
2.7.1	Précipitations :	34
2.7.2	Nébulosité :	34
2.7.3	Brise de Terre et brise de mer :	36
2.7.4	Cycle diurne de la circulation continentale :	38
2.8	Conclusion	40
3	Méthodes et climatologie	43
3.1	Présentation de la région d'étude	43
3.2	Les Données	44
3.2.1	Les réanalyses des champs atmosphériques et de surface (ERA5)	44

3.2.2	Les données de bouée (Pirata)	46
3.2.3	Les observations satellites de vent de surface océanique (ASCAT)	48
3.2.4	Les données d'observation agrégées de température de surface de la mer (Reynolds)	48
3.2.5	Les données d'observation satellites agrégées de précipitations (TRMM)	48
3.2.6	Les données d'observation satellite de couverture nuageuse (MSG)	49
3.3	Comparaison observations – réanalyses et climatologie à l'équateur :	50
3.3.1	Evolution saisonnière d'avril à juillet.	51
3.3.2	Le Cycle Diurne	53
3.4	Climatologie ERA-5 et comparaison réanalyses – produits satellites	58
3.4.1	Variation saisonnière	58
3.4.2	Cycle diurne moyen mensuel	64
4	Evolution saisonnière et rôle de la température de surface	73
4.1	Introduction de l'article et résumé	73
4.2	Sea surface temperature impact on diurnal cycle and seasonal evolution of the Guinea Coast Rainfall in boreal spring and summer	76
4.2.1	Introduction	76
4.2.2	Data and method	79
4.2.3	Onset of the Guinea Coast Rainfall	81
4.3	Diurnal cycle of the Guinea Coast Rainfall	85
4.3.1	Demise of the Guinea Coast Rainfall	91
4.3.2	Summary and conclusion	96
5	Variations intra-saisonnières et synoptiques.	109
5.1	Construction des indices	110
5.2	Analyse croisée entre les variables surface - atmosphère et les indices de variabilité synoptique	116
5.2.1	Méthode	116
5.2.2	Lien entre le vent au nord du golfe de Guinée et les précipitations	117
5.2.3	Rétroaction océanique sur le vent et les précipitations	121
5.2.4	Lien avec les ondes d'est	128
5.2.5	Synthèse	131
5.3	Impact des régimes de variabilité synoptique séparés ou combinés : analyse en composites	134
5.3.1	Méthode	134
5.3.2	Résultats	135
5.3.3	Synthèse	140

5.4	Rôle de l'upwelling côtier sur la variabilité intrasaisonnière	142
6	Conclusions et perspectives	149
6.1	Perspectives	151

Table des figures

2.1	Carte topographique de l’Afrique de l’Ouest entre la côte Atlantique et 20°E, Source : Météorologie de l’Afrique de l’Ouest tropicale (chapitre 1 p. 32, OpenStreetMaps)	16
2.2	Schématisation du cycle saisonnier des précipitations en Afrique, en été boréal (juin à septembre, gauche) et en hiver boréal (janvier à mars, droite).	17
2.4	Coupe schématique de l’atmosphère entre 10W et 10E en juillet, illustrant les 4 “zones météorologiques” de la mousson ouest africaine. En haut : position du front intertropical (ITD), le Jet d’est Africain (AEJ), le Jet d’Est Tropical (TEJ), la couche de mousson (ML), les lignes de courant, les nuages, l’isotherme 0°C (en pointillés), et les isentropes (en gris). Dans le cadre médian : les températures minimale (en bleu), maximale (en rouge), et leur moyenne (noir), la température du point de rosée (jaune) et la pression au niveau de la mer (MSLP en pointillés). En bas : cumul pluviométrique mensuel moyen. Source : Météorologie de l’Afrique de l’Ouest tropicale, chapitre 1, p. 29.	19
2.3	10W-10E, diagramme temps/latitude, température de surface ERA-Interim de 1981 à 2010 (couleur) et précipitations TRMM de 1998 à 2012 (contours) calculées en moyenne mobile sur 15 jours. Source : Météorologie de l’Afrique de l’Ouest tropicale, chapitre 1, p. 59, Fink et al. (2017).	20
2.6	Evolution entre 1900 et 2010 des précipitations au Sahel moyennées sur 10-18N / 0-10E. Source : Roehrig et al. (2013).	23
2.7	Cycle saisonnier moyen du vent selon Thorncroft et al. (2011) à partir des réanalyses ERA-interim et des précipitations TRMM 2000-2009, moyennées entre 10W et 10E (bleu : alizés sud-est / flux de mousson ; rouge : harmattan nord-est ; vert : ZCIT et “heat low” ; gris JEA et JET). Source : Marion Leduc Leballeur (2012).	24
2.8	Composite du rayonnement de grande longueur d’onde (OLR) durant les huit phases consécutives de la MJO. (Observations provenant de GPCP à gauche, et composite des 11 modèles de l’expérience AMIP à droite). Source : Niang et al. 2017.	27
2.9	Composites des événements positifs moins négatifs du mode QZBD entre t0-9jours et t0+7jours. L’OLR est indiqué en couleurs (W.m-2), la hauteur du géopotential en contours noirs et le vent à 925hPa en vecteurs. Source : Mounier et al. 2008.	28

2.10 Composites des évènements positifs moins négatifs du mode Sahélien entre t0-12jours et t0+10jours, période 1979-2006. L'OLR est indiqué en couleurs (W.m-2), la hauteur du géopotential en contour vert, continu pour positif et tirets pour négatif, et le vent à 700hPa en vecteurs. Source : Janicot et al. (2011).	30
2.11 Régression linéaire avec un décalage de -6jours à +5jours, sur un indice journalier de SST équatoriale : vent (vecteurs, quand significatif), SLP (contour noir, intervalles de 10hPa) et SST (couleur). Les contours noirs et rouges indiquent respectivement les corrélations significatives entre l'indice et la SST ou la SLP (en tirets quand la corrélation est négative). Source : de Coëtlogon et al. (2010).	31
2.5 a) Vue tridimensionnelle schématique d'une ligne de grain avec la masse d'air froid formant le courant de densité colorée en bleue. Source : Lafore et al. (2004). b) Modèle conceptuel bidimensionnel de ligne de grain. Source : Lafore et Moncrieff (1989). c) Leur représentation sous forme de boîte. Source : Météorologie de l'Afrique de l'Ouest tropicale (chapitre 3, p. 185, Lafore et al. 2017).	36
2.13 Schéma d'un courant de densité pour la brise de mer en journée. a) Le vent de grande échelle est de terre et faible, la brise de mer pénètre comme un courant de densité cohérent dès l'installation du gradient de température entre la terre et la mer. b) Le vent de grande échelle est un fort vent de mer, comme dans le Golfe de Guinée pendant la mousson. Il y a peu de signal diurne à la côte, mais dans la matinée, quand la surface continentale se réchauffe et que le flux augmente, la couche limite marine se réchauffe en se déplaçant sur la terre, et des cumulus peuvent se former à l'intérieur des terres. Source : Météorologie de l'Afrique de l'Ouest tropicale, ch. 4 p. 264 (Parker et al. 2017).	37
2.12 Schéma brise de mer/terre. Source : MétéoFrance	41
3.1 Carte de L'Afrique de l'Ouest	44
3.3 détail de spécification des capteurs présents sur la bouée Atlas, extrait de la documentation disponible à l'adresse : https://www.pmel.noaa.gov/gtmba/sensor-specifications	47
3.4 Série temporelle des années 2009, 2011, 2012, 2013, de la température de l'eau en surface SST entre avril et juillet pour les données issues de Pirata (rouge), ERA5 (vert) et Reynolds (noir). Les pointillés marquent les début des mois de mai, juin et juillet.	50
3.5 Identique à la figure 3.4, mais pour la température T	51
3.6 Identique à la figure 3.4, mais pour la composante du vent méridien V	52
3.7 Identique à la figure 3.4, mais pour la composante du vent zonal U	53
3.8 Tableau, Moyennes et écart-type des biais journaliers.	54
3.9 Cycle diurne mensuelles moyen pour les années 2009, 2011, 2012, 2013, de la SST issue des données Pirata (rouge) ERA5 (vert). L'écart-type sur les valeurs Pirata est tracé en pointillés rouges autour de la moyenne.	55

3.10 Identique à la figure 3.9 pour la température T	56
3.11 Identique à la figure 3.9 pour la composante du vent méridien V	57
3.12 Identique à la figure 3.9 mais pour la composante du vent zonal U	58
3.13 2008-2015, avril à juillet : Température de surface.	59
3.14 2008-2015, avril à juillet : divergence (en couleur) et direction (en flèches) du vent de surface.	59
3.15 Climatologie mensuelle 2008-2015 , avril mai juin juillet, pour les nuages convectifs (a,b,c,d), les nuages moyens (e,f,g,h), et les nuages bas (i,j,k,l). La côte est représentée par la ligne bleu.	61
3.16 Climatologie moyenne Avril, Mai, Juin , Juillet, 2000-2018 des précipitations TRMM. La côte est représentée par la ligne verte.	62
3.17 Climatologie moyenne Avril, Mai, Juin , Juillet, 2000-2018 des précipitations ERA5. La côte est représentée par la ligne verte.	62
3.18 Différence de la climatologie des occurrences de précipitations (supérieures à 1mm) TRMM – ERA5. Avril, Mai, Juin, Juillet, 2000-2018. La côte est représentée par la ligne verte.	63
3.19 Cycle diurne Avril, Mai, Juin, Juillet, 2000-2018, de l'occurrence des précipitations ERA5 moyennées entre 1°E et 1°O.	64
3.20 Cycle diurne de la différence d'occurrence entre les précipitations TRMM et les précipitations ERA5 moyennées entre 1°E et 1°O. Avril, Mai, Juin, Juillet, 2000-2018.	65
3.21 Cycle diurne moyen mensuel 2008-2015 , Avril, Mai, Juin, Juillet, de l'occurrence des nuages convectifs (a,b,c,d), des nuages moyens (e,f,g,h), et des nuages bas (i,j,k,l), les latitudes sont montrés de l'équateur à 10°N et les heures (abscisses) sont données en heure.	66
3.22 Sélection de Tref (ligne noire) pour 2008-2015 : Vent méridien 1°E-1°O moyen entre 0° et 4°S (en rouge) et entre 1°N et 4.5°N (en bleu).	68
3.23 Diagrammes temps / latitude 2008-2015 de la SKT entre 1°O et 3°E (couleur), et gradient méridien de SKT entre 1°O et 3°E (contour noir), la latitude est indiquée en distance à la côte. Tref (ligne noire), Tend (ligne rouge).	70
3.2 Schéma d'une bouée ATLAS, issue de Freitag et al. (1994)	71
4.1 SST (Reynolds, color shading and black contours from 24°C to 27°C every 1°C) and precipitation (TRMM, gray shading) in 2008-2015 May (left), June (middle) and July (right). Blue contour stands for the coastline.	79
4.2 2008-2015 14-day composites before (left column) and after (right column) T_{ref} : a-b. ERA5 surface wind (black arrows), surface wind divergence (s-1, shading) and precipitation (black contours, mm/h). c-d MSG convective clouds (shading) and TRMM precipitation (black contours, mm/h). e-f MSG low clouds (shading) and their spatial variance (black contours). Green line stands for the coastline.	83

4.3	2008-2015, 1E-1W : composites of ERA5 horizontal wind divergence (shading) and meridional circulation (black arrows), MSG convective cloud occurrence frequency ($\times 10\%$, red), and precipitation (ERA5 in black, TRMM in blue, mm/h), before (a) and after (b) T_{ref} .	84
4.4	2008-2015, 1E-1W, after T_{ref} composites of diurnal meridional circulation anomalies in ERA5 (black arrows) and horizontal divergence anomalies (shading, s-1) at 0h (1st column), 6h (2d column), 12h (3d column) and 18h (4th column). Green arrow stands for 1 m/s horizontally and -1 hPa/s vertically.	87
4.5	2008-2015, 1°E-1°W, diurnal composites between T_{ref} and $T_{ref} + 2$ weeks of : a. MSG cloud occurrence (shading, %) and TRMM precipitation (mm/h). b. ERA5 meridional gradient of SKT (shading, °C/m) and SKT (black contours, °C). c. ERA5 horizontal wind divergence (shading, s-1) and precipitation (black contours, mm/h). The black horizontal line stands for the coastline.	88
4.6	After T_{ref} diurnal composites, 2008-2015, 1W-1E. Top : meridional gradient of SKT (shading, in °K/m) and SKT (black contours, °K). Bottom : surface wind divergence (shading, in s-1) and precipitation (black contours, mm/h). In reanalyses CFSR (a, d), MERRA2 (b, e) and JRA (c, f).	90
4.7	time-latitude composites of convective clouds frequency (in %), 1W-1E, daily mean around T_{end} , and TRMM precipitation 2008-2015 (black contours, in mm/day).	92
4.8	2008-2015, 1W-1E, ERA5 time / latitude composites around T_{end} : a. module (shading, kg/m/s) and direction (arrows) of the humidity transport integrated between 1000 and 850 hPa, total column water vapor (black contours, intervals of 5 kg/m ²). b. Divergence of the humidity transport (shading, kg/m ² /s) and precipitation (mm/day). c. SKT (shading, °C) and meridional gradient of SKT (black contours, 1.e-5 °C/m, intervals of 5.e-6, white contours indicate null gradient).	93
4.9	same composites as figure 4.5, but for the two weeks lagging T_{end} .	95
4.10	Figure A1 : Climatology 2008-2015 May (a, d, g), June (b, e, h) and July (c, f, i) surface wind speed (shading, m/s) and SKT (black contours, °C) in ERA5 (a, b, c), observations (wind ASCAT and SST Reynolds, d, e, f) and their difference (g, h, i).	106
4.11	Figure A2 : precipitation 1W-1E for all specific years 2008-2015.	107
4.12	Figure A3 : same as Figure 4.2a and 4.2b, but for ASCAT surface wind and divergence.	108
4.13	Figure A4 : same composites as figure 4.6, but for the two weeks lagging T_{end} .	108
5.1	Schéma altitude-latitude de la LLAC. Effet d'un coup de vent du sud est (1) au dessus du Golfe de Guinée sur le vent de surface (flèches noires), front de SST (3), subsidence équatoriale (2) /convergence côtière (6) et LLAC (en vert, 4), qui transporte l'air humide (5) (rectangle rouge) vers la côte. Source : Marion Leduc-Leballeur et al. (2013)	111
5.2	Séries temporelles pour les années 2000 à 2018 de l'indice Vent (a), du gradient méridien de SKT à l'équateur (b), et de la Vorticité Sahélienne à 700hPa (c).	112

5.3	Correlation croisée entre -144H (6 jours) et +144H des indices de la figure 1, pour la période Tref (*) et la période Tend (o), le lag est appliqué au premier indice en légende. La significativité des corrélations (pvalue<0.05) est signalée par un marqueur rouge superposé.	114
5.4	Moyenne interannuelle de la variance de la vorticité entre 1°E et 1°W. A gauche autour de Tref et à droite autour de Tend. Les rectangles bleu et noir correspondent aux zones de calcul de l'indice de vorticité continentale à 700 hPa (noir), et de l'anomalie côtière visible dans les composites vent (bleu).	115
5.5	Correlation croisée entre -144H (6 jours) et +144H des indices de Vorticité Sahélienne et Côtière, pour la période Tref (*) et la période Tend (o), le lag est appliqué à l'indice côtier. La significativité (pvalue<0.05) est signalée par un marqueur rouge.	115
5.6	Régression linéaire entre 1°E et 1°O, du vent de surface méridien (couleur) et horizontal (flèches) sur l'indice de vent, présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) pour a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N pour la bande de longitude [-1°, +1°], la côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.	118
5.7	Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1°E et 1°O, du vent méridien (en couleur), zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et méridien/vertical (flèches) sur l'indice de vent, du lag -84H au lag +84H autour de : a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.	120
5.8	Régression linéaire entre 1°E et 1°O, des occurrences de précipitations ERA5 (couleur) et vent horizontal de surface (flèches) sur l'indice de vent. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	121
5.9	Régression linéaire entre 1°E et 1°O, du vent méridien (couleur) et horizontal (flèches) de surface sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	122
5.10	Régression linéaire entre 1°E et 1°O, du gradient méridien de SKT, dSKT/dY (couleur) et du vent horizontal en surface (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	123
5.11	Régression linéaire entre 1°E et 1°O, du gradient méridien de pression en surface, dSLP/dY (couleur) et du vent horizontal en surface (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	124

5.12 Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1 °E et 1 °O, du vent méridien (en couleur), zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et méridien/vertical (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT, du lag -84H au lag +84H autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.	126
5.13 Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1 °E et 1 °O, de la vorticité (en couleur), du vent zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et du vent méridien/vertical (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT, du lag -84H au lag +84H autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.	127
5.14 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, de l'occurrence des précipitations ERA5 (couleur) et du vent horizontal en surface (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	128
5.15 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, du vent méridien (couleur) et du vent horizontal (flèches) à 700hPa sur l'indice de vorticité sahélien. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	129
5.16 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, du vent méridien (couleur) et du vent horizontal (flèches) à 975 hPa sur l'indice de vorticité. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	130
5.17 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, des occurrences de précipitations ERA5 et du vent horizontal (flèches) à 975 hPa sur l'indice de vorticité. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.	131
5.18 Régressions linéaires des occurrences de précipitations TRMM (couleur) et du vent horizontal en surface (flèche) sur les indices : gradSKT à l'équateur (a et d), Vent (b et e), et Vorticité Sahélienne (c et f) autour de Tref (a,b,c) et Tend (d,e,f), 2000-2018.	133
5.19 Coupe verticale latitude / altitude, 1 °E et 1 °W, de la différence de composites LLAC-noLLAC de divergence (en couleur) et de vents (flèches, la flèche verte en bas à gauche représente un vent ascendant de 0.01 hPa/s et de 1 m/s d'orientation nord) et de la composante zonale du vent (lignes continues pour une composante vers l'est et pointillées pour une composante vers l'ouest, tous les 0.5 m/s) autour de Tref (a) et Tend (c), 2000-2018. En bas, la différence des occurrences de précipitation ERA5 autour de Tref (b) et Tend (d), 2000-2018.	136

5.20 Coupe verticale de la différence AEW et noAEW des composites de divergence (en couleur) et de vents (flèches, la flèche verte représentant un vent ascendant de 0.01hPa/s et de 1m/s d'orientation nord) et de la composante zonale du vent (lignes continues pour une composante vers l'ouest et pointillées pour une composante vers l'est, tous les 0.5m/s), autour de Tref (a) et Tend (c), 2000-2018. En bas la différence des occurrences ERA5 (en rouge) autour de Tref (b) et Tend (d), 2000-2018.	137
5.21 Coupe verticale de la différence (LLAC et AEW)-(noLLAC et noAEW) des composites de divergence (en couleur) et de vents (flèches, la flèche verte représentant un vent ascendant de 0.01hPa/s et de 1m/s d'orientation nord) et de la composante zonale du vent (lignes continues pour une composante vers l'ouest et pointillées pour une composante vers l'est, tous les 0.5m/s), autour de Tref (a) et Tend (c), 2000-2018. En bas la différence des occurrences ERA5 (en rouge) autour de Tref (b) et Tend (d), 2000-2018.	139
5.22 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, de dSKT/dY (couleur) et du vent horizontal en surface (flèche) sur l'indice gradSKT à la côte. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5 °N.	142
5.23 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, de dSLP/dY (couleur) et du vent horizontal en surface (flèche) sur l'indice gradSKT à la côte. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5 °N.	143
5.24 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, de la divergence (couleur) et du vent horizontal (flèche) à 850hPa sur l'indice de gradSKT à la côte, autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5 °N.	143
5.25 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, de l'occurrence de précipitation (couleur) TRMM (a) et ERA5 (b) et du vent horizontal (flèche) à 850hPa sur l'indice de gradSKT à la côte, autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5 °N.	145
5.26 Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1 °E et 1 °O, de la vortacité (en couleur), du vent zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et du vent méridien/vertical (flèches) sur l'indice de gradSKT à la côte, autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5 °N.	146
5.27 Régression linéaire entre 1 °E et 1 °O, de la vortacité (couleur) et du vent horizontal (flèche) à 700hPa sur l'indice gradSKT à la côte autour de Tend, 2000-2018	147

Remerciements

Parce que cette thèse n'aurait pas vu le jour sans l'interaction avec de nombreuses personnes, il convient ici de les en remercier.

à Gaëlle et Laurence, pour la confiance, les conseils et l'aide qu'elles ont apportés avec beaucoup de bienveillance, du premier au dernier jour.

à Benjamin Sultan et Hubert Gallée, pour s'être chargé du travail de rapporteur de cette thèse.

à Cécile Mallet, Fleur Couvreur, Serge Janicot, d'avoir accepté de prendre part au jury.

à tous celles et ceux avec qui à Jussieu, ou Guyancourt j'ai partagé un bureau, une discussion où un repas.

à Gaby, Benjamin, Baptiste, Titi, Camille, Laurent, Maxime, Manue, Paul, Marie, Natacha, Vincent, Nina, Camille, Mo, Carolina, Beyrem, Allo, Julien, Sarah, Diane, Odile, Didier, Mylène, Arnaud, André, Élizabeth, Céline et Jean Loup, Julos, Marie, Minibus, Kyu, Francinou, Patapon, Lucile, pour leur affection.

aux Bee Gees, qui montrent que le temps passe mais que peu de choses ont changé.

à ma mère, mes frères et mon père, pour leur soutien et tellement d'autres choses.

à Adeline, pour son amour, sa tendresse, merci de partager sans distinctions tous ces moments.

Chapitre 1

Introduction

La mousson ouest africaine est un phénomène climatique complexe, tout en étant d'une importance majeure, tant à cause de son influence directe sur la vie en Afrique de l'Ouest que pour sa forte interaction avec le reste du système climatique global. La mousson est un système couplé entre l'océan, l'atmosphère et le continent, et connaît de ce fait une variabilité à différentes échelles temporelles, depuis les variations diurnes jusqu'à l'échelle interannuelle (voire décennale ou plus). Cette thèse s'inscrit dans l'étude des interactions entre l'océan et l'atmosphère, en se penchant plus précisément sur le rôle de la température de surface pour les précipitations dans le nord du Golfe de Guinée durant le printemps boréal. Les échelles de temps analysées s'étendent de la variation diurne de la température de surface (provoquée par le changement journalier d'ensoleillement, ce qui provoque un basculement journalier du gradient de température à la côte) jusqu'à sa variation saisonnière, résultat de l'avancée vers le nord du système de mousson en lien avec la migration saisonnière de l'ensoleillement maximum.

Ce travail se situe dans la continuité des études menées suite au programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) et ses campagnes de mesure en 2006 qui ont permis de décrire la couche limite atmosphérique marine et de mettre en valeur le rôle joué par le couplage océan-atmosphère sur l'évolution saisonnière, et particulièrement celui de l'upwelling équatorial. La zone de front de température qui s'établit à son bord nord est périodiquement intensifiée pendant quelques jours par l'accélération des alizés (ou coups de vent de grande échelle, provenant généralement des fluctuations de l'anticyclone de Sainte Hélène en Atlantique Sud). En réponse, le refroidissement de la SST s'accroît dans l'upwelling et l'intensification du gradient accélère le vent au nord du front thermique. Il a été montré que ce mécanisme met en place une variabilité d'une quinzaine de jours dans la zone de front, influençant une circulation de basse couche entre l'équateur et la côte : ceci montre que le couplage océan-atmosphère peut influencer significativement la variabilité atmosphérique dans la région, y compris aux échelles intrasaisonnières.

Les travaux menés lors de la récente campagne DACCIIWA (Dynamics aerosol chemistry cloud interactions in West Africa, 2016) ont permis d'éclairer l'importance du rôle du cycle diurne, tant dans la formation des précipitations et

de la couverture nuageuse que dans la modification de la circulation atmosphérique. Ces études ont également mis en valeur le désaccord des mesures in-situ avec les données de réanalyse et satellites, montrant ainsi la nécessité d'une meilleure compréhension des interactions à l'échelle diurne et leur impact aux échelles plus longues, pour permettre une amélioration de la prédiction météorologique et de la modélisation climatique en Afrique de l'Ouest. La période de la fin des pluies côtières concentre toutes ces problématiques, et est de première importance tant pour les prévisions agricoles que pour corriger les erreurs connues des modélisations climatiques actuelles dans la localisation des précipitations durant la phase sahélienne de la mousson.

Ce travail utilisera à la fois des mesures in situ et satellites, et des données de réanalyses. Bénéficiant de jeux de données récents disposant d'une meilleure résolution temporelle que ceux précédemment disponibles, ces jeux de données (ERA5 et MSG) nous permettent d'explorer les variations diurnes du couplage entre océan atmosphère et continent. Cela a nécessité un travail méthodologique important pour traiter les jeux de données et mettre en place les outils statistiques nécessaires à l'analyse saisonnière et intra-saisonnière avec ce niveau de résolution. Après avoir exposé l'ensemble des connaissances concernant cette saison des pluies côtières (chapitre 2), nous commençons par décrire ce travail méthodologique et les outils développés (chapitre 3). Puis nous étudierons pour cette période comment le cycle diurne intervient dans l'évolution saisonnière et comment il est, lui aussi, modifié par cette évolution (chapitre 4). Enfin nous tenterons de faire le lien entre le cycle saisonnier et les variations intrasaisonnières des précipitations, en étudiant comment ces phénomènes sont modifiés par l'évolution saisonnière ainsi que le rôle du cycle diurne dans ces phénomènes (chapitre 5). Le dernier chapitre (chapitre 6) liste brièvement les principaux résultats issus de ce travail, et propose quelques pistes pour compléter et poursuivre les réflexions développées ici.

Chapitre 2

Etat de l'art

2.1 Introduction

La mousson est décrite en Afrique depuis le 3^e siècle avant le début du calendrier grégorien par Hippale, sous Ptolémée III, durant la dynastie des Lagides (Histoire générale de l'Afrique, volume 2 page 165), permettant à l'époque une navigation plus rapide et moins dangereuse. Le mot mousson provient de l'arabe "mawsim" signifiant saison : utilisé couramment pour définir la saison des pluies indienne, elle désigne le phénomène climatique résultant au printemps de l'inversion des vents de surface soufflant de la terre vers la mer durant la saison sèche, et de la mer vers la terre durant la saison humide. Ramage (1971) définit la région de mousson comme la région située entre 35°N et 25°S et 30°W 170°E, où les critères suivants sont respectés :

1. La direction des vents dominants tourne d'au moins 120° entre janvier et juillet.
2. Les régimes de vent dominants sont présents au moins 40% du temps entre janvier et juillet.
3. La vitesse moyenne du vent est supérieure à 3 m/s pendant au moins un mois.
4. Pour chaque mois, et dans un rectangle de 5° de côté, l'occurrence alternée d'un cyclone et d'un anticyclone est inférieure à deux ans.

Trois régions de la bande globale tropicale correspondent à cette définition : l'Asie du sud-est principalement, mais aussi l'Afrique de l'Ouest, et également l'Amérique du Nord bien que de plus faible intensité. L'Afrique de l'Ouest est une des régions du globe où les conditions de vie et activités socio-économiques sont le plus liées aux variations du climat et en premier lieu à celle des précipitations. Elles conditionnent l'agriculture qui est une des principales activités notamment dans les régions arides et semi arides du Sahel. De plus, le début du développement de la mousson sur le continent influe également sur les conditions sanitaires, le taux d'humidité étant un critère de début ou de fin d'épidémie comme le montrent Sultan et al. (2005) pour la propagation des méningites. Appartenant à la bande tropicale, l'Afrique de l'Ouest est également une des régions du globe les plus importantes du fait de son bilan

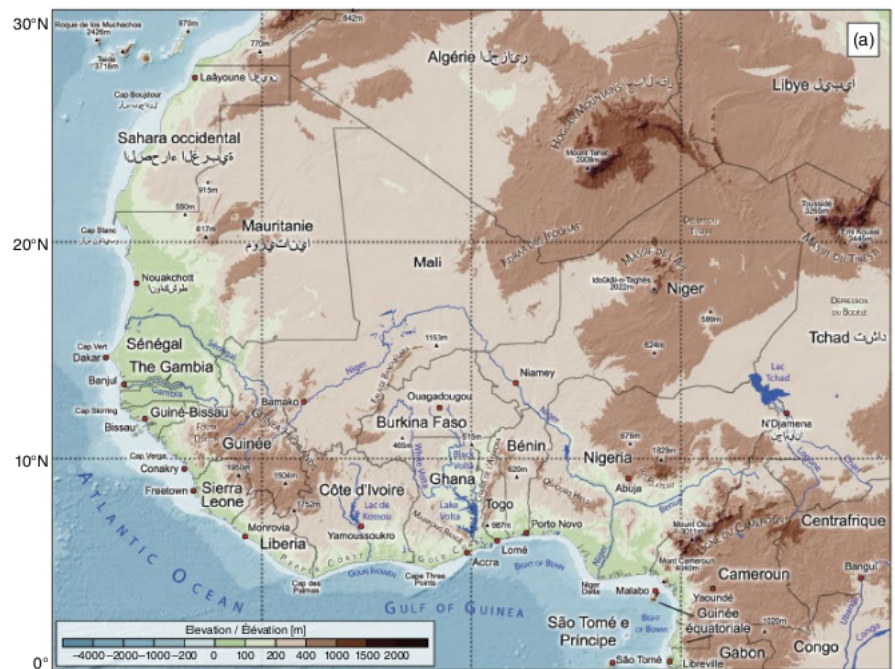


FIGURE 2.1 – Carte topographique de l’Afrique de l’Ouest entre la côte Atlantique et 20°E, Source : Météorologie de l’Afrique de l’Ouest tropicale (chapitre 1 p. 32, OpenStreet-Maps)

radiatif positif qui s’équilibre par le transfert aux latitudes plus élevées d’une partie de cette énergie, sa modélisation est par conséquent importante pour celle du climat global. Enfin, l’essentiel des précipitations continentales en été provient de systèmes convectifs de méso-échelle (Mesoscale Convective Systems, MCS) : Fitzpatrick et al. (2020), à partir d’une modélisation du climat futur en Afrique, suggèrent une augmentation des précipitations au Sahel, provenant de systèmes convectifs moins nombreux mais plus intenses, amenant potentiellement une augmentation des "inondations rapides" ("flashflooding" en anglais). D’autres études récentes menées sur l’évolution possible du climat au 21ème siècle montrent également une diminution du temps de recyclage de l’eau dans l’atmosphère, et donc une augmentation de l’intensité des précipitations violentes (Akinsanola et al. 2020). Il est donc crucial de travailler sur la mousson africaine pour mieux s’adapter aux changements futurs.

Dans ce chapitre nous présenterons d’abord les principales caractéristiques de la mousson en Afrique de l’ouest (MAO). Puis nous décrivons les variations qu’elle connaît depuis l’échelle inter-annuelle jusqu’à l’échelle diurne, en passant par les échelles saisonnière et intrasaisonnière, et en présentant les mécanismes identifiés jusqu’à présent pour expliquer ces différentes variabilités. En conclusion, nous précisons les difficultés actuelles dans la représentation de la mousson et les raisons de ce présent travail.

2.2 Éléments caractéristiques de la Mousson d’Afrique de l’Ouest (MAO)

En Afrique de l’Ouest, comme dans les autres régions tropicales connaissant une mousson, la mousson est une circulation atmosphérique contrôlée par les surfaces océanique et continentale, et peut être perçue en première approximation comme une brise thermique de très grande échelle. En effet, la saisonnalité du climat y est dirigée

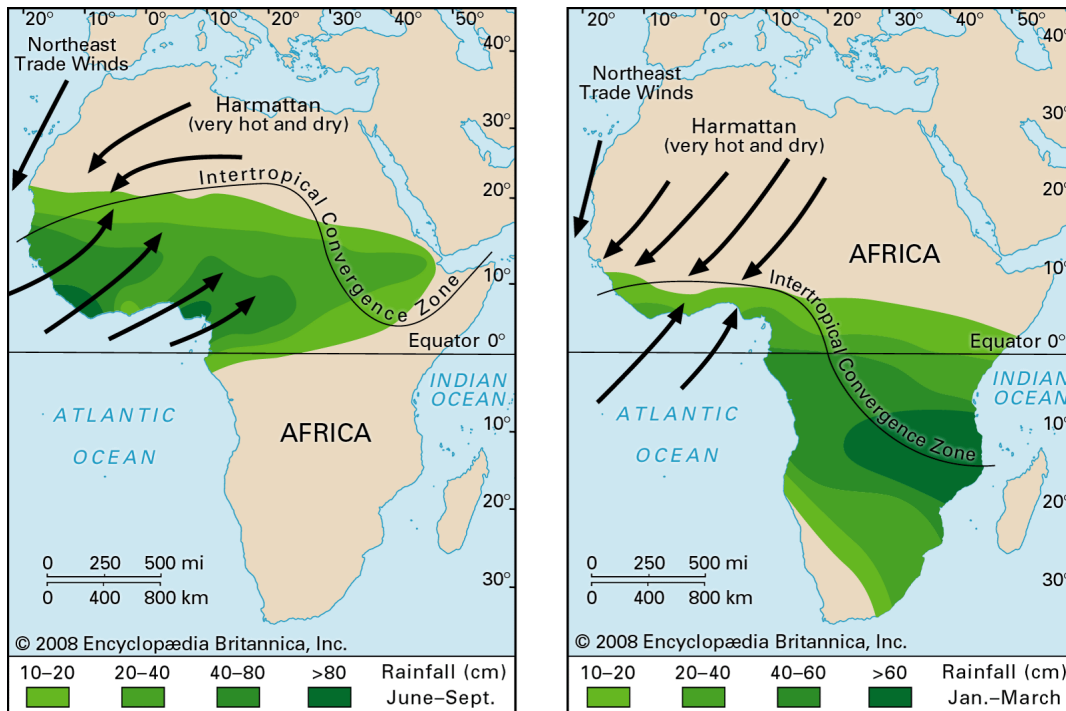


FIGURE 2.2 – Schématisation du cycle saisonnier des précipitations en Afrique, en été boréal (juin à septembre, gauche) et en hiver boréal (janvier à mars, droite).

par le gradient thermique entre l’océan et le continent qui s’inverse au printemps et en automne (Figure 2.2). L’océan ayant une plus forte capacité thermique, il se réchauffe et se refroidit moins vite que le continent : le gradient thermique ainsi formé affecte le gradient de pression atmosphérique et force la circulation atmosphérique (Figure 2.2, gauche). En hiver boréal, c’est à dire durant la saison sèche, de novembre à février, les vents continentaux de nord-est chauds et secs (l’Harmattan), poussés par l’anticyclone de Libye, atteignent la côte sud du continent ouest-africain (autour de 5-6°N, Figure 2.2, droite). Au printemps et en été, durant la saison humide, le continent se réchauffe particulièrement au Sahara où se forme une dépression sèche (SHL pour Saharan Heat Low), l’une des principales composantes de la mousson renforçant l’harmattan. Les vents océaniques de sud-est (les alizés), poussés vers le nord par l’anticyclone de Saint-Hélène, prennent une composante vers l’est au nord de l’équateur sous l’effet de la force de Coriolis (non montré sur le schéma de la figure 2.2). Sous l’effet du mouvement saisonnier vers le nord de la circulation globale durant l’été boréal, ils pénètrent progressivement à partir de mai à l’intérieur du continent. Cette évolution est complétée entre mai et juin par le développement d’une langue d’eau froide (LEF) à l’équateur : les alizés sont renforcés au nord de cette dernière, préparant la migration des précipitations depuis la région côtière vers le Sahel (Sultan et Janicot 2003, Okomora et Xie 2004). Ce sont les alizés qui transportent la majeure partie de l’humidité en Afrique de l’Ouest pendant la phase côtière de la mousson (Thorncroft et al. 2011, Lélé et al. 2016), et sont appelés par métonymie flux de mousson. La limite entre les vents d’Harmattan chauds et secs et les alizés plus froids et humides est appelée front inter-tropical (FIT), habituellement caractérisé par l’annulation de la composante zonale du vent. Il est situé juste au nord d’une zone de convection humide, la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT), caractérisée par une convection humide atteignant le haut de la troposphère

(200hPa). Au nord du FIT se trouve une zone de convection sèche, moins développée verticalement à cause de la subsidence liée à la circulation méridienne de grande échelle (circulation de Hadley). C'est l'oscillation de la position de la ZCIT au cours de la saison, depuis sa position océanique (autour de l'équateur) durant l'hiver boréal jusqu'à la limite du Sahara (environ 15°N) en juillet - août lors de la phase septentrionale de la mousson, qui provoque l'alternance saison sèche / saison humide caractéristique des régions de mousson (figure 2.2).

En Afrique de l'Ouest, du fait de la faible présence de relief entre, au nord l'Atlas, le Hoggar, et le Tibesti, à l'ouest le Fouta Djallon, et à l'est le Mont Cameroun (voir figure 2.1), apparaît des bandes quasi zonales de types de végétation (non montrées). Elles correspondent à des zones de précipitations relativement homogènes, indiquées sur la Figure 2.3 pour les longitudes 10W à 10E : au sud, une bande "guinéenne", située entre la côte et environ 7.5°N correspond à une végétation boisée dense ; puis une bande soudanienne entre 7.5°N et 12.5°N est composée de savane arbustive et boisée ; une bande semi-aride Sahélienne de 12.5°N à 17.5°N est recouverte de steppe et d'épineux ; et plus au nord se trouve le Sahara désertique. En plus de cette symétrie zonale des types de végétation, on peut aussi noter une influence des hauts reliefs sur les précipitations localement, avec des maximums atteints à proximité du Mont Cameroun, du Fouta-Djallon ainsi que des hauts plateaux Éthiopiens à l'est (non montré). Le cycle saisonnier de la mousson est contrôlé par les contrastes thermodynamiques entre le Sahara, chaud et sec, au nord et l'océan Atlantique, froid et humide, au sud et à l'ouest. Ce gradient thermodynamique méridien de grande échelle est modifié localement par l'albédo des sols et la disponibilité en eau, qui dépend de la végétation et de la distribution des précipitations. Ces deux facteurs interagissant entre eux, les précipitations permettent la croissance de la végétation, et cette dernière une rétention d'eau, augmentant ainsi l'énergie de chaleur latente potentiellement disponible pour le développement et le maintien des systèmes convectifs qui apportent les précipitations.

La circulation atmosphérique de la mousson peut être décrite selon ces quatre bandes zonales moyennes entre 10°E et 10°W (Figure 2.4, Parker et al. 2017) :

1. Dans la bande côtière Guinéenne (D), les précipitations annuelles présentent deux maxima, en mai-juin durant le développement de la mousson puis en septembre-octobre durant son retrait. En juillet les nuages convectifs sont rares et les stratus bas et stratocumulus issus de la convection de basse couche du flux de mousson dominant. Une petite saison sèche a lieu en juillet et août entre le cap des Palmas (8°W) et le delta du Niger (5°E).
2. La bande Soudanienne (C) correspond à la ZCIT durant la phase septentrionale de la mousson, les précipitations y sont maximales en juillet. Le flux de mousson domine dans la basse troposphère jusque 700hPa, puis on trouve un jet d'est de basse couche, le Jet d'Est Africain (JEA), entre 700 et 500 hPa. En haute troposphère, la convection est surplombée par le Jet d'Est Tropical (JET), autour de 150 hPa.
3. La bande Sahélienne (B), située au nord de la précédente, est limitée au sud par la ZCIT et au nord par

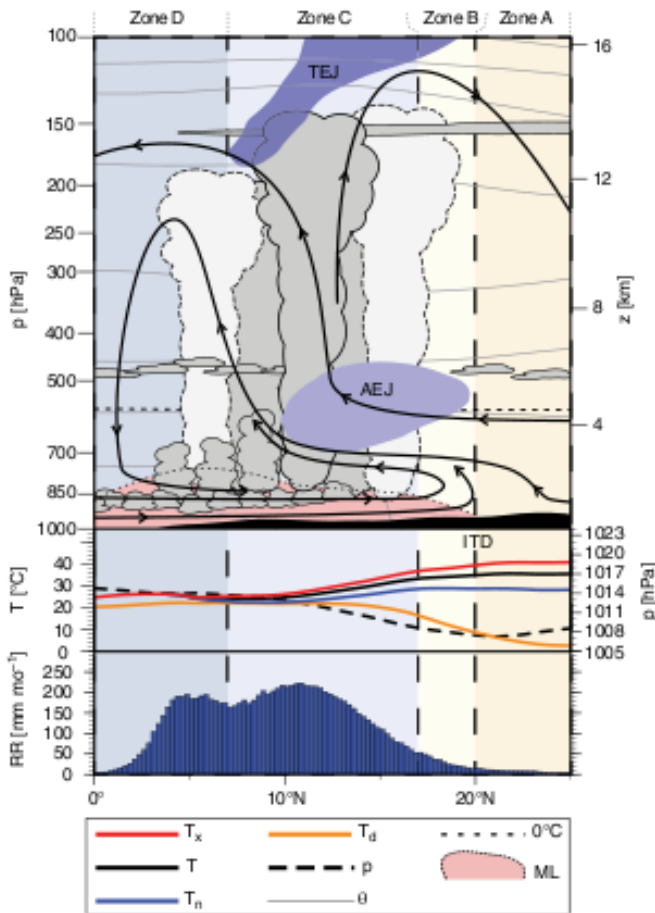


FIGURE 2.4 – Coupe schématique de l’atmosphère entre 10W et 10E en juillet, illustrant les 4 “zones météorologiques” de la mousson ouest africaine. En haut : position du front intertropical (ITD), le Jet d’est Africain (AEJ), le Jet d’Est Tropical (TEJ), la couche de mousson (ML), les lignes de courant, les nuages, l’isotherme 0°C (en pointillés), et les isentropes (en gris). Dans le cadre médian : les températures minimale (en bleu), maximale (en rouge), et leur moyenne (noir), la température du point de rosée (jaune) et la pression au niveau de la mer (MSLP en pointillés). En bas : cumul pluviométrique mensuel moyen. Source : Météorologie de l’Afrique de l’Ouest tropicale, chapitre 1, p. 29.

l’inversion ouest-est du vent de surface caractérisant le passage du régime d’alizés froid et humide à celui de l’harmattan chaud et sec. La couche de mousson y est mince et les précipitations proviennent principalement de MCS (Maranan et al. 2018), les orages locaux de courte durée y sont également fréquents.

4. La bande Saharienne (A), au nord du FIT, où se développe la dépression saharienne (SHL pour Saharian Heat Low), connaît des précipitations peu importantes et les températures maximales dépassent fréquemment les 40°C. La température du point de rosée relativement basse (<15°C) exprime l’aridité de cette région.

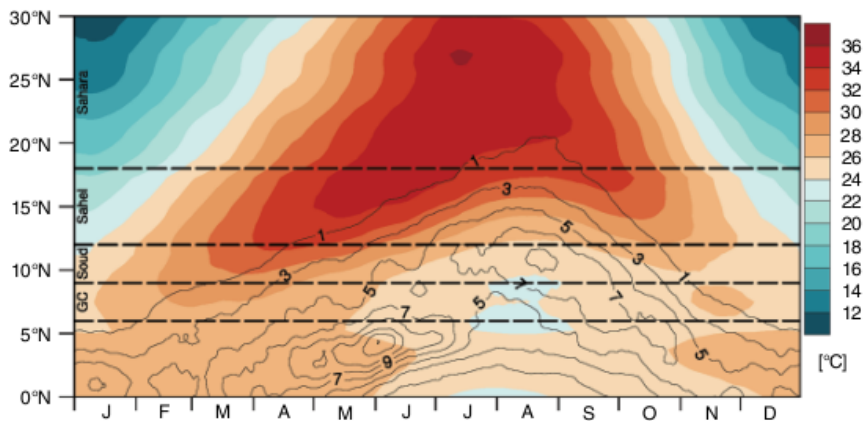


FIGURE 2.3 – 10W-10E, diagramme temps/latitude, température de surface ERA-Interim de 1981 à 2010 (couleur) et précipitations TRMM de 1998 à 2012 (contours) calculées en moyenne mobile sur 15 jours. Source : Météorologie de l'Afrique de l'Ouest tropicale, chapitre 1, p. 59, Fink et al. (2017).

Le JEA provient du vent thermique forcé par le gradient de température nord-sud au sol : à la latitude du FIT (au nord de la ZCIT), la forte baroclinicité due à la différence de température et de pression entre l'Harmattan et les alizés provoque un flux d'est d'une vitesse moyenne de 9 m.s^{-1} autour de 600hPa. Thorncroft et Blackburn (1999) ont montré que la diminution du gradient de température avec l'altitude est cohérente avec les variations nord-sud de la convection, majoritairement humide au sud du JEA et sèche au nord. Entre les deux, le flux de mousson glisse sous l'air saharien (plus chaud donc moins dense) ce qui crée une inhibition convective (CIN) significative et conduit à l'augmentation de l'énergie potentielle convective disponible (CAPE) dans la couche limite. Ce phénomène favorise la formation d'ondes d'est (AEW pour African Easterly Waves), le passage de ces dernières est marqué par une forte augmentation des précipitations faisant du JEA l'une des sources importantes des précipitations continentales.

Le JET est présent dans la haute troposphère (vers 100-200 hPa) avec des vents moyens de 15 à 20 m.s^{-1} orientés vers l'ouest. Il est formé par la relation entre le gradient de température nord-sud entre le plateau Tibétain et l'océan Indien lié à la circulation divergente de Hadley dans les tropiques, et le gradient de température est-ouest associé à la circulation zonale de grande échelle (cellule de Walker) entre la convection indienne et le continent africain. Il est situé entre 5°S et 10°S durant l'hiver boréal où il enregistre un maximum d'intensité (environ 16 m/s), puis faiblit en passant l'équateur (environ 6 m/s) et s'intensifie de nouveau lorsqu'il atteint sa position septentrionale au nord de 10°N (jusqu'à 20 m/s). Bien qu'une corrélation entre son intensité et les précipitations au Sahel ait été montrée, ainsi que l'existence d'ondes d'instabilité d'une période de 5-6 jours (Nicholson et al. 2007), le récent travail de Lemburg (2020) ne trouve pas trace de son influence sur l'initiation ou le degré d'organisation des MCS.

Les MCS en Afrique de l'ouest sont le plus souvent de type ligne de grains (voir l'illustration de la Figure 2.5). Ce sont des systèmes multicellulaires capables de se dissiper durant une période de 12 à 24 heures avant de se régénérer. Ils possèdent trois composantes principales (Lafore et al. 2017) :

- Une partie convective dans toute la troposphère (pénétrant le bas de la stratosphère) de quelques dizaines

de kilomètres de large et de plusieurs centaines de kilomètres en longueur. Dû à un dégagement important de chaleur latente dans les cumulonimbus qui la composent, une dépression se forme à environ 3 km d'altitude (cercle "L", figure 2.5c), alimentant d'intenses précipitations (liquide du fait d'un isotherme 0 °C autour de 4.5 km), chutant rapidement (environ 7 m/s) sous la partie convective.

- Une partie stratiforme (ou enclume), alimentée par les hydrométéores solides (chutant à 1-2 m/s) formés dans la troposphère, et caractérisée par des faibles ascendances dans l'enclume et subsidences en dessous de sa base inclinée. Cette inclinaison en plus de la dépression à mi-niveau entraîne un gradient de pression horizontal vers l'extérieur du système, ce qui favorise une circulation d'air sec sous l'enclume vers l'intérieur du système (flèche bleue, figure 2.5c), correspondant en pratique au renforcement du JEA à l'arrière des MCS.
- Un courant de densité (DC) se propageant en aval du cisaillement (vers l'ouest), alimenté par la subsidence de méso-échelle, elle-même forcée par le flux d'air sec, l'évaporation des précipitations et la fonte des particules de glace. Le courant de densité permet de soulever les basses couches et d'ainsi déclencher de nouvelles cellules dans la partie convective.

Fink et al. (2006) ont décrit les caractéristiques de ces systèmes convectifs se propageant vers l'ouest ou le sud-ouest, avec une durée de vie comprise entre quelques heures et plus de 3 jours. Ils notent également que les MCS sont plus susceptibles de se former au dessus de reliefs tels les hauts plateaux Éthiopiens, Camerounais et Guinéens. Dans la région centrale et occidentale du Sahel, le cisaillement du vent horizontal est particulièrement fort quand le flux de mousson est surmonté par le JEA, ce qui favorise les MCS comme l'ont montré Parker et al (2005b) ou Hodges et Thorncroft (1997). Il existe une forte relation entre MCS et AEW : Fink et Reiner (2003) montrent que deux tiers des MCS sont associés à des AEWs . Plusieurs études montrent l'importance de la convection locale dans l'initiation des AEWs (Berry et al 2007, Hsieh and Cook 2007) et la possibilité pour une importante convection locale comme celle caractéristique des MCS d'influencer son environnement régional et d'amplifier la croissance d'AEW (Berry and Thorncroft 2012). En retour, les AEWs créent un environnement favorable dans la convergence de basse couche, l'apport d'humidité permettant à une cellule convective de s'organiser et en quelque sorte se transformer en MCS (Diedhiou et al. 1999, Fink et Reiner 2003).

2.3 Influence de l'océan sur la mousson africaine

La variabilité océanique dans le golfe de Guinée, largement dominée par le cycle saisonnier, repose principalement sur la rétroaction Bjerknes, qui permet de rendre compte de l'amplification d'anomalies de température de surface de l'océan au niveau de l'équateur par la boucle de rétroaction positive suivante : une anomalie négative de température de surface de l'océan dans l'est du bassin augmente le gradient zonal de température, ce qui entraîne le renforcement des alizés et donc de l'upwelling équatorial (Bjerknes 1969, Zebiak 1993). L'élément principal en

est l'apparition d'une langue d'eau froide (LEF) océanique à l'est de 15-20W, et entre 4S et 1N environ, qui refroidit de 5 à 7°C entre mai et juillet (Merle et al. 1979) : il s'agit d'un upwelling équatorial, donc en grande partie forcé par la divergence des transports d'Ekman à la surface de l'océan.

La température de surface océanique (ou SST pour Sea Surface Temperature) influence le vent de surface à travers deux mécanismes différents. Le premier mécanisme est identifié par Gill (1980) : au-dessus d'un seuil de 27-28°C, une SST chaude favorise le déclenchement de convection atmosphérique profonde. Une fois enclenchée, cette convection profonde peut en partie s'autoalimenter à partir de la chaleur latente dégagée par la condensation de la vapeur d'eau lors de son transport vertical. Mais pour la période de l'année étudiée ici (printemps-été boréal), les SST sont rarement au-dessus de 27°C dans le golfe de Guinée. A l'inverse, en dessous de 26°C, une SST relativement froide vient stratifier le bas de la couche de mélange atmosphérique, et diminuer le flux vertical de quantité de mouvement horizontale. Comme le vent est plus fort en haut de la couche de mélange qu'en bas (à cause de la friction avec la surface océanique), une diminution de ce flux vertical, qui mélange le bas et le haut de la couche de mélange, ralentit automatiquement le vent de surface (Sweet et al. 1981, Wallace et al. 1989, Hashizume et al. 2002). Mais l'altitude jusqu'à laquelle se fait cet ajustement n'est pas encore clairement déterminée, et certaines études suggèrent qu'il a lieu dans toute la couche limite (Small et al. 2005). De plus, l'accélération du vent de surface serait moins due à une redistribution verticale de la quantité de mouvement qu'à un transfert de quantité de mouvement pour équilibrer les forces de Coriolis et de pression (Spall 2007). Les observations montrent en tout cas que ce mécanisme est bien à l'oeuvre dans le golfe de Guinée, en particulier dans la LEF (de Coëtlogon et al. 2014).

Le second mécanisme implique les zones de front océanique dans les tropiques. Un tel gradient de SST est présent sur le front nord de la LEF, entre l'équateur et 1N environ : il modifie par ajustement hydrostatique le gradient méridional de pression, qui provoque une accélération des vents du sud entre l'équateur et la côte. Ce mécanisme a été formalisé par Lindzen et Nigam (1987). Small et al (2005) montre que cet impact de la SST sur le gradient de pression peut prendre un certain délai d'ajustement au sein de la couche limite (quelques heures à 1-2 jours), pendant lequel il est advecté par le vent moyen, expliquant la présence du maximum de divergence des vents 100 à 200 km au nord du front dans le golfe de Guinée.

Ces mécanismes expliquent l'influence de l'océan sur les précipitations de la MAO : Okumura and Xie (2004) ont souligné l'importance du développement de la LEF dans le déclenchement du "saut de mousson". Meynadier et al. (2016) montrent à l'aide d'un modèle régional atmosphérique que la migration des pluies de l'océan vers la côte est bien contrôlée par l'émergence de la LEF en mai-juin. Caniaux et al. (2010) montrent une forte corrélation entre la date d'émergence de l'upwelling équatorial et le début des pluies sahéliennes quelques semaines après, montrant une influence du couplage océan atmosphère sur la variabilité saisonnière de la MAO. Cette origine est contestée par Thorncroft et al. (2011) qui accorde à la langue d'eau froide une influence sur le début des précipitations côtière mais non sur leur fin. L'hypothèse de deux régimes dissociés de précipitation entre la côte et l'intérieur du continent,

associés à deux processus de développement des précipitations, est également formulée par Gu et Adler (2004) et Akinsanola et Zhou (2019), qui mettent en exergue une corrélation des précipitations sur le continent, qui est plus forte avec la SST du Golfe de Guinée en avril-mai, et avec les vents de mousson en juin - juillet.

Le couplage océan-atmosphère se traduit également par le transport d'humidité du golfe de Guinée vers le continent, première source d'alimentation en humidité en mai pendant la phase côtière, et diminue durant la phase Sahélienne en juillet-août durant laquelle elle devient la seconde source derrière le flux d'ouest provenant de la côte Atlantique à l'ouest du continent (Thorncroft et al 2011, Lélé et al. 2016).

2.4 Variabilité interannuelle

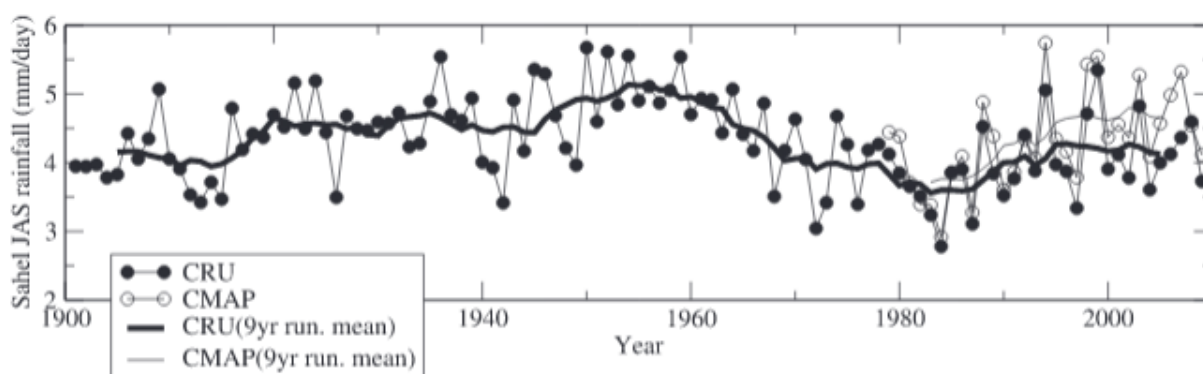


FIGURE 2.6 – Evolution entre 1900 et 2010 des précipitations au Sahel moyennées sur 10-18N / 0-10E. Source : Roehrig et al. (2013).

Le système de mousson présente en Afrique de l'Ouest une importante variabilité interannuelle. En effet, l'Afrique de l'Ouest a subi de fortes sécheresses durant les années 70 et 80, ayant d'importantes conséquences sur la vie des populations, avant de retrouver des précipitations plus abondantes dans les décennies suivantes (figure 2.6). D'une grande importance pour l'anticipation des précipitations (quantité, début, fin), cette variation interannuelle est en majeure partie due aux variations de température de surface de la mer dans le golfe de Guinée, associées à une structure de grande échelle dans le bassin Atlantique (Nnamchi et al. 2011), mais aussi dans le Pacifique équatorial (avec l'influence notamment des phénomènes El Niño / La Niña via des téléconnexions atmosphériques transitant par les cellules de circulation zonales) (Giannini 2003, Diatta and Fink 2014), et dans le bassin méditerranéen (Giannini 2003, Peyrillé et Lafore 2007, Fontaine et al 2010).

De plus, Nnamchi et Li (2011) ont montré une corrélation négative entre la SST et les précipitations dans le golfe de Guinée, et une corrélation positive avec les précipitations sahéliennes. Akinsanola et al. (2020) montrent que les années sèches sont liées à un TEJ plus faible, une couche de mousson moins épaisse et un front de mousson (FIT) situé plus au sud, associé à un JEA plus rapide et situé plus au sud. A l'inverse, les années humides montrent un TEJ plus intense, une couche de mousson plus épaisse, un FIT plus au nord et un JEA moins rapide et localisé plus au nord. La vitesse du JEA traduit l'importance des AEWs durant la saison : Cornforth et al. (2009) ont en effet montré que les AEWs ralentissent le JEA en utilisant une partie de son énergie statique humide et cinétique.

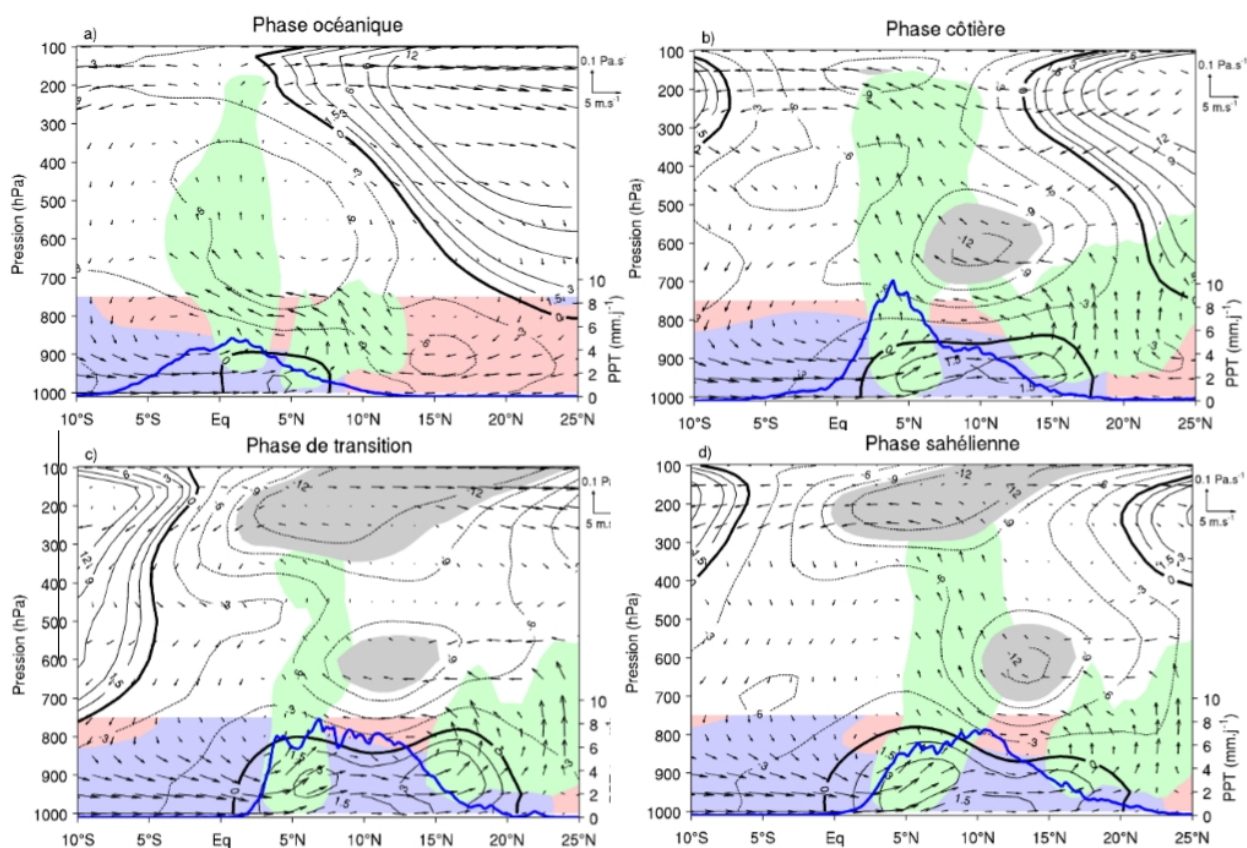


FIGURE 2.7 – Cycle saisonnier moyen du vent selon Thorncroft et al. (2011) à partir des réanalyses ERA-interim et des précipitations TRMM 2000-2009, moyennées entre 10W et 10E (bleu : alizés sud-est / flux de mousson ; rouge : harmattan nord-est ; vert : ZCIT et “heat low” ; gris JEA et JET). Source : Marion Leduc Leballeur (2012).

2.5 Cycle saisonnier

Les travaux de Thorncroft et al. (2011) et Nguyen et al. (2011) définissent le cycle saisonnier suivant, illustré sur la figure 2.7 :

- Phase océanique de novembre à mi-avril : elle correspond à la période de SST maximale dans l’Atlantique tropical. Durant cette phase, les alizés, sont localisés au sud de 9°N, au nord l’harmattan soufflent vers le sud-ouest. Le dipôle thermique se renforce durant cette phase avec l’apparition d’une dépression sèche autour de 10°N (Heat Low) provoquée par le chauffage du sol. La bande de précipitation est comprise entre 5°N et 5°S et atteint un maximum autour de 1°N. Thorncroft et al. (2011) montrent que le flux d’humidité alimentant ces précipitations provient majoritairement des basses couches de la troposphère (en-dessous 900hPa).
- Phase côtière : de mi-avril à juin . Entre avril et mai, la convergence du flux humide s’intensifie et se déplace vers le nord : on trouve le maximum de précipitations pour cette phase autour de 4°N, co-localisé avec les SST les plus chaudes. Elle est la phase la plus pluvieuse de la MAO, en raison d’une plus grande humidité et de SST plus élevée qu’en été. Ce déplacement des précipitations vers le nord du golfe de Guinée est causé par l’intensification des alizés au nord de l’équateur, suivant l’émergence de la LEF comme expliqué ci-dessus. Durant cette phase, l’ITD se déplace autour de 15°N et la zone de convection sèche associée à

la SHL à 20°N. Une zone de divergence apparaît entre la convergence côtière et la convergence sèche de la SHL. On note également l'apparition du jet d'est africain (JEA) à 600hPa autour de 10°N et du jet d'est tropical (TEJ) au sommet de la convection (environ 200hPa) à 2°N.

- Phase de transition : de juin à mi juillet. Cette phase correspond au déclin des précipitations à la côte causé entre autre par le refroidissement de la SST (dû aux vents plus forts), et le renforcement du flux d'est à 850hPa au-dessus du golfe de Guinée. Durant cette phase, le maximum de précipitation migre rapidement de sa position côtière à la position plus au nord qu'il occupera durant la phase Sahélienne. Il en est de même du JEA. Cook et al. (2015) attribue l'arrêt des précipitations côtières à la migration vers le nord du FIT et du JEA, amenant au dépassement d'un seuil dans le gradient méridien du vent zonal autour de 850 hPa : la baisse de vorticité induite inhiberait le développement de systèmes convectifs à la côte. On note également une intensification du TEJ et de la divergence en haut de la ZCIT. Cette phase qui, comme l'indique son nom, marque la transition entre la phase côtière et la phase Sahélienne de la mousson, ne dispose pas de définition univoque dans la littérature. En effet, comme le montre Fitzpatrick et al. (2015), le "saut de mousson" n'a pas de définition valable pour les précipitations à une échelle à la fois locale et régionale, la corrélation entre ces dates pour un même critère (pris localement ou régionalement) étant très faible, voire nulle.
- Phase sahélienne : de mi-juillet à septembre. Le maximum de précipitation migre de 7N à 11N, ce qui correspond à la saison des pluies au Sahel. On constate également une forte réduction des précipitations le long et au sud de la côte, et le déplacement vers le nord du JEA (centré autour de 13N) et du TEJ (autour de 5N) avec le flux de mousson. La dépression Saharienne migre vers l'ouest et de 20N à 30N en même temps que le flux d'ouest de mousson remonte jusqu'à 20N. La branche ascendante de la cellule de Hadley, située autour de 10N, apparaît moins clairement qu'en avril. Les mouvements ascendants qui s'établissent au-dessus de la dépression thermique saharienne entre 20 et 25N atteignent 700 hPa. À cette altitude, le transport est dirigé vers l'équateur, alimentant les puissants mouvements verticaux à 10N.

Cette phase Sahélienne est suivie par le retrait de la mousson jusqu'en octobre vers le sud, entraînant un second pic annuel de précipitation mais moins important que celui de mai, dans la région côtière. Un renforcement du jet subtropical nord accompagne le retrait de la mousson.

2.6 Variabilité intrasaisonnière

Les variations intrasaisonnières des précipitations ainsi que de la convection sont dominées durant la mousson par les échelles synoptiques. Néanmoins, des fluctuations de plus grande échelle, qu'elles soient purement atmosphériques, ou couplées atmosphère - surface (océanique ou continentale), influencent significativement la circulation de mousson.

2.6.1 Oscillation Madden-Julian (25-90 jours) :

Le principal mode intrasaisonnier dans les tropiques est l'oscillation de Madden-Julian (Madden-Julian Oscillation en anglais, abrégé MJO par la suite), de périodicité entre 25 et 90 jours, et notamment actif dans l'océan Indien et à l'ouest de l'océan Pacifique (Knutson and Weickmann 1987). Ce mode fut découvert dans les co-spectres du vent à 850hPa et à 150hPa dans les années 70 par Madden et Julian. Il se forme dans l'océan Indien, par auto-alimentation à partir d'instabilités atmosphériques, ou comme réponse de l'atmosphère à un forçage extérieur (variations intrasaisonniers de la mousson asiatique), mais son origine reste discutée (voir les synthèses de Zhang 2005, ou Roehrig 2010). La MJO se présente comme une onde de Kelvin d'une longueur d'onde d'environ 13500 km (figure 2.8). Elle se propage vers l'est à une vitesse de 4 à 8 m/s (Janicot et al. 2009). L'étude de Mohino et al. (2012) montre un décalage de 15 à 20 jours entre un maximum de rayonnement en Inde et un minimum sur l'Afrique de l'Ouest, et inversement, suggérant que la MJO est également composée par la propagation d'une onde de Rossby (donc vers l'ouest) depuis l'anomalie indienne, ce qui est également montré par Flaounas et al. (2011). Niang et al. (2017) confirme une influence de la MJO sur l'intensité du JEA, tout particulièrement au-dessus du Golfe de Guinée, comme déjà observé par Alaka and Maloney (2012) : durant la phase convective de l'oscillation, une anomalie de vent d'est se forme au sud du JEA et augmente l'instabilité barotrope du JEA, pouvant favoriser la formation d'AEW.

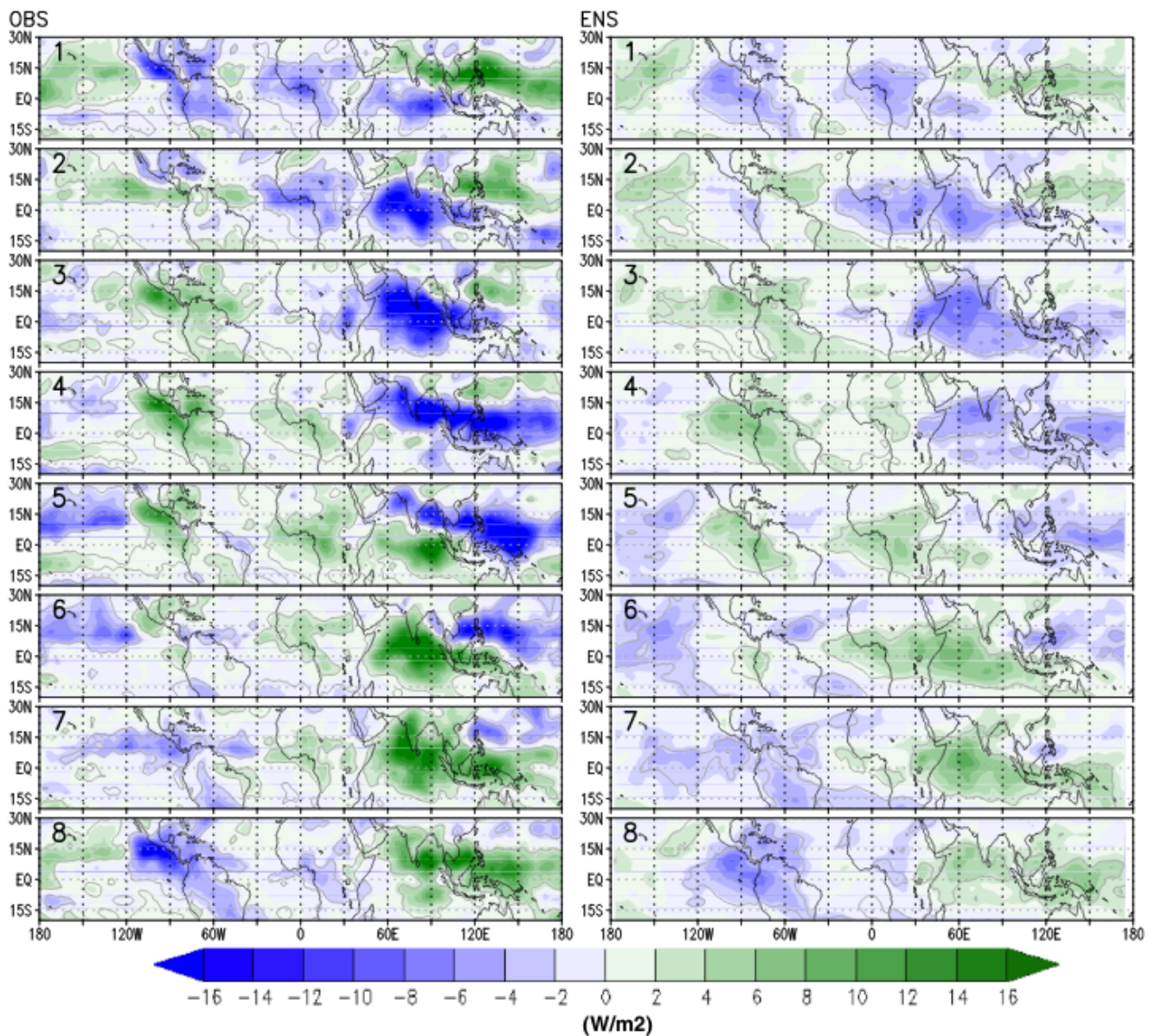


FIGURE 2.8 – Composite du rayonnement de grande longueur d’onde (OLR) durant les huit phases consécutives de la MJO. (Observations provenant de GPCP à gauche, et composite des 11 modèles de l’expérience AMIP à droite). Source : Niang et al. 2017.

2.6.2 Période de 10-25 jours :

En Afrique de l’Ouest, durant la MAO, la variabilité de la convection est dominée par l’échelle de 10 à 25 jours (Mounier et al. 2008) avec l’action de deux modes couplés et atmosphériques, mis en évidence par une analyse en composante principale du signal de rayonnement par Janicot and Sultan (2001), et développés dans une série d’articles (Mounier et al. 2008, Janicot et al. 2009, Janicot et al. 2010). Ces modes se manifestent par la modulation régionale de l’activité des systèmes convectifs de plus petite échelle spatiale et de fréquence plus élevée qu’avec la MJO. Cette modulation peut concerner jusqu’à 30% du signal saisonnier (Sultan et al. 2003) et permet d’expliquer

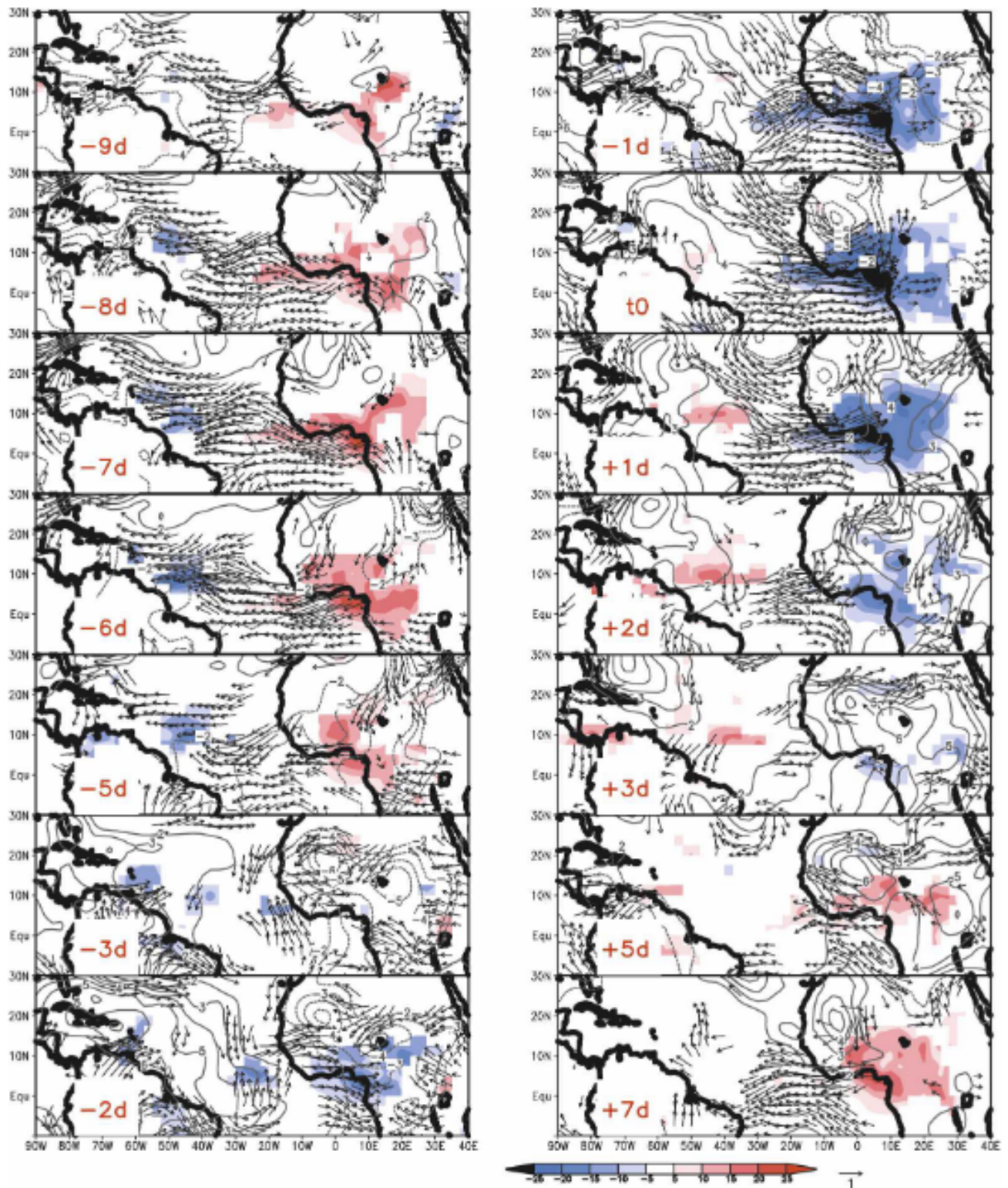


FIGURE 2.9 – Composites des événements positifs moins négatifs du mode QZBD entre t_0-9 jours et t_0+7 jours. L'OLR est indiqué en couleurs ($W.m^{-2}$), la hauteur du géopotential en contours noirs et le vent à 925hPa en vecteurs. Source : Mounier et al. 2008.

une part de la téléconnexion de la MAO avec les autres phénomènes climatiques de très grande échelle, comme la mousson Indienne. Le premier mode est décrit par Mounier et al. (2008) comme un dipôle zonal qui apparaît en moyenne 5.5 fois durant la saison d'été et s'exerce de l'équateur jusqu'à 20°N. Ses pôles sont situés au niveau du golfe de Guinée et entre 30°-60°W (figure 2.9). Ce dipôle, nommé Quasi-Biweekly Zonal Dipole (QBZD), module l'intensité des vents zonaux et de la convection entre ces deux pôles. Il est constitué d'un dipôle stationnaire et d'une onde de Kelvin se propageant depuis le pôle ouest vers le pôle est. Sa structure verticale est semblable à une cellule de Walker, et la baroclinicité de l'onde suggère qu'elle est forcée par la convection profonde. Il semble être contrôlé par les processus de surface au-dessus de l'Afrique. Durant sa phase positive sur le golfe de Guinée, la convection et la composante zonale du vent de surface vers l'est sont renforcés, ainsi le transport d'humidité depuis l'Atlantique vers le continent augmente, et inversement en moyenne sept jours plus tard (ou plus tôt) lors de la phase négative (Mounier et al 2008).

Le second mode dans cette gamme de périodicité, nommé mode Sahélien par Sultan et al. (2003), est visible autour de 15°N (Janicot et al. 2010, voir figure 2.10) : une anomalie de convection apparaît sur l'Afrique centrale, et se renforce en se propageant vers l'ouest, atteint son maximum une dizaine de jours après, puis disparaît dans l'Atlantique une dizaine de jours plus tard. Ce mode apparaît en moyenne 4.5 fois de juin à septembre. Cette circulation cyclonique advecte de l'air humide du sud vers le nord, ce qui renforce l'anomalie de convection dans la zone Sahélienne et déplace la ZCIT vers le nord. Le mode Sahélien semble être purement atmosphérique et contrôlé par une onde de Rossby équatoriale couplée à la convection (Janicot et al 2010, Lavender et al. 2010).

Un mode couplé océan-atmosphère, a été mis en évidence dans le golfe de Guinée avec une périodicité d'environ 15 jours par de Coëtlogon et al. 2010 (figure 2.11) : suite à un coup de vent de grande échelle, c'est à dire une accélération des alizés pendant quelques jours produite par le renforcement de l'anticyclone de Sainte Hélène dans l'Atlantique Sud, la LEF s'intensifie en 5-6 jours, probablement calée sur le temps de réponse des oscillations de la thermocline (ondes de Yanai à ces échelles de temps) à un forçage du vent. En réponse, le vent ralentit dans la LEF en 1 ou 2 jours. Ce couplage explique les oscillations de vitesse de vent de surface ou de SST qui peuvent être très régulières dans la région du front nord de la LEF, mais ne semble pas avoir d'impact significatif sur la variabilité du flux de mousson au nord de 3N. Sa structure dans l'atmosphère correspond à une cellule de recirculation méridionale de basse couche entre l'équateur et la côte, mise en évidence dans les réanalyses ERA-interim et NCEP CFS en réponse aux fluctuations du front nord de la LEF, baptisée Low-Level Atmospheric Circulation (ou LLAC, voir Leduc-Leballeur et al. 2013, de Coëtlogon et al. 2014) : en plus de l'accélération des vents sud en surface entre l'équateur et la côte, elle comprend une augmentation de la convection à la côte, de la subsidence à l'équateur, et d'une branche de retour autour de 600-700 hPa. Cette structure apparaît pendant quelques jours suite à un coup de vent de grande échelle quelques semaines avant la phase côtière, et s'établit de façon permanente après son démarrage : c'est d'ailleurs sa structure, avec une forte subsidence au sud de 3N, qui explique l'arrêt des précipitations dans la zone équatoriale.

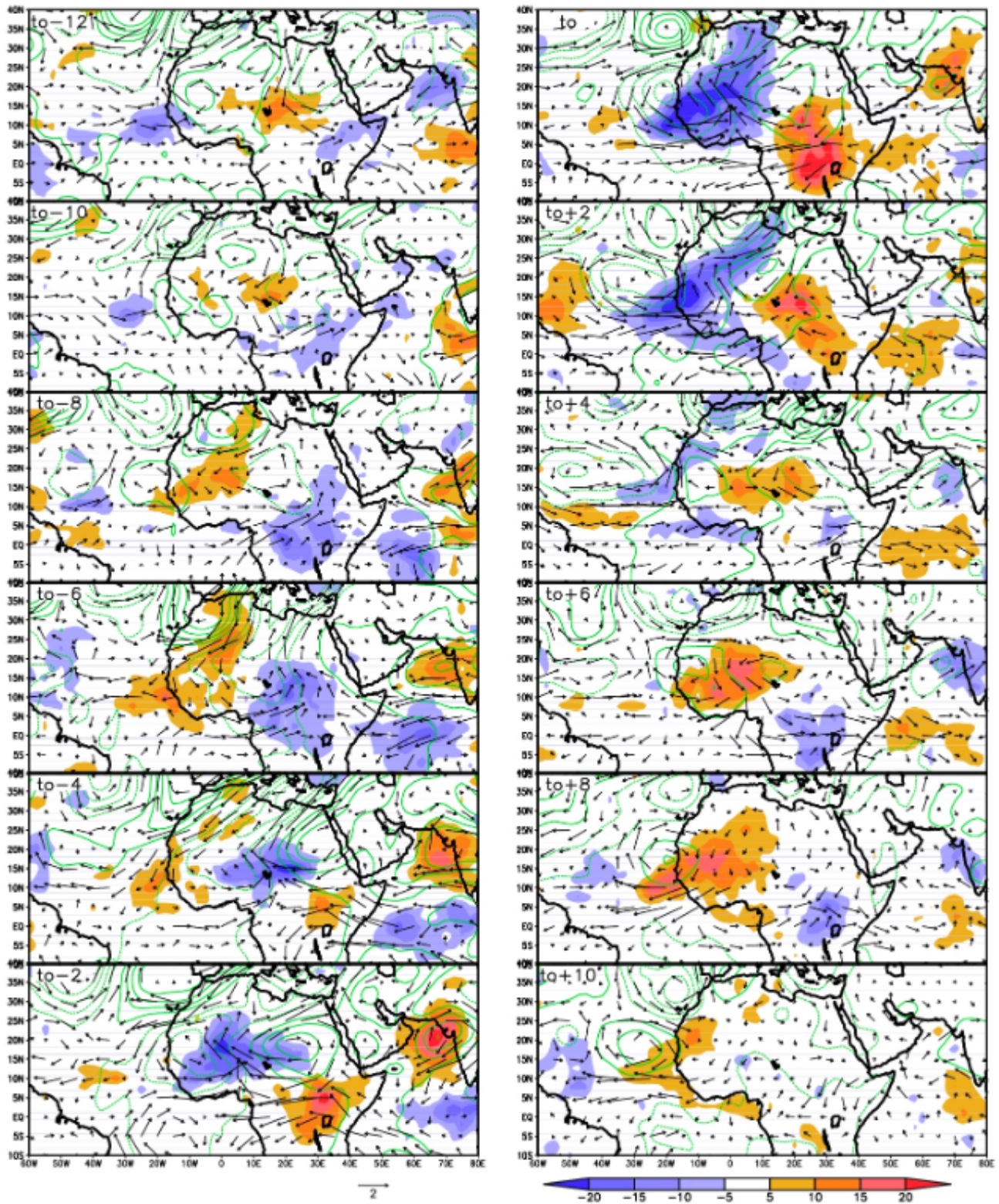


FIGURE 2.10 – Composites des événements positifs moins négatifs du mode Sahélien entre t_0-12 jours et t_0+10 jours, période 1979-2006. L'OLR est indiqué en couleurs ($W.m^{-2}$), la hauteur du géopotential en contour vert, continu pour positif et tirets pour négatif, et le vent à 700hPa en vecteurs. Source : Janicot et al. (2011).

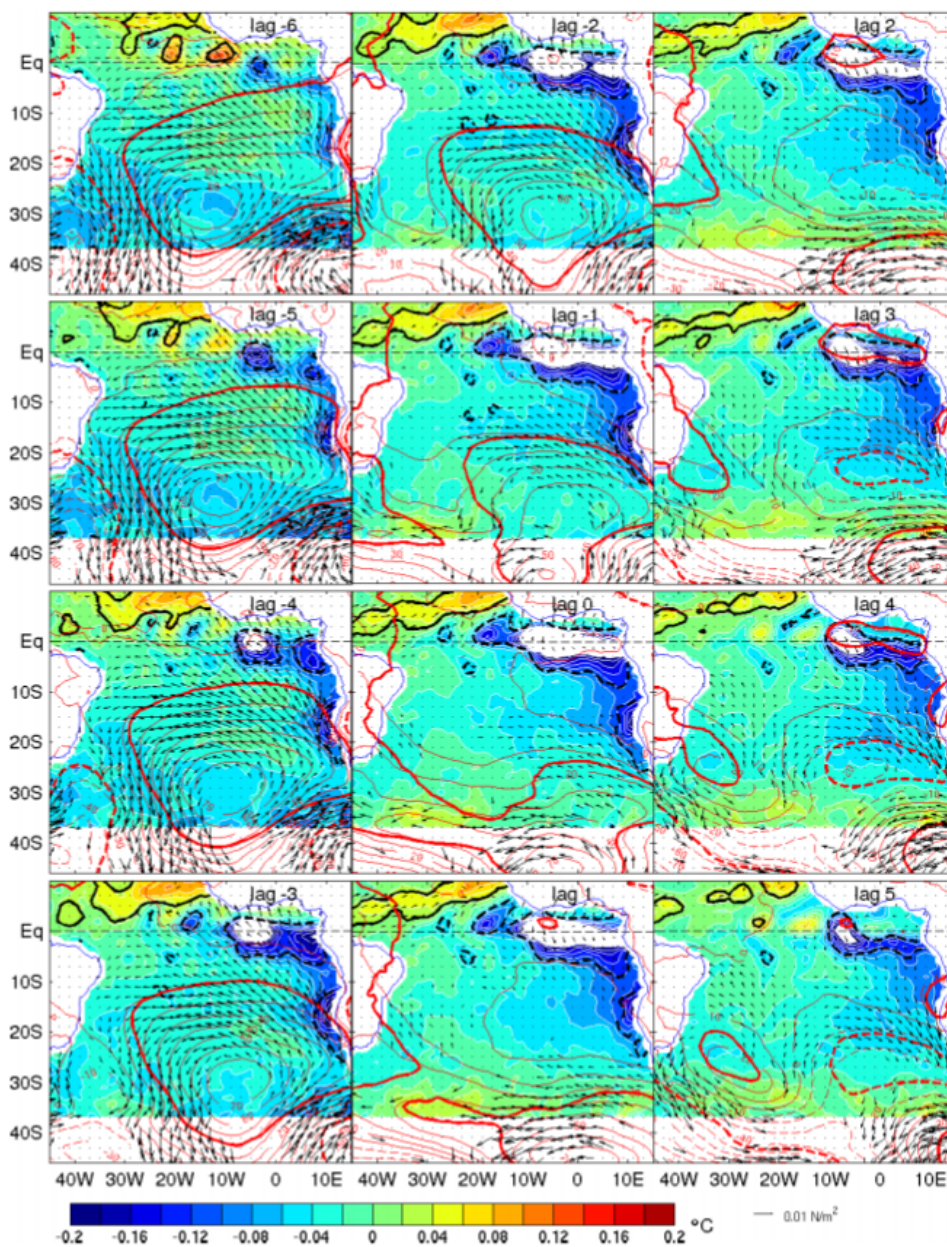


FIGURE 2.11 – Régression linéaire avec un décalage de -6jours à +5jours, sur un indice journalier de SST équatoriale : vent (vecteurs, quand significatif), SLP (contour noir, intervalles de 10hPa) et SST (couleur). Les contours noirs et rouges indiquent respectivement les corrélations significatives entre l'indice et la SST ou la SLP (en tirets quand la corrélation est négative). Source : de Coëtlogon et al. (2010).

2.6.3 Variations synoptiques :

En Afrique de l'Ouest, les variations intrasaisonniers durant la mousson sont fortement dépendantes des différents phénomènes synoptiques intervenant durant la MAO. Nous décrivons les trois principaux dans cette section : les ondes d'est africaines (AEW), les ondes de Kelvin, et les intrusions vers le nord d'air océanique en lien avec les pulsations du SHL. Malgré l'importance de ces phénomènes synoptiques en Afrique de l'Ouest, le lien avec les précipitations peut être difficile à mettre en évidence (Cornforth et al 2009, Poan et al 2014). Comme le montrent Roehrig et al. (2013), les précipitations en Afrique de l'Ouest ont la particularité de ne pas avoir de corrélation temporelle sur plusieurs jours, car elles sont contrôlées par des cumulonimbus provenant pour une large part de MCS. Ces systèmes, bien que potentiellement favorisés par les conditions synoptiques, sont dominés par la variation diurne de la stabilité atmosphérique (Laing et al. 2008) et du forçage effectué par les conditions de surface (Bouniol et al. 2012).

2.6.4 Ondes d'est africaines (AEW) :

Non seulement les AEWs en favorisant le développement des MCS contribuent à une part importante des précipitations au sein de la MAO, mais elles peuvent également être à l'origine de cyclogénèse en été boréal dans l'Atlantique tropical. Elles sont observées de mai à octobre de part et d'autre du JEA, avec un maximum d'occurrence en août et septembre. D'une longueur d'onde de 2000-4000 km, elles ont une périodicité de 3-5 jours et une vitesse de phase moyenne de 8 m/s (Kiladis et al. 2006). Les AEW se développent grâce aux instabilités du JEA, et ce dernier leur sert de guide d'onde dans leur propagation vers l'ouest. Si le thalweg de l'onde s'oriente vers l'amont du cisaillement horizontal (vers l'ouest), alors au sud et au nord, l'onde acquiert de l'énergie depuis le réservoir cinétique du JEA (instabilité barotrope). A l'inverse, si le thalweg s'oriente vers l'amont du cisaillement vertical avec l'altitude (vers l'est), alors l'onde acquiert de l'énergie par advection thermique, avec les vents du nord chauds qui intensifient les secteurs chauds de l'onde. Les basses couches froides advectées du sud dans l'anomalie froide permettent d'amplifier l'anomalie froide (instabilité barocline) et de la propager vers l'ouest comme une onde de Rossby à la surface : Parker (2008) explique comment cela permet de maintenir en phase, au moins en partie, les basses couches avec l'onde.

De multiples hypothèses existent quant à l'origine de ces ondes, qui se forment généralement entre 15E et 30E. L'hypothèse la plus souvent décrite est une perturbation du JEA qui se forme plus à l'est sur le continent africain, se propage et s'intensifie par les instabilités barocline et barotrope le long du JEA. La perturbation originale pourrait être due à une perturbation orographique du JEA, ou d'origine extra tropicale venant du nord, ou encore de systèmes convectifs à l'entrée du JEA. Berry et Thorncroft (2012) notent également la relation des AEW avec les systèmes convectifs, en montrant avec une modélisation que sans les systèmes convectifs les AEW s'affaiblissent en quelques jours. Les AEW sont fortement corrélées avec la convection en Afrique de l'Ouest, où elles expliquent un tiers de la

variabilité des précipitations (Schlueter et al. 2019). L'initiation de la convection se produit statistiquement le long de l'axe du JEA, à l'avant du thalweg de l'onde avec des conditions favorables de fort cisaillement vertical de vent. Mais des systèmes convectifs plus lents s'observent également plus au sud où le cisaillement est moins fort et la couche de mousson plus épaisse. Les AEW se déplacent moins vite que le vent dans le JEA (12 à 15 m/s), ce qui provoque un tourbillon associé au thalweg de l'onde qui s'étend verticalement, et des vortex peuvent être visibles autour de 850 hPa. Ces vortex peuvent être renforcés par des systèmes convectifs et ainsi atteindre une extension variable. De plus, ils jouent un rôle important dans la régénération diurne des systèmes convectifs après l'affaiblissement nocturne que ces derniers subissent. Le passage d'une AEW provoque également un déplacement du FIT vers le nord, et généralement ce déplacement se produit à l'est et au niveau du thalweg de l'onde. Mais cette migration peut être masquée par le cycle diurne et la régénération nocturne du FIT, entraînant vers le nord la dorsale d'air froid dans les basses couches (Bain et al. 2011).

2.6.5 Ondes de Kelvin :

Ces ondes originaires du Pacifique se déplacent vers l'est jusqu'à l'océan Indien le long de l'équateur. Couplées à la convection, elles ont une vitesse moyenne de 15 m/s, une longueur d'onde d'environ 8000 km et une périodicité de 6 à 7 jours. Le vent induit dans les basses couches est principalement zonal à l'équateur, précédé par des vents d'ouest et suivi par des vents d'est, affectant la circulation jusqu'à environ 10N (Nguyen and Duvel 2008). Mounier et al. (2007) ont montré que ces ondes modulent les précipitations avec une intensité comparable aux AEW. Elles ont une influence maximale sur les précipitations de mars à avril, lorsque la ZCIT est proche de l'équateur (Nguyen et Duvel 2008).

2.6.6 Pulsation de la SHL :

A l'échelle synoptique, la SHL oscille autour de sa position moyenne et varie en intensité (pulsations, Lavaysse et al. 2010) : une SHL intense donne une circulation de mousson plus forte qui converge au Sahel dans les jours suivants. Pendant les phases océaniques et côtières de la MAO, des déplacements rapides du FIT vers le nord associé aux pulsations de la SHL sont constatés avec une périodicité de 3 à 5 jours par Couvreur et al. (2010). Le déplacement du FIT permettant une humidification de l'atmosphère par l'apport d'air frais et humide rétroagit négativement sur l'anomalie dans la SHL.

2.7 Cycle diurne

2.7.1 Précipitations :

Laing et al. (2012) montrent la difficulté d'une étude du cycle diurne des précipitations, ce dernier étant composé de différents types de systèmes convectifs (détaillés ci-dessous) ayant chacun des cycles diurnes différents. Maranan et al. (2018) détaillent ces différents régimes de précipitations, résumés en 3 classes :

- Les précipitations d'origine convective de courte durée de vie (1 à 2 heures), dues au chauffage solaire, dont la contribution au total annuel décroît à mesure que la distance à la côte augmente.
- Les précipitations "de Mousson", constituées des précipitations dans la couche de mousson n'ayant pas d'activité orageuse mais pouvant durer de manière continue ou intermittente de plusieurs heures à quelques jours. Leur contribution au total annuel de précipitation varie d'entre 28 à 52% à la côte, à environ 5% dans la région sèche du Sahel.
- Les précipitations apportées par les MCS, qui contribuent aux précipitations annuelles pour plus de 50% dans la région soudanienne (Omotosho 1985), 90% dans le Sahel (Mathon et al. 2002, Fink et al. 2006), et respectivement 21 et 16% dans les régions côtières du Nigeria et du Ghana.

Maranan et al. (2018) montrent que le cycle diurne des précipitations de courte durée et celles "de Mousson" atteignent des maximaux d'occurrence dans l'après-midi et le début de soirée. Les précipitations provenant de MCS ont tendance à atteindre leur maximum plus tardivement dans la nuit (jusqu'après minuit pour les systèmes les plus grands et les plus stratifiés). Zhang et al (2016) montrent que le pic de précipitations l'après-midi au-dessus de l'Afrique de l'Ouest est associé à l'instabilité de la basse troposphère, et font l'hypothèse que leur origine dépend fortement des conditions locales d'initiation de la convection. Ils montrent également que les précipitations nocturnes sont associées majoritairement à des systèmes propagatifs, et qu'elles sont situées de 3 à 10° de longitude à l'ouest (downstream) des régions où les précipitations sont maximales dans l'après-midi. Vizy et Cook (2017) proposent que le développement de la convection au-dessus du nord Sahel (14-20°N) dans l'après midi est physiquement relié avec l'occurrence de précipitations nocturnes au sud Sahel (11-14°N), suivant ainsi la direction ouest / sud-ouest que l'on retrouve dans le suivi des MCS (Hodges and Thorncroft 1997).

2.7.2 Nébulosité :

La variation diurne, comme nous l'avons vu, dépend au premier ordre du rayonnement solaire, or ce rayonnement est modulé par la nébulosité (composée majoritairement de nuages bas) et son cycle diurne : la présence de nuages diminue le rayonnement en journée et limite le refroidissement de la basse atmosphère la nuit. Par l'analyse diurne de la structure verticale composite des cumulonimbus de juin à septembre entre 2006 et 2010, Stein et al.

(2011) montrent que la convection de fin d'après-midi augmente la nébulosité durant la nuit, donnant une couverture nuageuse d'environ 50% proche de la tropopause dans la zone de précipitations maximale (autour de 10°N). Cette distribution de la couverture nuageuse est centrée avec un maximum autour de 30% le long du front brise de mer – brise de terre (autour de 5-6°N) dans la couche limite, autour de 850hPa. De nuit, il reste dans cette zone surtout des stratus représentant une fraction nuageuse totale d'environ 20% (Schrage et Fink 2012). Parker et al. (2005) et Marsham et al. (2013) mettent également en évidence qu'une fraction nuageuse importante - entre 10 et 15% - existe aussi à 500 hPa, s'étend sur tout le continent, et se propage vers le nord la nuit.

Les nuages bas (dits LLC pour low-level clouds) ont été particulièrement étudiés pendant la campagne DACCIWA (Knippertz et al. 2017). En utilisant les observations de cette campagne, Kniffka et al. (2020) comparent les précipitations et les nuages bas aux réanalyses et aux observations satellites. Ils montrent un bon accord dans leur variabilités synoptiques, mais une sous-estimation importante des précipitations (de 0.1 à 1.9 mm / jour) et des nuages bas, qui cummulés aux erreurs de nuages hauts et l'épaisseur optique de la couche nuageuse donnent un biais positif du rayonnement reçu en surface entre 35 W/m² (Adler et al. 2019) et 43 W/m² (Kniffka et al. 2020) sur le continent. Dans la région côtière, à l'inverse ces études notent une sur-estimation des nuages bas. En faisant varier l'épaisseur optique des nuages Kniffka et al. (2019) montrent dans une expérience numérique sur le continent qu'une plus grande radiation solaire en surface entraîne une augmentation des précipitations. Dans l'après midi où la différence de température de surface est maximale, elle augmente le mélange turbulent et déstabilise la couche limite, provoquant l'augmentation de la convection profonde et le surplus de précipitations. En comparant les modèles de prévision numérique et les observations de la campagne DACCIWA, Kniffka et al. (2020) confirment cette influence de la couverture nuageuse sur les radiations de surface, le mélange verticale et la temporalité du cycle diurne dans la couche limite, mais n'observent pas l'augmentation de la déstabilisation de la couche limite ni l'augmentation des précipitations. Adler et al. (2019) décrivent la formation des LLC dans la couche limite durant la nuit sur la base d'une observation pendant onze jours à Savé au Bénin. Ils distinguent trois phases :

- Une phase stable, au coucher du soleil, où la composante horizontale du vent dans la couche de mousson est faible. La stratification décrite ci-dessus se met en place.
- Une phase de "jet", avec l'accélération du vent et l'arrivée d'humidité du flux maritime. Durant celle-ci, une fois la saturation en humidité atteinte, des nuages bas se développent sous la forme de stratus. Le différentiel thermique provoqué par l'advection et le cisaillement de vent horizontal dû au jet érode la stratification en générant des turbulences. Le développement des stratus est limité verticalement par l'inversion de vent au-dessus de la couche limite.
- Une phase de stratus, où la stabilité statique en-dessous et dans la couche de nuage décroît.
- Une fois leur extension maximale atteinte, entre 9 et 10h, ces stratus se fragmentent.

Lohou et al. (2020) proposent dans un modèle conceptuel une quatrième phase pour cette fragmentation, prenant en compte les cas de découplage ou non du sol. Van der Linden et al. (2015) montrent que, sous l'effet de la brise

de mer, ces stratus peuvent se développer en cumulonimbus proches de la côte.

2.7.3 Brise de Terre et brise de mer :

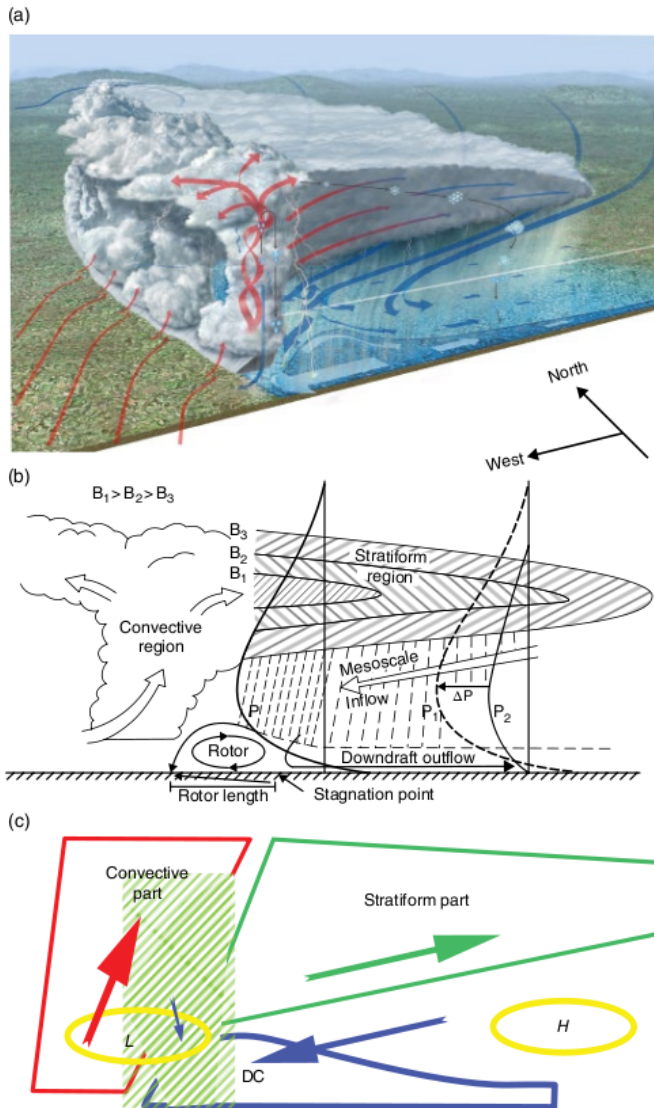


FIGURE 2.5 – a) Vue tridimensionnelle schématique d'une ligne de grain avec la masse d'air froid formant le courant de densité colorée en bleue. Source : Lafore et al. (2004). b) Modèle conceptuel bidimensionnel de ligne de grain. Source : Lafore et Moncrieff (1989). c) Leur représentation sous forme de boîte. Source : Météorologie de l'Afrique de l'Ouest tropicale (chapitre 3, p. 185, Lafore et al. 2017).

Les régimes de brise de terre et de mer (LSB pour Land Sea Breeze) sont une réponse au gradient de température entre la terre et la mer (figure 2.12). La terre ayant une plus faible capacité thermique, elle se refroidit plus vite la nuit et se réchauffe plus vite dans la journée, ce qui produit près de la côte une inversion du gradient de température. Lorsque l'air au dessus du continent devient plus chaud, cela provoque une dépression locale favorisant la

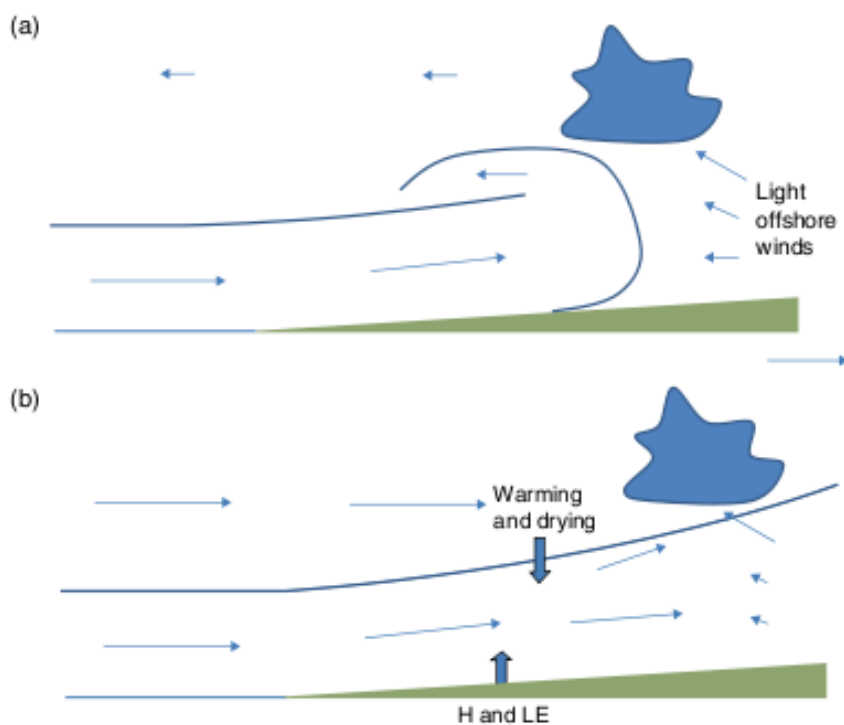


FIGURE 2.13 – Schéma d'un courant de densité pour la brise de mer en journée. a) Le vent de grande échelle est de terre et faible, la brise de mer pénètre comme un courant de densité cohérent dès l'installation du gradient de température entre la terre et la mer. b) Le vent de grande échelle est un fort vent de mer, comme dans le Golfe de Guinée pendant la mousson. Il y a peu de signal diurne à la côte, mais dans la matinée, quand la surface continentale se réchauffe et que le flux augmente, la couche limite marine se réchauffe en se déplaçant sur la terre, et des cumulus peuvent se former à l'intérieur des terres. Source : *Météorologie de l'Afrique de l'Ouest tropicale*, ch. 4 p. 264 (Parker et al. 2017).

pénétration du flux océanique, la brise de mer. A l'inverse, la nuit, apparaît près des côtes un régime de brise de terre ralentissant le flux océanique. Laing et al. (2011) montrent qu'il existe un phénomène de convergence propre au régime de brise de terre au nord-est du Golfe de Guinée, favorisé par la forme de la côte. Ils indiquent que les grands lacs - tel le lac Volta - sont susceptibles d'avoir leur propre système de LSB. Bajamgnigni et Steyn (2013) montrent une présence tout au long de l'année de la LSB à Cotonou, ainsi qu'une intensification de la brise de mer durant les mois de la MAO sous l'effet de l'augmentation du flux de mousson. Du fait du fort flux de sud-ouest dans le Golfe de Guinée pendant la mousson, la détection de la brise de mer est compliquée par le peu de différence diurne dans le vent (Bajamgnigni et Steyn 2013). Néanmoins, en fin d'après midi, lorsque la turbulence de la couche limite diminue sur le continent, un courant de densité peut se former au niveau du front de brise et se propager sur une distance d'une centaine de kilomètres (figure 2.13). Parker et al. (2017) montrent d'après des mesures satellites pendant le mois d'octobre 2017 que la couverture nuageuse sur la région côtière du golfe avance d'environ 3 m/s (60 km en 6h) entre 12H et 18H sous l'effet de la brise de mer depuis la côte vers l'intérieur des terres.

Ils remarquent par ailleurs que la couverture s'étend plus loin (au-delà de la portée théorique de la brise), et explique ce phénomène par la pénétration plus profonde et plus rapide, certains jours de brise. Ils remarquent également un ciel généralement sans nuages au large dans le Golfe de Guinée, et propose comme cause la propagation d'ondes de gravités depuis la côte, reprenant l'hypothèse de Love et al. (2011) formulée pour l'Indonésie. Guedje et al. (2019) détaillent les différents régimes de vent à partir des données de la décennie 2006-2015 mesurées par la station météorologique de Cotonou (6.21°N 2.23°E). Ils montrent comme attendu un maximum du développe-

ment de la brise de terre à 6h, puis une disparition avant midi et un régime de brise de mer dominant entre midi et la tombée de la nuit. Ils notent également que la présence des régimes brise de terre et brise de mer subit une variation saisonnière complémentaire : lorsque le ratio de jours au cours du mois avec un régime de brise de terre augmente, celui de brise de mer diminue. De mars à juin, le ratio de jours avec brise de mer passe de 35% en mars à 15% en mai. Dans le même temps, le ratio de jours avec brise de terre passe de 20 à 50%. Cette variation traduit l'inversion du gradient de température entre l'océan et le continent, dont nous avons vu le rôle dans la pénétration de la mousson sur le continent. Les ratios restent à peu près stables en juin, et en juillet varient à l'opposé de leur variation printanière (durant la phase côtière), passant pour la brise de terre et la brise de mer respectivement à moins de 10% et 40%. Le cycle saisonnier se clôt, après un maximum en août, par un retour à des valeurs proches de celles de mars à la fin du retrait de la mousson (octobre). Coulibaly et al. (2019) montrent les mêmes variations saisonnières, ainsi qu'une sous-estimation des régimes de brise par les modèles : ils lient le second maximum annuel de LSB observable en avril au décalage entre maximum de température sur terre en mars et maximum de SST dans le Golfe en avril, ainsi qu'au développement du SHL (qui à cette période est la principale source de modulation de la circulation atmosphérique) et de "thermal lows" sur le continent, ces derniers favorisant les LSB.

2.7.4 Cycle diurne de la circulation continentale :

Durant l'été boréal, le FIT possède un cycle diurne important (Parker et al 2005). Pendant la matinée, la surface se réchauffe plus vite là où la couche de mousson est fine, en particulier près du FIT. Le mélange de l'humidité dans la couche limite est donc plus rapide près du front. En se mélangeant, la couche de mousson au sud permet au front de passer de 19°N au lever du soleil à 16°N dans l'après midi. Après le coucher du soleil, le mélange vertical faiblit et l'atmosphère se stabilise et se stratifie, sous l'effet du refroidissement par le sol. Le flux dans les basses couches répond en accélérant, augmentant l'advection d'humidité vers le nord, ce qui provoque la remontée vers le nord du FIT. Le FIT peut migrer de plusieurs centaines de kilomètres vers le nord en une nuit sous l'effet du refroidissement nocturne par le sol. Il stabilise la couche limite, et permet l'accélération du flux de mousson qui peut, sous l'effet d'un découplage avec le sol, former un jet dans la couche limite atteignant une vitesse supérieure à 10 m/s (NLLJ pour nocturnal low level jet, Parker et al. 2005). Lors de telles migrations, les régions frontalières entre Sahara et Sahel peuvent expérimenter une après-midi sèche et chaude et une nuit humide avec des vents violents, ce qui conduit à un renforcement du gradient.

L'arrivée du FIT est suivie au sud par une couche de mousson d'épaisseur environ 1 km, semblable à un courant de gravité assez fort pour soulever de la poussière (Bou Karam et al. 2008), et favorisant le développement de nuages bas durant la nuit comme le montre le modèle proposé par Lohou et al. (2020). La journée suivante, cette couche de mousson est mélangée verticalement par convection sèche dans la couche limite. Ce cycle amène de l'humidité en bordure du Sahara. La température augmente et l'humidité diminue quand le mélange se produit sous

l'effet de turbulence en journée (Parker et al. 2005). Ce mélange affaiblit le vent qui peut même, au sol, prendre une composante nord-est (Stein et al. 2011).

Au fur et à mesure de la journée et du mélange entre couche de mousson résiduel de la pénétration nocturne et air Saharien au dessus, le FIT se retire au sud. Ce retrait ne correspond pas à un changement d'orientation des vents mais bien à une anomalie diurne dans celui-ci. La dynamique du FIT est complexifiée par le rôle des poches d'air froid créées par les systèmes convectifs qui se développent dans le flux de mousson au sud du FIT. Ces perturbations se déplacent comme des courants de densité, et peuvent parcourir plusieurs centaines de kilomètres par nuit vers le nord en suivant le FIT.

Une caractéristique remarquable des modèles de dépression thermique est une forte variabilité du cycle diurne et de la circulation cyclonique de basse couche. Racz et Smith (1999) ont montré que dans un système idéalisé comprenant le cycle diurne du chauffage solaire sur une surface continentale entourée d'eau, plusieurs caractéristiques comme les effets associés aux brises de mer côtières et au jet de basse couche nocturne peuvent s'expliquer par le cycle diurne de la stabilité dans la couche limite atmosphérique. Parker et al. (2005) ont montré que durant la MAO, le cycle diurne de la stabilité atmosphérique passe en journée d'une situation peu stratifiée du fait des turbulences dues au chauffage solaire, ralentissant le vent dans la couche limite, à une plus forte stratification durant la nuit sous l'effet stabilisateur du refroidissement des basses couches par le sol. Le vent de surface accélère alors, permettant la formation certaines nuits d'une circulation super-géostrophique de basse couche sur le continent. Cette circulation est observée lorsque la MAO est installée sur le continent. Guedje et al. (2019) trouvent la présence de ce régime dans 10 à 26.5% des nuits à Cotonou sur la décennie 2006-2015.

Parker et al (2005) montrent une augmentation de l'amplitude du cycle diurne durant la période de saut de mousson. De plus, ils montrent que le cycle diurne de la mousson après cette date est essentiellement le résultat du cycle diurne du SHL (et de la circulation qu'il entraîne) et du cycle diurne de la turbulence dans la couche limite (qui tend à supprimer cette circulation). Le SHL est maximum en fin d'après-midi, mais les vents cycloniques faiblissent dans la journée et se renforcent la nuit dans les basses couches. L'augmentation nocturne de la convergence liée à cette accélération est un facteur important pour l'apport d'humidité dans le Sahel pendant la mise en place de la mousson (Parker et al. 2005, Lothon et al. 2008). Un SHL intense donne une circulation de mousson plus forte qui converge au Sahel dans les jours suivants. L'accélération produite dans les basses couches ne se retrouve que très faiblement plus haut dans l'atmosphère, avec des variations de vents inférieures à 2 m/s (Spengler et Smith 2008) et provoque donc un cisaillement vertical avec l'anticyclone présent dans l'atmosphère saharienne entre 700 et 500 hPa.

2.8 Conclusion

Malgré les grands progrès effectués ces dernières années sur la compréhension de la MAO, la modélisation de sa dynamique et des précipitations reste encore déficiente aujourd'hui. En effet, il y a encore un manque de connaissances à combler sur les mécanismes à l'œuvre dans la transition saisonnière du maximum de précipitation depuis la région côtière à la région sahélienne, qui s'opère en quelques jours durant le mois de juillet. Cela provoque une imprécision des modèles dans la localisation de la ZCIT. De plus, la résolution de la convection atmosphérique profonde présente encore des difficultés importantes, car soumise à plusieurs phénomènes dont les interactions ne sont pas toujours bien connues : la variation saisonnière, le couplage océan-atmosphère, les phénomènes ondulatoires intrasaisonniers, les variations diurnes, les conditions orographiques (brise de mer, reliefs) et la couverture des sols. En effet, le type de végétation joue un rôle important dans le cycle de l'eau, et peut localement entraîner une modification du flux de chaleur latent favorisant la convection (Garcia-Carreras et Parker 2011).

De plus, les modèles numériques utilisant des schémas de convection paramétrée, comme les modèles globaux, sont connus pour donner des précipitations trop fréquentes et pas suffisamment intenses (Garcia-Carreras et al. 2015) ainsi qu'un décalage dans le cycle diurne qui arrive "trop tôt" (Marsham et al. 2013), ayant entre autres effets de réduire les effets de la brise de mer sur la convergence (Birch et al. 2015). L'étude récente de Kniffka et al. (2020), qui compare les données satellites et issues de modèles avec les relevés de stations effectués lors de la campagne DACCIWA, montre que malgré une sous-estimation des précipitations satellites due à une sous-estimation de l'humidité, la durée et l'horaire des précipitations satellites est néanmoins cohérente avec les observations jusqu'à l'échelle synoptique.

En plus de ces difficultés liées aux peu d'observations in-situ disponibles dans la région, les modèles s'avèrent peu efficaces dans la modélisation des précipitations locales (Vogel et al. 2018) et montrent des biais secs le long de la côte de Guinée, particulièrement après la remontée des précipitations vers le nord (Kniffka et al. 2020). Tous ces problèmes affectent l'advection d'humidité de la côte au Sahel, renforçant la mauvaise position de la ZCIT (Birch et al. 2014). Dans la période de mai à juillet, en zone côtière, on peut donc dénombrer plusieurs mécanismes jouant à différentes échelles un rôle sur la convection, depuis le cycle diurne jusqu'à l'intrasaisonnier, sans oublier l'évolution saisonnière. Mais les études réalisées jusqu'à ce jour ne permettent pas de replacer les cycles diurnes côtier et continental dans la dynamique de variation saisonnière. Leur importance est néanmoins connue pour le transport d'humidité, facteur clef du début du développement continental de la mousson et qui conditionne l'avancée de la zone de précipitations, et plus généralement la circulation atmosphérique et les précipitations.

Ce travail se propose d'étudier l'influence de l'océan sur les variations saisonnières, intrasaisonniers et diurnes de la mousson. Les études du couplage océan-atmosphère entre le Golfe de Guinée et la mousson en Afrique de l'Ouest réalisées depuis AMMA ont déjà montré une influence de ce couplage sur les variations interannuelles (Okumura et Xie 2004, Caniaux et al. 2011) et saisonnières pour le début de la phase côtière (Meynadier et al. 2016)

de la convection et des précipitations. Dans cette continuité, nous essayons de déterminer son influence entre la phase côtière et la phase sahélienne, c'est à dire durant la phase de transition, en y intégrant l'échelle diurne. Puis nous étudions l'influence de la surface océanique à l'échelle intrasaisonnière, en la confrontant à l'influence des ondes de Kelvin et à l'influence des précipitations après la phase côtières.

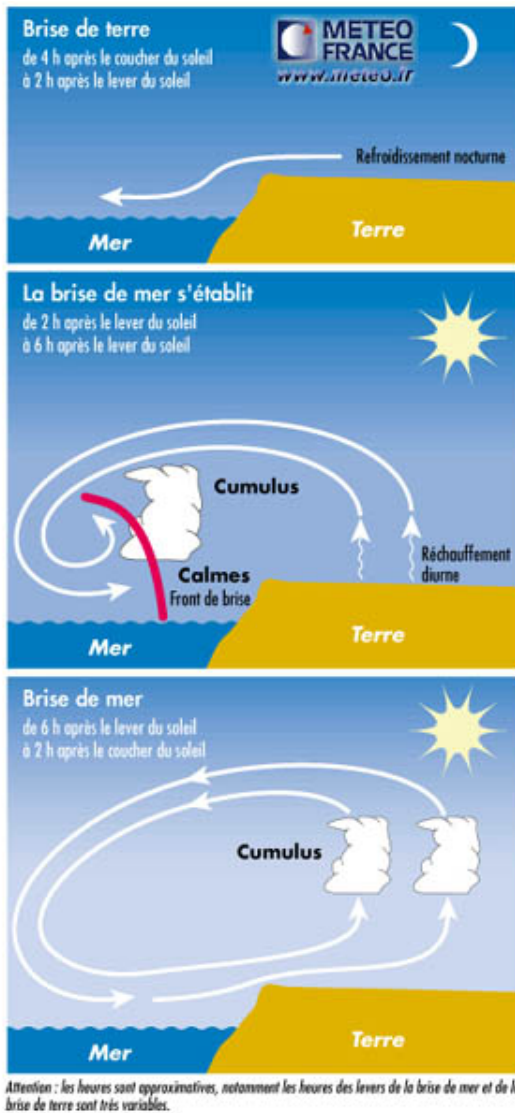


FIGURE 2.12 – Schéma brise de mer/terre. Source : MétéoFrance

Chapitre 3

Méthodes et climatologie

Avant d'étudier l'influence de la surface océanique aux échelles saisonnière et intrasaisonnière et diurne, il convient de caractériser la région. Dans ce chapitre, nous décrivons les données utilisées. Puis nous analyserons les différences entre les réanalyses ERA5, centrales pour la suite de ce travail, et les observations. Nous ferons la comparaison tout d'abord à l'équateur où nous disposons de mesures locales, avec une résolution temporelle très fine, grâce à une bouée Pirata, puis sur toute la région, à l'échelle saisonnière et à l'échelle diurne. Nous présenterons ensuite des éléments de climatologie de la région et du cycle diurne des précipitations et des nuages. Enfin, nous introduirons des dates de référence basées sur des variables thermodynamiques, nous permettant de caractériser le début et la fin de la phase côtière des précipitations, et ainsi étudier dans les chapitres suivants les variations saisonnières, intrasaisonnières et diurnes autour de ces dates, indépendamment des variations interannuelles.

3.1 Présentation de la région d'étude

Notre zone d'étude est la côte au nord du Golfe de Guinée, autour du méridien 0 et la bande de latitude 2°S – 15°N (encadré noir sur la figure 3.1a). Cette région intègre trois régions climatiques distinctes :

- Au sud, la région océanique : la circulation atmosphérique est dominée par les alizés qui vont alimenter en humidité la région côtière. Au sud de cette région se développe au printemps l'upwelling équatorial, puis un upwelling côtier apparaît, tandis que la surface océanique refroidit globalement dans le golfe de Guinée.
- La région au nord de la côte reçoit les précipitations de la Mousson en mai-juin (maximum annuel de précipitation) lors de la phase côtière puis en septembre-octobre lors du retrait de la Mousson : ces apports en eau permettent le développement d'une végétation tropicale.
- Au nord de la région côtière se trouve une région semi-désertique ne recevant que d'intenses mais peu fréquentes précipitations durant la phase Sahélienne de la Mousson. Celles-ci suivent l'extension vers le nord de la ZCIT, qui permet la croissance de la végétation (savane herbacée). Entre la côte et 15°N, le

gradient de végétation suit celui des pluies moyennes.

La zone continentale comporte un relief modéré (figure 3.1b) dont la principale caractéristique est le lac Volta, localisé entre 6.5°N et 10°N pour sa partie la plus au nord autour de la longitude 0°. Ce lac est bordé directement à l'est par un massif qui culmine à environ 900 m, et qui se prolonge de 8°N à 12°N en bordure du lac jusqu'au fleuve Niger en plateau d'altitude supérieure à 300 m. A l'Ouest le lac Volta est limité par un petit massif de sommet autour de 500 m, puis de larges plateaux d'altitude 200 à 300 mètres étendus à l'ouest et au nord. Si, à grande échelle, la côte Guinéenne est de forme quasi-zonale, ce n'est pas vrai à l'échelle qui nous intéresse : le lac Volta et les reliefs de part et d'autre s'ajoutent à la forme particulière de la côte Africaine.

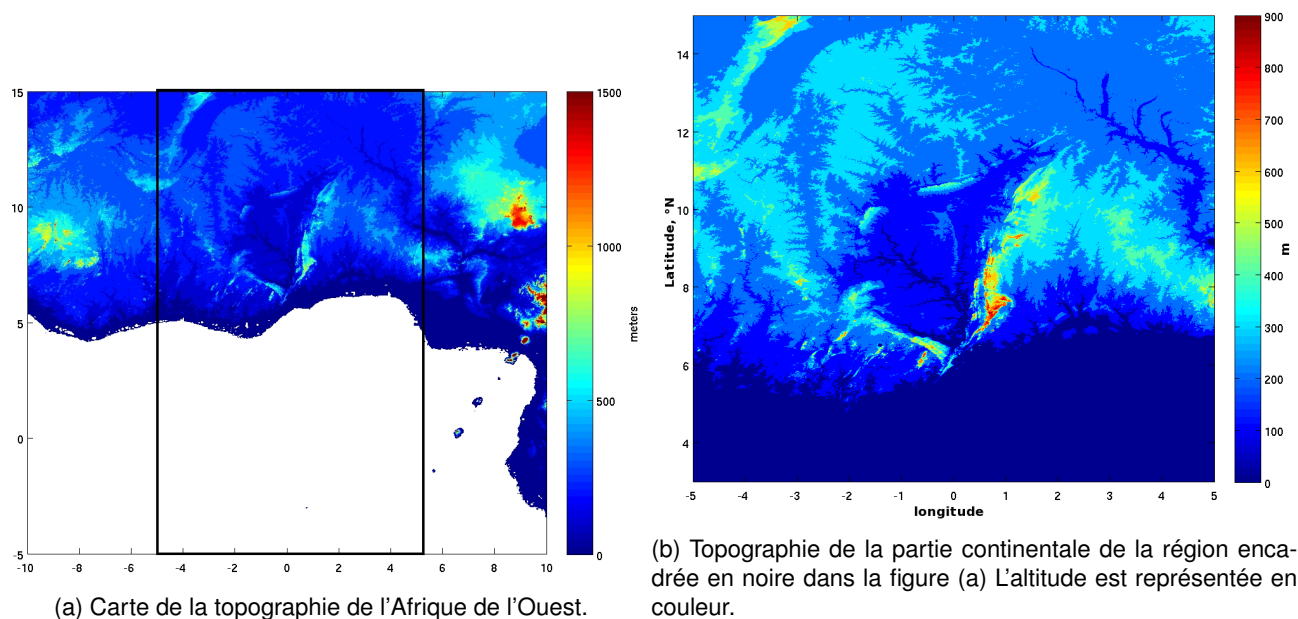


FIGURE 3.1 – Carte de L'Afrique de l'Ouest

3.2 Les Données

3.2.1 Les réanalyses des champs atmosphériques et de surface (ERA5)

Les réanalyses ERA5 produites récemment par le Copernicus Climate Change Service sont la cinquième génération de réanalyses du Centre Européen de prévision à moyen terme (ou ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (Hersbach et al. 2020). Dans ce jeu de données, les variables extraites peuvent être des analyses, c'est à dire un résultat obtenu à une date précise par assimilation des observations dans le modèle. Elles ne peuvent être disponibles que pour des champs instantanés. Les variables peuvent également être de type "forecast" (prévision), c'est à dire qu'elles proviennent de simulations faites toutes les 12 heures (à 6H et 18H) dans le temps du modèle à partir des variables d'analyses. Les variables sont disponibles sur le centre de données de l'IPSL (mésocentre ESPRI) en surface avec une résolution horaire, et avec une résolution de 6H sur les 37 niveaux

de pression. Toutes les données disposent d'une résolution spatiale de 0.25°. Ces réanalyses sont produites par le modèle physique Cy41r2 (<https://www.ecmwf.int/en/publications/ifs-documentation> 2016), et intègrent un grand nombre d'observations parmi lesquelles celles des diffusiomètres QuickSCAT et ASCAT (voir section C). De plus, certaines mesures infrarouge et micro-ondes utilisées par le jeu de précipitations TRMM sont assimilées dans ERA5 (Hersbach et al. 2020), en plus des données locales (bouées). Le lien de référence pour les analyses – prévisions est : <https://confluence.ecmwf.int/pages/viewpage.action?pageId=85402030> Le tableau suivant résume les variables utilisées par la suite, telles que mises à disposition par ESPRI :

Nom de la variable	Abréviation	Unité	Data Type	Level Type
Temperature at 2 meters	t2m	degK	AN	SF
10m U wind component	u10	m/s	AN	SF
10m V wind component	v10	m/s	AN	SF
Sea surface temperature	sst	degK	AN	SF
Total column water vapor	tcwv	kg/m ²	AN	SF
Total precipitation	tp	m	FC	SF
Temperature	t	degK	AN	PL
U-velocity	u	m/s	AN	PL
V-velocity	v	m/s	AN	PL
Vertical velocity	w	Pascal/s	AN	PL
Divergence	d	s ⁻¹	AN	PL
*AN : Analysis *FC : Forecast *SF : surface *PL : pressure level				

Ce jeu de données est encore récent puisqu'il est opérationnel depuis 2016 seulement. Il utilise un nouveau schéma de convection, avec une nouvelle paramétrisation de l'entraînement et du couplage avec les grandes échelles, permettant une meilleure représentation de la variabilité des précipitations dans les tropiques (Hersbach et al. 2020). La paramétrisation du schéma de convection repose initialement sur le schéma de flux de masse proposé par Tiedtke (1989), dont une révision de l'entraînement et du couplage avec la grande échelle a permis une amélioration dans la représentation des précipitations dans les tropiques. Une fermeture par l'énergie convective potentielle disponible (CAPE) développée par Bechtold et al. (2014) a également été ajoutée dans ERA5, permettant d'améliorer le cycle diurne de la convection. Les résultats présentés par Bechtold et al. (2014) pour la nouvelle fermeture par CAPE de la convection montre dans la région centrale du Sahel (5°–20°N, 10°–30°E) un décalage du maximum de convection, de 12H avec l'ancienne paramétrisation à 17H avec cette nouvelle fermeture, plus proche du maximum observé à 18H. De plus, Hersbach et al. (2020) montrent une nette amélioration par rapport à ERA-Intérim dans la modélisation des précipitations, qui passe en corrélation globale avec TRMM de 63% à 70%. Pour l'Afrique, ils montrent également une amélioration dans la modélisation de la variation interannuelle. Il existe peu d'études des biais pour l'Afrique de l'Ouest, et elles sont réalisées principalement avec d'anciennes réanalyses. Cependant il

existe quelques études globales, ainsi que des études plus centrées sur le continent africain. L'étude globale de Belmonte Rivas et al. (2019) compare les réanalyses de vent de surface sur les océans dans ERA5 aux précédentes, les réanalyses ERA-interim, ainsi qu'aux observations ASCAT. Cette étude note un progrès dans les réanalyses ERA5, avec une erreur quadratique du champ de vitesse 20% plus faible que dans les réanalyses ERA-interim. Cependant, l'étude constate des erreurs systématiques dans la distribution de l'énergie cinétique, tant selon les dimensions zonale et méridionale que selon la répartition entre vent moyen et turbulence. Elles sont pour notre région d'étude :

- une composante zonale trop forte dans les vents (vers l'est), et une composante méridienne trop faible.
- ces biais ainsi que la trop faible turbulence du vent, impliquent des erreurs dans les estimations des upwellings.
- une convergence de vent défectueuse le long de la ZCIT, avec des signes d'effets de gradient de SST sous-représentés le long de la langue d'eau froide.

Urraca et al. (2018) compare le rayonnement solaire en surface dans les réanalyses ERA 5 au produit satellite SARAH pour la période 2010-2016. L'étude note une amélioration par rapport à ERA-Interim, mais avec d'importants biais dans les régions côtières et particulièrement au-dessus du golfe de Guinée et de la ZCIT, où ils rapportent un biais moyen d'environ $-30W/m^2$. C'est comparable à l'erreur trouvée par Kniffka et al. (2020) durant la campagne DACCIWA. Ce biais est également attribuable au défaut de prédiction des nuages du modèle.

3.2.2 Les données de bouée (Pirata)

La bouée positionnée aux coordonnées 0E-0N du réseau de bouées Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) se situe dans notre domaine d'étude. Ses données présentent une très bonne résolution temporelle, permettant d'accéder au cycle diurne d'un certain nombre de variables impliquées dans les processus de la Mousson Africaine (Vent de surface, humidité, température), afin de vérifier la cohérence des données de réanalyse ERA5. Les données de ce réseau de bouées déployées en Atlantique sont traitées par l'Ifremer en France et par le GTMBA Project Office of NOAA / PMEL, et sont disponibles à l'adresse suivante : <https://www.pmel.noaa.gov/tao/drupal/disdel/>

La bouée Atlas (pour Autonomous Temperature Line Acquisition System) dispose d'un mât d'une hauteur d'environ 3,8 mètres, supportant un anémomètre, constitué d'un potentiomètre à l'intérieur relié aux pales pour la mesure de la vitesse du vent, et d'une boussole magnétique donnant sa direction. L'acquisition se fait sur une durée de deux minutes toutes les dix minutes (Freitag et al. 2001). La température de l'eau en surface (ou SST) et la température de l'air près de la surface (T) sont mesurées respectivement à 2 m sous la surface et au sommet du mât, par des thermistances qui transforment la température extérieure en voltage qui est ensuite stockée dans une mémoire numérique avec un échantillonnage toutes les 10 minutes (Freitag et al. 1994). Nous avons ramené ces données à

Standard ATLAS and Early Current Meter Mooring Sensors

Measurement	Sensor type	Manufacturer: Model #	Resolution	Range	Accuracy
Wind speed	Propeller	R. M. Young: 05103	0.2 m s ⁻¹	1-20 m s ⁻¹ (0.4 - 36 m s ⁻¹)	±0.3 m s ⁻¹ or 3%
	Vane	R. M. Young: 05103	1.4°	0-355°	5° - 7.8°
Wind direction	Fluxgate compass	E.G.and G. or KVH: 63764 or LP101-5	1.4°	0-359°	
Air temperature	Pt-100 RTD (Resistance Temperature Detector)	Rotronic Instrument Corp.: MP-100	0.04°C	14-32°C (0-40°C)	±0.2°C
Relative humidity	Capacitance		0.4 %RH realtime 0.02 %RH delay mode	55-95 %RH (0-100 %RH)	±2.7 %RH

FIGURE 3.3 – détail de spécification des capteurs présents sur la bouée Atlas, extrait de la documentation disponible à l'adresse : <https://www.pmel.noaa.gov/gtmba/sensor-specifications>

des moyennes horaires afin de les comparer avec les champs horaires des réanalyses ERA5, et à des moyennes journalières pour la comparaison avec les données satellite.

Les données de la bouée contiennent des périodes importantes sans données et des données aberrantes ; le plus souvent ces données sont "flaggées", mais nous avons constaté des renversements de vent incohérents avec la situation synoptique nous poussant à choisir de sélectionner les données selon les critères suivants :

- $\text{abs}(U) < 10 \text{ m/s}$,
- $0 < V < 50 \text{ m/s}$,
- $0 < T < 350 \text{ K}$,
- $0 < \text{RH} < 100\%$,
- $0 < \text{SST} < 350 \text{ K}$,
- $0 < \text{SWR} < 2000 \text{ W/m}^2$.

Le but étant uniquement de filtrer les données irréalistes, les seuils sont volontairement élevés par rapport aux mesures et aux biais annoncés des instruments (cf Figure 3.3).

Cette bouée Atlas a malheureusement subi de nombreuses interruptions dans l'acquisition des données (dues à différents problèmes, allant de simples pannes à des dégâts causés par des actes de piraterie, ...) empêchant de traiter par exemples les années 2008, 2010, ou 2014.

3.2.3 Les observations satellites de vent de surface océanique (ASCAT)

Pour le champ de vent à 10 m, nous disposons au dessus de l'océan du jeu de données développé par le Royal Netherlands Meteorological Institute dans le cadre des activités du NWP Satellite Application Facility, à partir des mesures du diffusiomètre ASCAT, présent à bord des satellites EUMETSAT METOP1/2. Cet instrument analyse la rétrodiffusion du signal radar qui est modulée par des vagues de longueur d'onde centimétrique à la surface de l'océan. Cette modulation dépend de l'angle de vue, ainsi que de la direction des vagues, il est donc possible de déduire de ces mesures l'orientation des vagues en surface, qui sont directement liées au frottement du vent de surface. Le modèle de rétrodiffusion CMOD5.n (Hersbach 2008) est utilisé pour produire les champs de vent de surface à partir du coefficient de rétrodiffusion mesuré par les diffusiomètres ASCAT. Des tests d'étalonnage et d'évaluation par rapport aux données antérieures, provenant des diffusiomètres à bord des satellites European Remote Sensing 1 et 2 (ERS-1 et ERS-2), montrent une amélioration de ASCAT dans la précision des mesures et la réduction du bruit (Verspeek et al. 2010). METOP effectue 2 passages par jour en moyenne au-dessus de l'Atlantique, et le produit disponible est une carte par jour d'une résolution spatiale de 0.25° des vents de surface (à 10 m) au dessus de l'océan.

3.2.4 Les données d'observation agrégées de température de surface de la mer (Reynolds)

En plus des SST de la bouée PIRATA et des réanalyses ERA5, nous utilisons le produit de SST journalier de la NOAA (daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, appelé SST Reynolds par la suite). Il est issu de l'interpolation optimale (voir le détail de la méthode dans Reynolds et al. 1994) de toutes les mesures disponibles provenant de bateaux, de bouées et des radiomètres infra-rouge AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometers) à bord des satellites de la NOAA en orbite héliosynchrone. Sa couverture dépend donc du trafic maritime et de l'heure de passage des satellites, et les observations satellites ne sont pas disponibles dans les régions de forte couverture nuageuse. Comme le produit ASCAT, ces données sont disponibles avec une résolution journalière sur une grille de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Il est important de noter que ce produit intègre les mesures de la bouée Pirata, et est assimilé dans ERA5.

3.2.5 Les données d'observation satellites agrégées de précipitations (TRMM)

Les données de précipitations sont issues de la base de données multi-satellites TRMM (Multisatellite Precipitation Analysis) dans sa version 3B42 (appelée TRMM par la suite malgré la métonymie avec le satellite Tropical Measuring Mission, dont les données forment le cœur de ce produit). Cette base de données, décrite dans Huffman et al. (2007), regroupe les observations de deux types d'instruments : des mesures micro-ondes, actives du radar

de TRMM, et passives provenant des capteurs TMI, SSM/I, AMSR-E et AMSU-B présents sur les satellites TRMM, DMSP, Aqua et ceux de la NOAA. Y sont ajoutées les mesures des instruments visible / infrarouge de la constellation des satellites géostationnaires. Le produit final est disponible à une résolution spatiale de 0.25° en longitude et latitude, et un pas temporel de 3 heures. Compte-tenu des incertitudes sur les quantités de précipitation (voir par exemple Kisrtetter et al. 2019, Maggioni et Massari 2018, Tang et al. 2020) dues entre autres à l'hétérogénéité des données, aux difficultés de détection des pluies fines, aux effets de surface, nous avons choisi d'utiliser ces données sous forme d'occurrences d'événements précipitants. En effet, les mesures micro-ondes et IR permettent aisément de détecter la présence de nuages potentiellement précipitants, alors que l'estimation du taux précipitant fait appel à des algorithmes physico-statistiques complexes. L'occurrence est calculée pour chaque point de grille, comme positive (de valeur 1) quand les précipitations dépassent le seuil de 1 mm, ce qui constitue environ 90% des précipitations initiales. Cette méthode, bien qu'elle nous permette de nous affranchir des défaut de précision dans la quantité d'eau tombée, a l'inconvénient d'aplatir le signal, rendant moins significative les corrélations. Nous vérifions néanmoins l'accord de la distribution des occurrences de précipitation avec les nuages convectifs issus de MSG (voir prochain paragraphe).

3.2.6 Les données d'observation satellite de couverture nuageuse (MSG)

L'observation des nuages est effectuée par les capteurs Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SE-VIRI) à bord des Meteosat Second Generation (MSG). Cet instrument capte le rayonnement de 12 bandes de fréquences, du visible à l'infrarouge, avec une résolution spatiale de 1-3 km et un échantillonnage de 15 minutes. Pour chaque pixel de 3 km de côté, la présence ou l'absence de nuage est codée par l'algorithme développé par le SAFNWC (Satellite Application Facility for Nowcasting). Cet algorithme détecte dans un premier temps les zones de présence nuageuse, puis les classifie en utilisant un seuillage multi-spectral détaillé dans Derrien et Gléau (2005). Le résultat est pour chaque pas de temps une carte, dans laquelle chaque classe de nuage est codée pour chaque pixel. Nous avons choisi de fusionner les classes "low clouds" (classe 6) et "ultra low clouds" (classe 8) dans une nouvelle classe nommée "nuages bas". De manière similaire, les classes "thick high clouds" (classe 12) et "very thick high clouds" (classe 14) sont fusionnées en "nuages convectifs". La classe "medium clouds" (classe 10) est utilisée pour déterminer les "nuages moyens". La résolution de ces données est transformée en 0.25° de résolution spatiale et en moyenne horaires pour correspondre à la grille des réanalyses. Nous obtenons donc une grille de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ \times 1$ heure avec pour chaque pixel l'occurrence moyenne de chaque classe de nuage, ainsi que la variance spatiale associée à chaque classe.

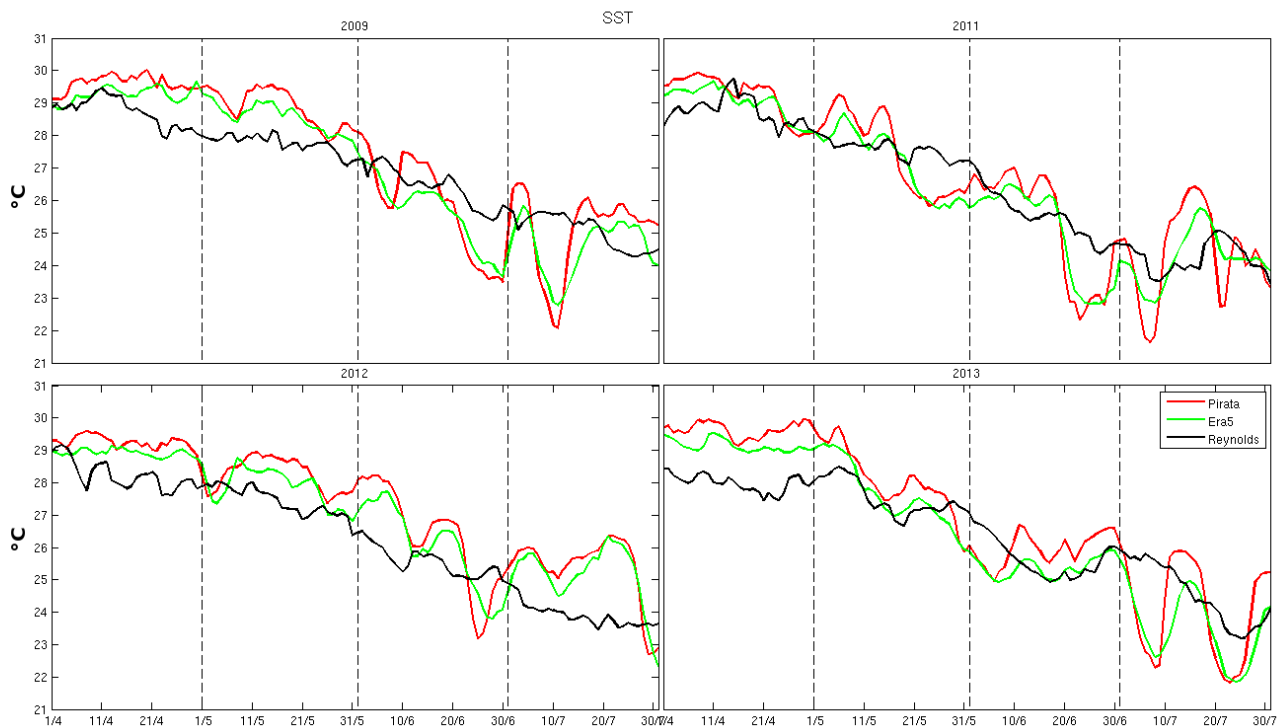


FIGURE 3.4 – Série temporelle des années 2009, 2011, 2012, 2013, de la température de l’eau en surface SST entre avril et juillet pour les données issues de Pirata (rouge), ERA5 (vert) et Reynolds (noir). Les pointillés marquent les début des mois de mai, juin et juillet.

3.3 Comparaison observations – réanalyses et climatologie à l’équateur :

Afin de vérifier la pertinence des données de réanalyses, nous comparons l’évolution saisonnière de la température de l’eau en surface (SKT) à la mesure de l’eau faite par la bouée, de température de l’air (calculée à 2 mètres pour les réanalyses et mesurée à 4 mètres par la bouée) et de vent de surface. Pour la SST et le vent, nous ajoutons à la comparaison les données provenant respectivement de Reynolds et de ASCAT. Ces différents champs sont d’abord représentés et comparés dans leur évolution saisonnière, puis dans leur cycle diurne moyen au cours de la saison au point précis de la bouée. Les problèmes évoqués dans la description des données PIRATA restreignent la période étudiée dans ces comparaisons aux années 2009, 2011, 2012, et 2013.

Dans un second temps, nous élargissons la description de l’évolution saisonnière à la région complète à l’aide des réanalyses et des produits TRMM et MSG, pour lesquelles nous disposons d’une large couverture et d’une bonne résolution diurne. La disponibilité de l’ensemble de ces jeux de données permet d’étendre la comparaison à la période 2008-2015 et 2000-2018 dans l’étude des précipitations.

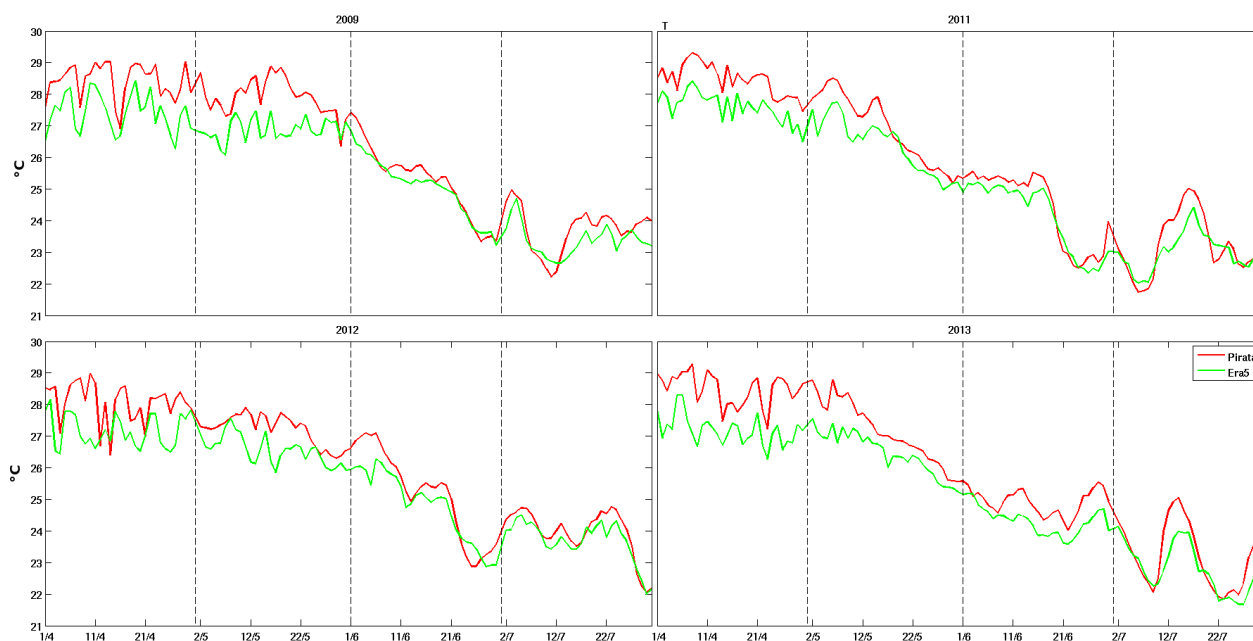


FIGURE 3.5 – Identique à la figure 3.4, mais pour la température T

3.3.1 Evolution saisonnière d'avril à juillet.

La SST à l'équateur montre une forte variation saisonnière et une plus faible variation inter-annuelle (figure 3.4). Après son maximum (autour de 29°C) en avril, la SST diminue durant toute la saison avec une accélération de cette décroissance en juin. Cette variation saisonnière est visible dans les trois jeux de données. On remarque néanmoins que l'amplitude des variations de SST Reynolds est plus faible. Ceci se répercute dans les différences (voir Figure 3.8) entre les données Pirata et Reynolds qui est maximale en avril, atteignant 1°C. La différence moyenne est plus faible pour les autres mois. Cependant, à partir de juin, la SST Reynolds présente un écart-type calculé sur les différentes années supérieures à 1°C et à 2°C en juillet, révélant sans doute l'hétérogénéité des données primaires interpolées dans la région de l'upwelling équatorial. Par ailleurs, on constate la même évolution saisonnière dans l'écart-type des différences mensuelles entre Reynolds et ERA5, qui augmente durant toute la saison. La différence entre Reynolds et ERA5 montre une diminution du biais chaud dans ERA5 entre avril et mai, puis l'apparition en juin d'une différence négative et sa diminution en juillet. Finalement, la différence la plus faible est le biais Pirata-ERA5 qui reste stable durant la saison autour de 0.35°C, avec un écart-type qui augmente également dans la saison mais sans dépasser 0.60°C. La comparaison des séries temporelles montre que le champ dans ERA5 atténue légèrement le signal de Pirata, laissant penser à une assimilation perturbée par le lissage induit par le calcul spectral et le poids donné à ces données dans le schéma d'assimilation.

L'évolution saisonnière est également visible dans le champ de température de l'air (figure 3.5), qui diminue durant toute la saison, comme la SST. On trouve (Figure 3.8) que la différence maximale de 1°C entre ERA5 et

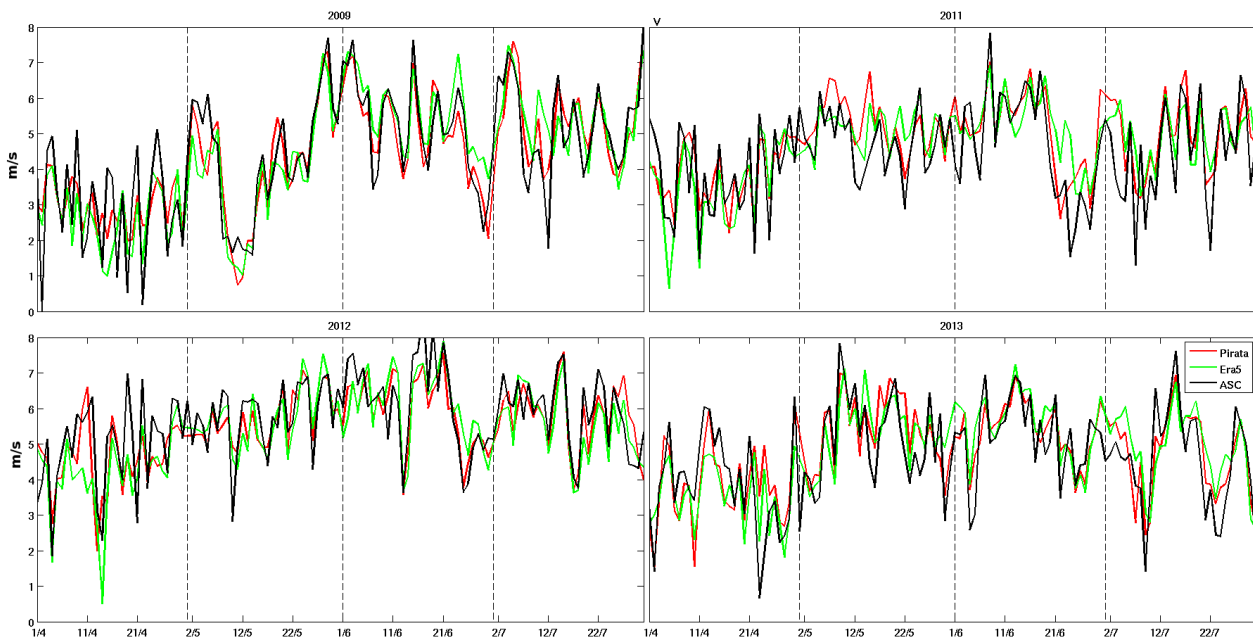


FIGURE 3.6 – Identique à la figure 3.4, mais pour la composante du vent méridien V

Pirata en avril diminue jusqu'à 0.3°C en juillet, avec un écart-type constant (de 0.2°C), plus faible que pour la SST. Dans le cycle saisonnier des champs T et SST, on observe une première décroissance d'avril à mai, puis une seconde, plus rapide, qui débute entre mi-mai (2013) et mi-juin (2011).

Sur la figure 3.6, représentant la série temporelle du vent méridien, on observe une augmentation entre avril et mai, puis une chute de quelques jours correspondant à la date de diminution de la température de l'eau et de l'air. La première phase de décroissance des températures est donc associée à une augmentation du vent de surface méridien, due à la variation saisonnière de l'anticyclone de Saint Hélène et son déplacement vers le Nord. Lors de la seconde transition, et comme l'ont montré de Coëtlogon et al. (2014) et Leduc-Leballeur et al. (2013), l'émergence de l'upwelling équatorial provoque une zone plus froide autour de l'équateur, et le développement d'un gradient de température positif au nord de la zone et négatif au sud. Le vent méridien va donc être ralenti au sud et dans l'upwelling, puis accélérer autour de 1°N . Ceci explique la diminution de V entre mi-mai et mi-juin.

Le vent zonal (U) (figure 3.7) montre des variations saisonnières plus faibles, de l'ordre de 1 m.s^{-1} , correspondant à une faible diminution durant les mois de mai et juin. Il est notable que les pics de la composante méridienne se retrouve dans U sous la forme d'anomalies dirigées vers l'ouest.

Cette comparaison au cours de la saison montre que les réanalyses ERA5 ont un biais de température de surface faible et quasi-constant par rapport aux données de la bouée Pirata à l'équateur, mais avec le jeu Reynolds elles présentent un biais chaud durant avril et mai, puis froid en juin et en juillet, traduisant une représentation trop faible de l'upwelling équatorial dans ERA5, ou à l'inverse un upwelling équatorial trop important dans Reynolds. Cette seconde hypothèse nous paraît plus crédible, car les mesures de la bouée Pirata devraient être plus fiables

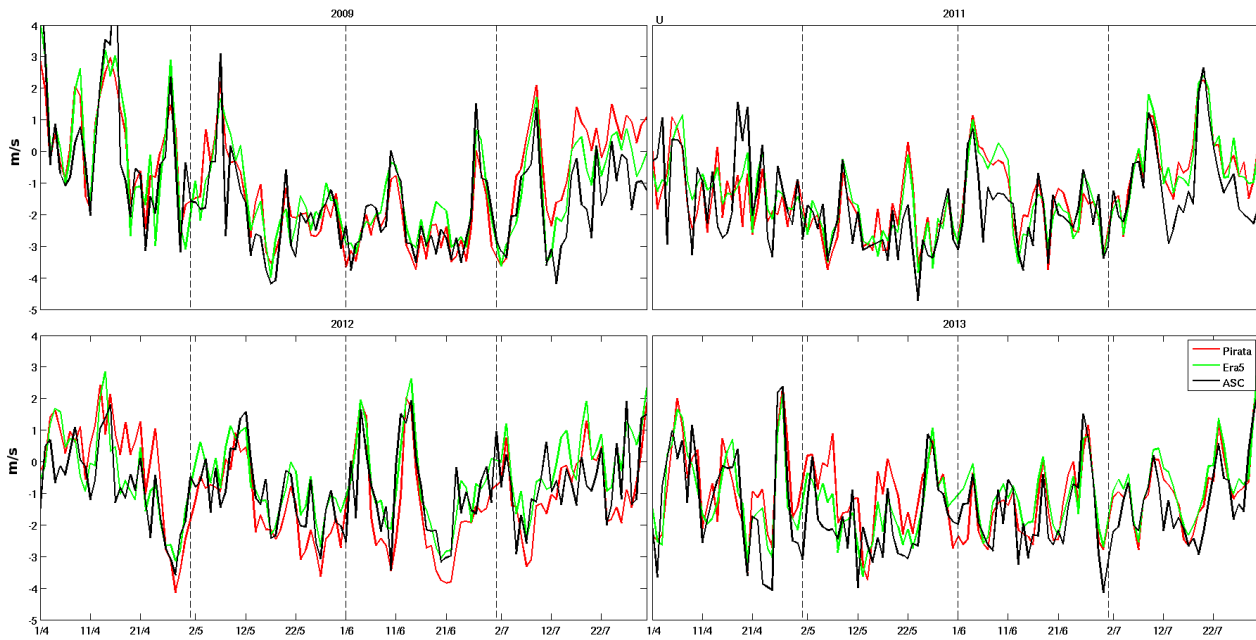


FIGURE 3.7 – Identique à la figure 3.4, mais pour la composante du vent zonal U

que les observations satellite. On a également un biais du vent méridien entre ERA5 et ASCAT, le vent étant trop faible en avril, puis trop fort en juin et juillet, ce qui pourrait correspondre à une réponse insuffisante du vent de surface à la SST ou à son gradient méridien (de Coëtlogon et al. 2014, Leduc-Leballeur et al. 2013). Les données ERA5 semblent donc reproduire correctement l'évolution saisonnière moyenne et sont comparables aux données observées à l'équateur, avec des biais très faibles comparé aux précédentes réanalyses (de Coëtlogon et al. 2014).

3.3.2 Le Cycle Diurne

Les cycles diurnes présentés dans les figures 3.9 à 3.12 pour les mois d'avril à juillet montrent une variation diurne faible par rapport à la variation saisonnière pour toutes les variables considérées.

	U m.s-1		V m.s-1		T °C		SST °C	
	Moyenne	Écart type	Moyenne	Écart type	Moyenne	Écart type	Moyenne	Écart type
Avril	0.04 0.23 0.19	0.67 1.5 1.18	0.32 -0.07 -0.38	0.49 1.14 1.12	1.02	0.27	0.35 1.02 0.66	0.08 0.37 0.29
Mai	-0.09 0.25 0.35	0.53 0.98 0.56	0.1 0.13 0.03	0.3 0.55 0.61	0.74	0.24	0.36 0.6 0.27	0.13 0.72 0.53
Juin	-0.37 -0.06 0.34	0.3 0.81 0.61	-0.23 0.05 0.27	0.31 0.54 0.8	0.37	0.13	0.34 0.06 -0.28	0.34 1.54 0.91
Juillet	-0.11 0.55 0.61	0.5 0.99 0.53	0 0.16 0.14	0.31 0.68 1.05	0.31	0.18	0.33 0.26 -0.1	0.58 2.52 1.69

Légende :

Bouée – Réanalyses :

Pirata-ERA5 : rouge

Bouée – Observations :

Pirata-Reynolds : noir

Pirata-ASCAT : noir

Réanalyses – Observations :

Era5-ASCAT : vert

Era5-Reynolds : vert

FIGURE 3.8 – Tableau, Moyennes et écart-type des biais journaliers.

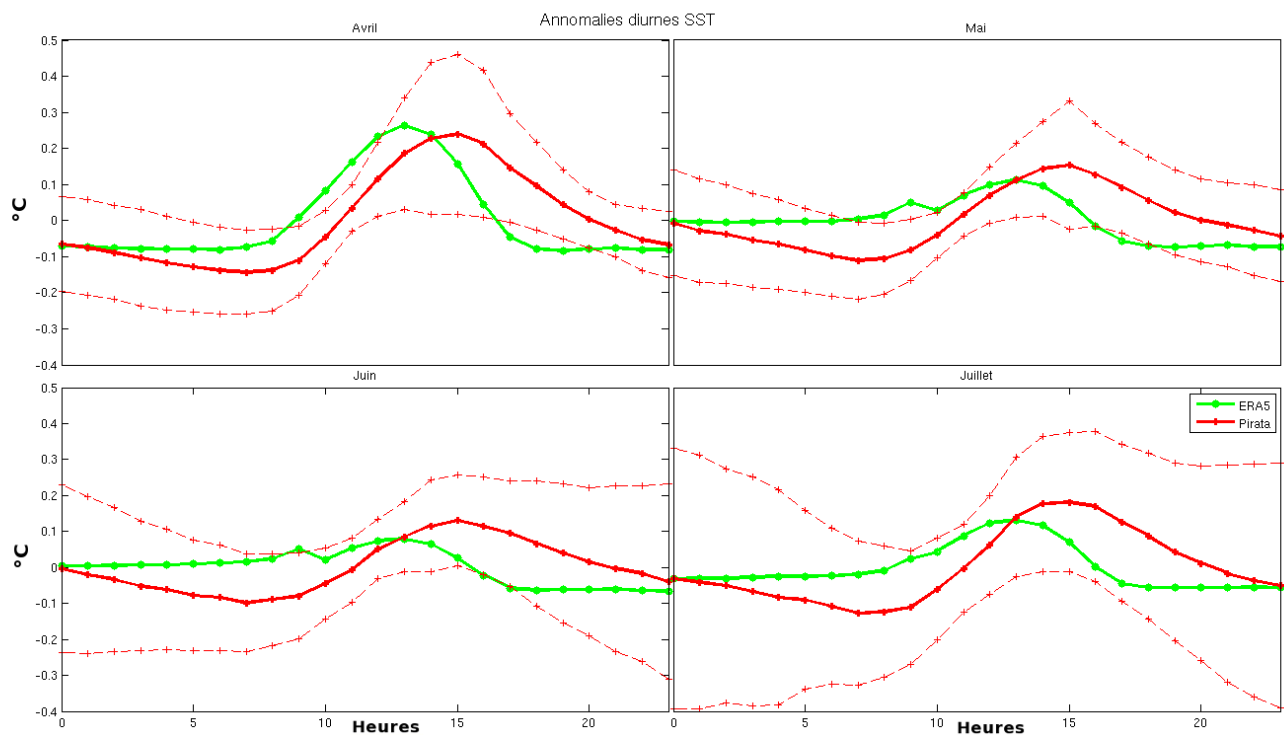


FIGURE 3.9 – Cycle diurne mensuelles moyen pour les années 2009, 2011, 2012, 2013, de la SST issue des données Pirata (rouge) ERA5 (vert). L'écart-type sur les valeurs Pirata est tracé en pointillés rouges autour de la moyenne.

On observe également un petit biais entre les données provenant de la bouée et celles des réanalyses. En avril, le biais entre le cycle diurne de la SST Pirata et celui calculé dans ERA5 (figure 3.9) est comparable à l'écart-type entre les séries temporelles calculé pour chaque heure pour le mois concerné. Ce biais semble dû à un décalage temporel de 3H du cycle de SST dans les réanalyses, montrant un pic diurne autour de 12H tandis que la bouée pirata révèle une température maximale à 15H. Cette différence peut en partie provenir de la différence entre les champs étudiés : le champ ERA5 considéré est le champ de température de surface, tandis que la mesure de la bouée Pirata s'effectue à 2m de profondeur. Le cycle diurne de ERA5 apparaît un peu différent de celui de la bouée Pirata, avec une légère baisse ($-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$) de la température avant l'augmentation jusqu'au maximum.

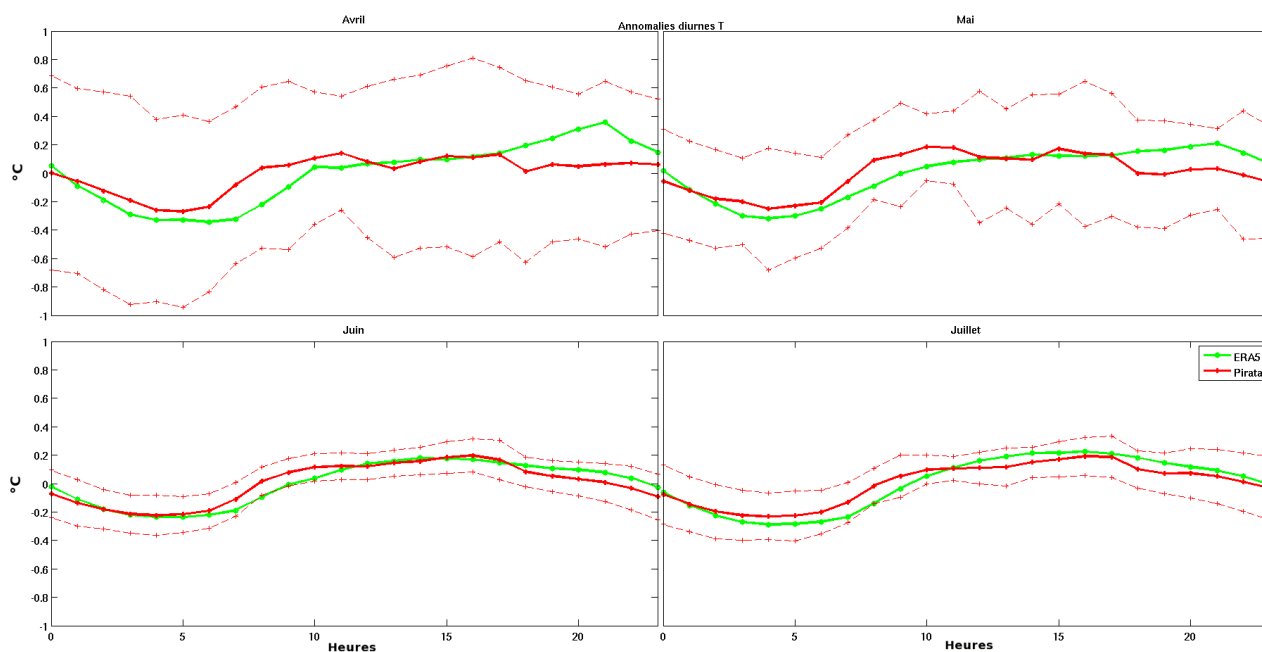


FIGURE 3.10 – Identique à la figure 3.9 pour la température T

Les anomalies diurnes montrent pour la température de l'air (T) (figure 3.10) que l'amplitude du cycle diurne est pour tous les mois inférieure à 0,4°C. Il consiste logiquement en une augmentation progressive de la température à partir du lever du soleil (6H). L'atmosphère étant relativement transparente au rayonnement solaire, le chauffage s'effectue par l'absorption du rayonnement infra-rouge par la vapeur d'eau, et par le chauffage thermique de la surface de la mer. L'amplitude du cycle diurne est donc plus faible et le chauffage plus lent que sur le continent, à cause de la plus forte capacité thermique de l'eau. Il n'y a pas de biais entre les réanalyses et la bouée, en dehors d'une sous-évaluation de la température à 2 m entre 18H et 00H en avril et mai, ainsi qu'un décalage temporel d'environ 2 à 3 heures du maximum, comme pour la SST.

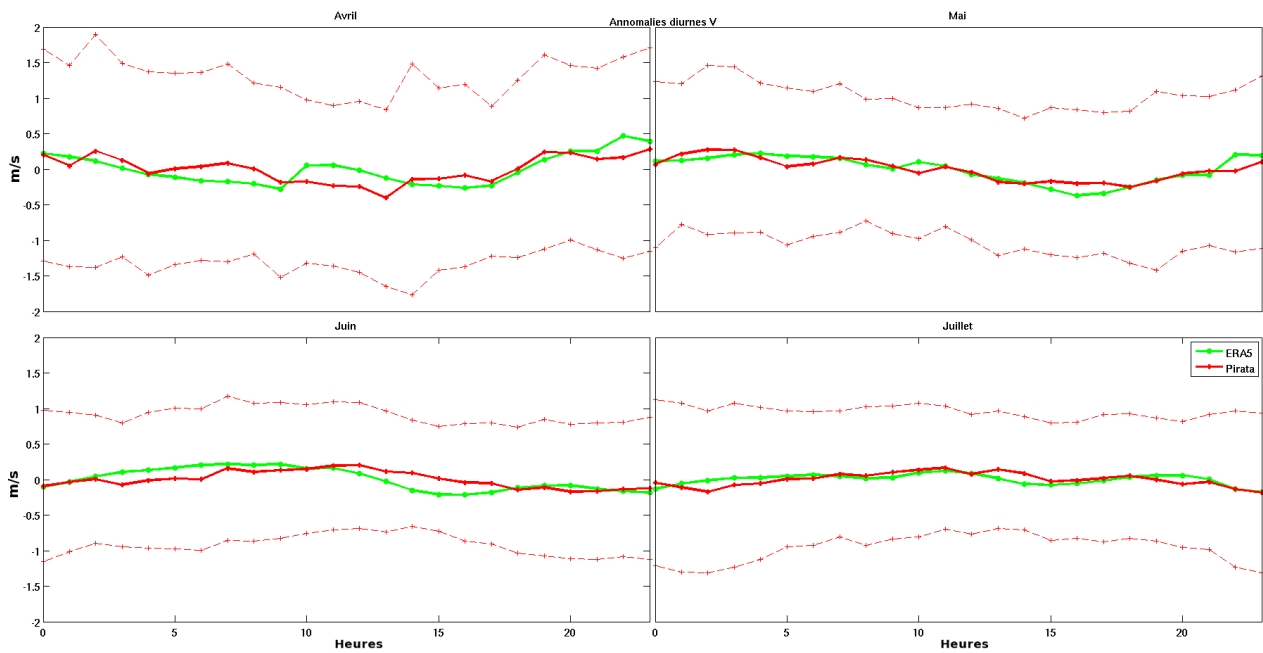


FIGURE 3.11 – Identique à la figure 3.9 pour la composante du vent méridien V

Pour les champs de vent méridien (figure 3.11), on constate une variation diurne moyenne inférieure à 0.5 m.s^{-1} . La faible variation diurne par rapport à la variation mensuelle nous empêche d'être définitif mais il semble que la composante méridienne ne dispose pas vraiment de cycle diurne à l'équateur.

Une variation diurne de l'ordre de 1 m.s^{-1} est trouvée pour le vent zonal (figure 3.12). Le cycle diurne de U montre une anomalie vers l'ouest durant la nuit qui est maximale vers 10h, puis une anomalie vers l'est dans l'après midi. Mais là encore, la faiblesse du cycle diurne devant sa variabilité mensuelle ne permet pas de conclure, bien que les réanalyses soient cohérentes avec la bouée.

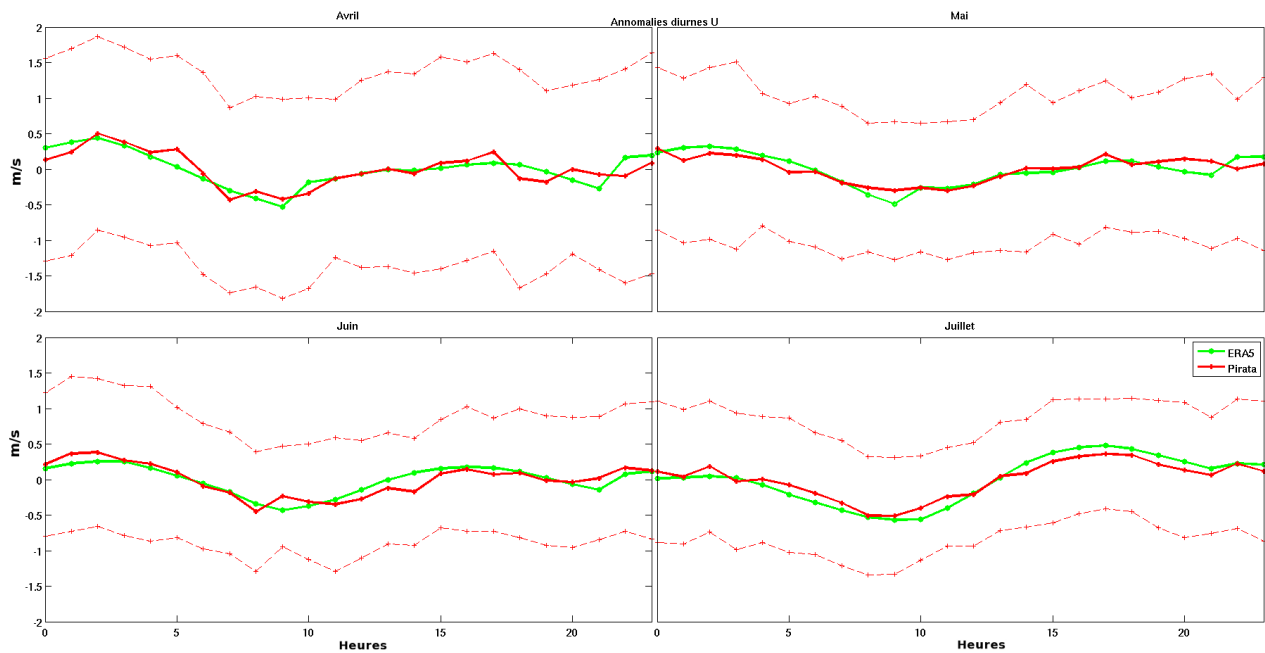


FIGURE 3.12 – Identique à la figure 3.9 mais pour la composante du vent zonal U

Les données de réanalyses sont donc cohérentes à l'équateur avec les variations saisonnières et diurnes présentes dans les données de la bouée, malgré une grande variabilité et les données manquantes pour Pirata. Bien que l'on constate l'existence d'un cycle diurne dans les champs de température, et dans U pour le mois de juillet, le cycle diurne à l'équateur est très faible par rapport au cycle saisonnier. Il est donc nécessaire d'étudier une zone plus proche de la côte afin d'examiner l'évolution du cycle diurne et son lien avec l'évolution saisonnière.

Nous allons maintenant porter notre étude sur toute la région, allant de 5°E à 5°W et de l'équateur à 15°N, afin d'étudier l'évolution saisonnière de toute la région côtière, du Golfe jusqu'au Sahel.

3.4 Climatologie ERA-5 et comparaison réanalyses – produits satellites

3.4.1 Variation saisonnière

La première transition saisonnière de la mousson africaine correspond au passage de la phase océanique à la phase côtière. Cette phase côtière, débutant entre mi-mai et début juin, avec beaucoup de précipitations (voir plus loin), se traduit par un refroidissement de la surface continentale près de la côte (figure 3.13), tant à cause des précipitations et de la plus forte présence nuageuse (figure 3.15) que par l'intensification des flux d'alizés froids et humides qui contribuent à rafraîchir le littoral (figure 3.14). Elle marque également le début de l'influence continental sur la mousson et précède le "saut" de la discontinuité intertropicale vers le nord.

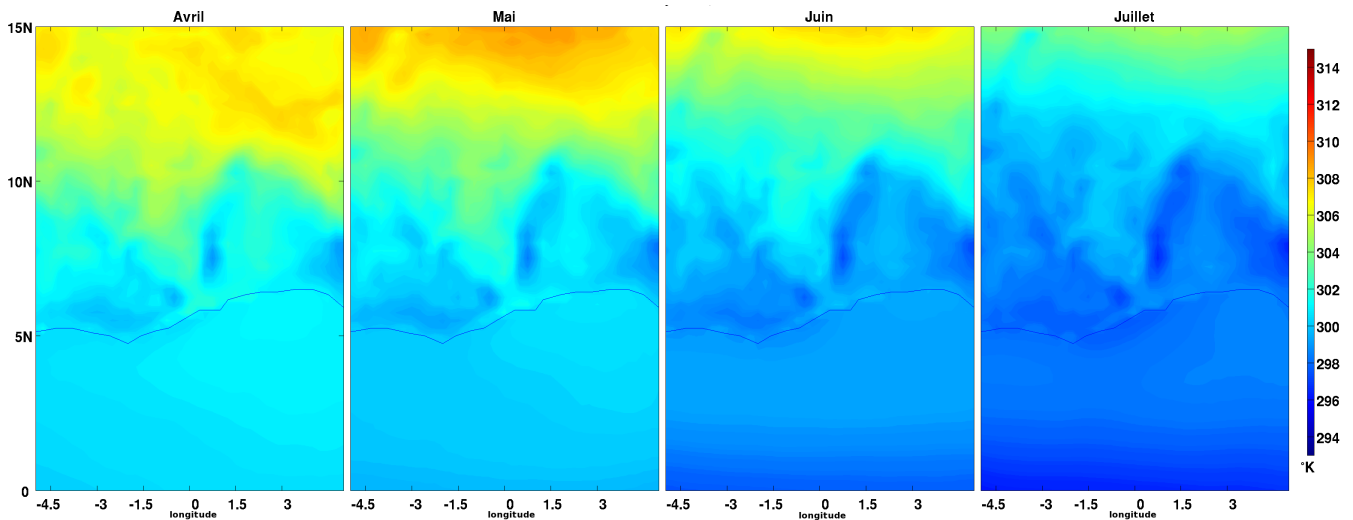


FIGURE 3.13 – 2008-2015, avril à juillet : Température de surface.

Sur le continent plus au nord, l'évolution saisonnière est moins marquée, néanmoins on observe une intensification du vent méridien dès mai entre 9° et 12°N, puis plus largement au nord de 9°N en juin (figure 3.14). On peut noter le réchauffement du sol, vers 12°N entre avril et mai, qui atteint un maximum autour de 310K avant de diminuer en juin (figure 3.13). Mais à partir de la phase côtière, cette évolution de la température des sols au Sahel est mineure devant la forte diminution de température dans une bande de latitude entre la côte et 9°N en avril, mai et juin, puis qui s'étend jusqu'à 12°N en juillet.

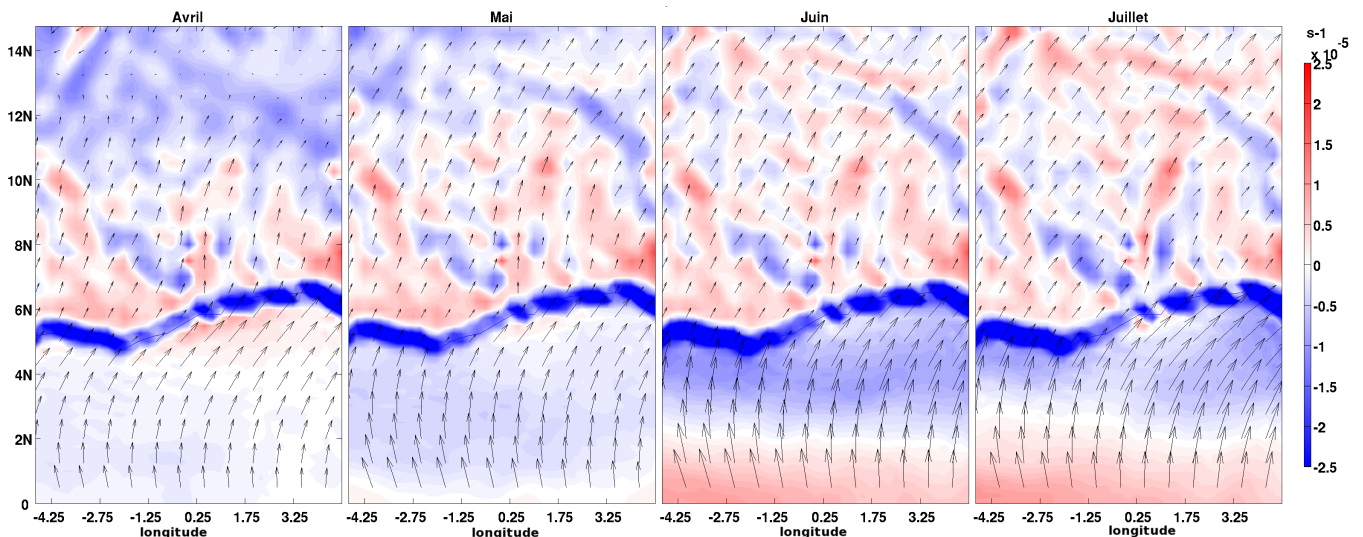


FIGURE 3.14 – 2008-2015, avril à juillet : divergence (en couleur) et direction (en flèches) du vent de surface.

On peut également remarquer que la convergence présente au nord de 10°N (figure 3.14) diminue progressivement entre avril et juillet. La zone de divergence présente majoritairement entre 8 et 10°N en avril s'étend de deux degrés vers le nord en mai, puis au nord de 15°N à partir de juin.

Au sud de la côte, dans le golfe de Guinée, le vent du sud augmente entre les mois d'avril à juin (figure 3.14), en lien avec la remontée vers le nord de l'anticyclone de Sainte Hélène et du développement de la Langue d'Eau Froide (LEF), dont l'apparition se situe autour de la mi-mai, plus ou moins une semaine selon les années (Leduc-Leballeur et al. 2013, de Coëtlogon et al. 2014). Cette accélération au nord du front de la LEF (entre 1 et 3°N) a pour conséquence l'augmentation de la convergence au nord de 2°N (figure 3.14) à la côte, tandis que dès juin, le vent devient divergent au-dessus du front, au sud de 2°N. En même temps et dans les mêmes zones où augmente la convergence, la figure 3.15 montre une augmentation saisonnière de la présence des nuages convectifs jusqu'en juin où leur occurrence est, comme les précipitations (figure 3.17), maximale juste au sud de la côte. En juin, on constate également l'apparition de nuages moyens à la côte et de nuages bas qui, de faiblement présents à la côte aux mois d'avril et mai, recouvrent tout la zone océanique et la partie ouest de la côte (entre 0 et 4.5°O).

La "petite saison sèche" côtière marque la fin de la saison côtière en juillet, comme le montre la chute des précipitations (figure 3.17) et des nuages convectifs autour de la côte. En revanche, on continue d'observer des nuages moyens dans la région côtière et on note une augmentation importante de la présence de nuages bas, sur l'océan, au sud de 2°N, et à la côte, surtout dans la partie ouest de la région étudiée. Dans le même temps, on remarque l'apparition de nuages convectifs au nord de 9°N ainsi qu'une augmentation des précipitations au nord de 9°N (figures 3.17 et 3.18). C'est le début de la phase Sahélienne de la mousson.

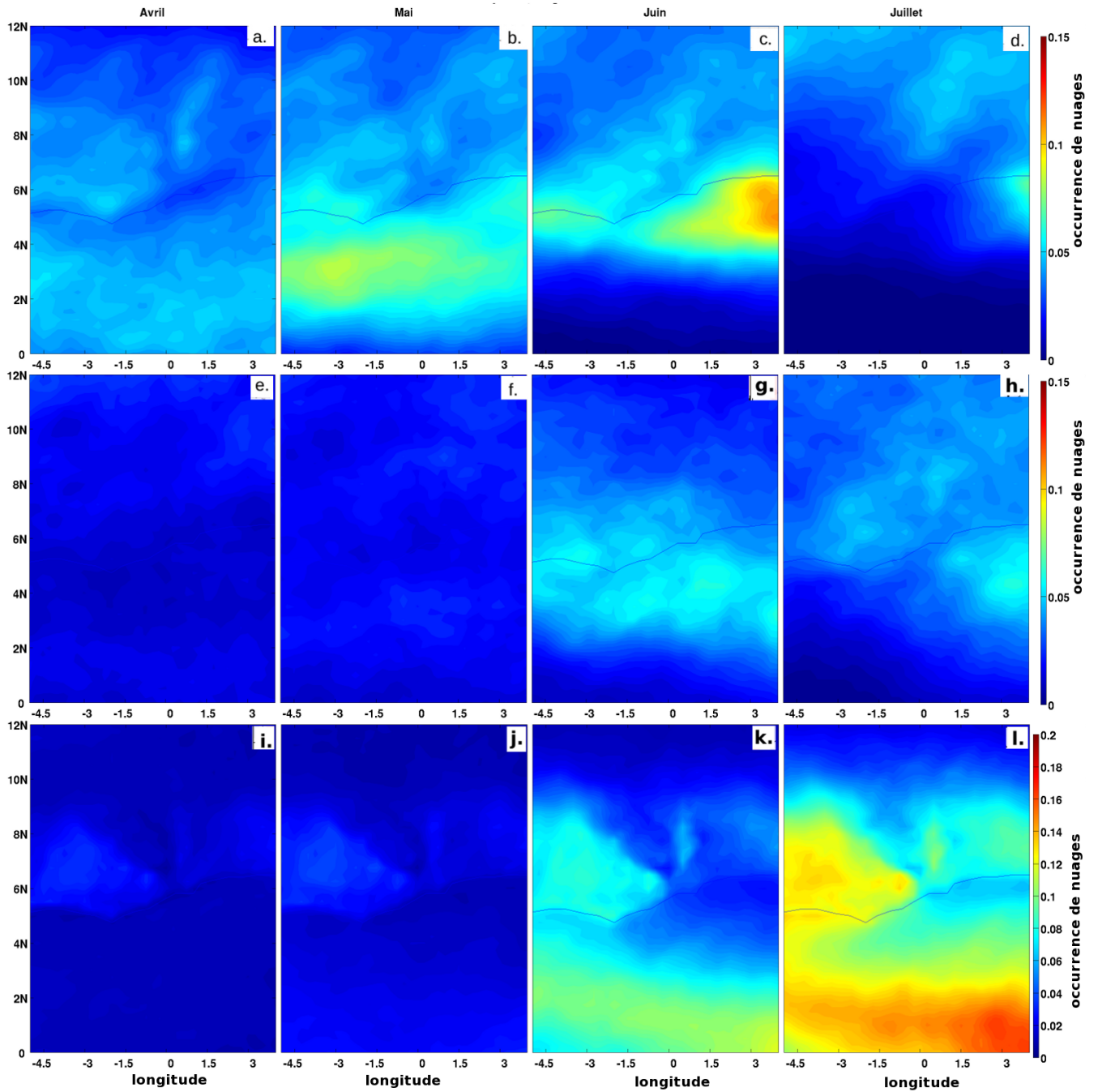


FIGURE 3.15 – Climatologie mensuelle 2008-2015 , avril mai juin juillet, pour les nuages convectifs (a,b,c,d), les nuages moyens (e,f,g,h), et les nuages bas (i,j,k,l). La côte est représentée par la ligne bleu.

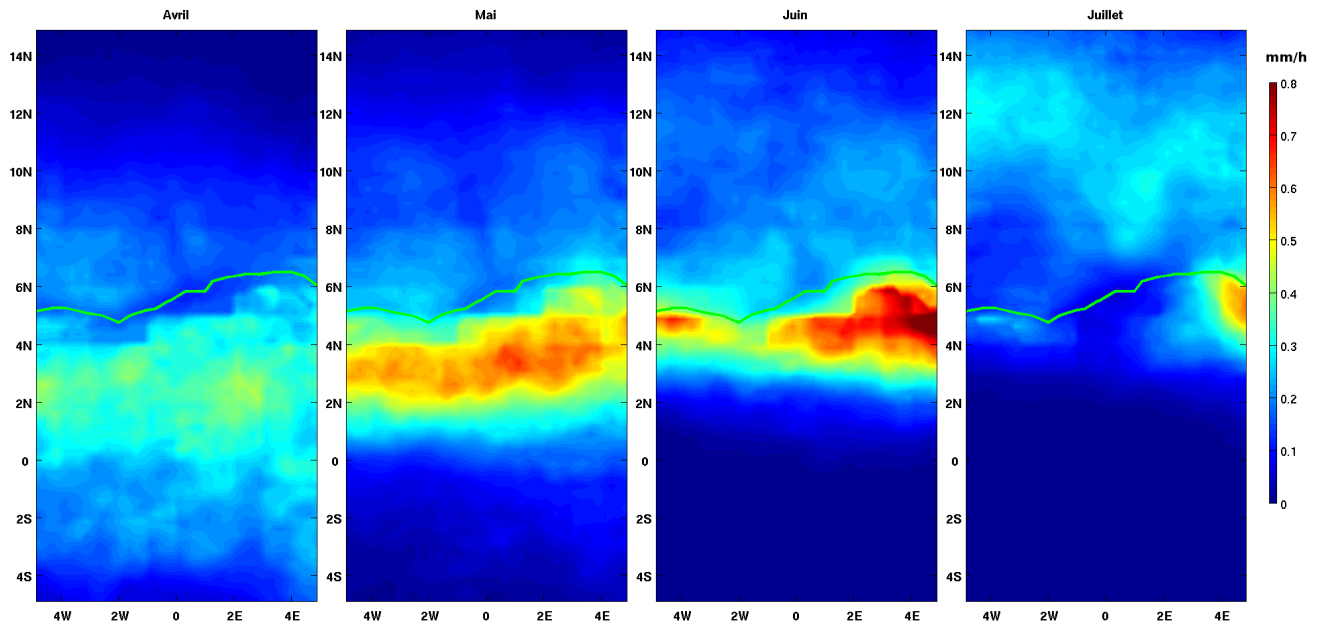


FIGURE 3.16 – Climatologie moyenne Avril, Mai, Juin , Juillet, 2000-2018 des précipitations TRMM. La côte est représentée par la ligne verte.

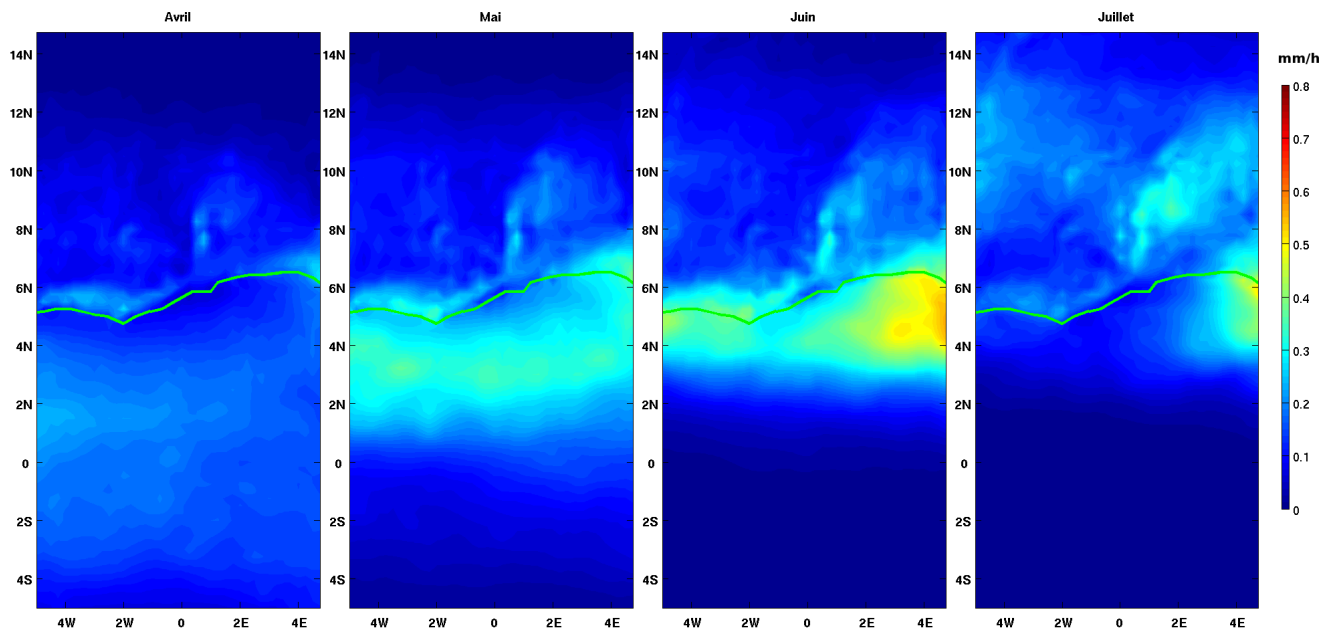


FIGURE 3.17 – Climatologie moyenne Avril, Mai, Juin , Juillet, 2000-2018 des précipitations ERA5. La côte est représentée par la ligne verte.

Les figures 3.16 et 3.17 montrent la distribution des précipitations respectivement dans les observations satellitaires TRMM et dans les réanalyses ERA5. On constate dans les deux une même évolution saisonnière avec l'augmentation d'avril à mai des précipitations au sud de la côte, et leur diminution au sud de l'équateur. L'intensification au sud de la côte se poursuit en juin, et on note le début d'une augmentation au nord de la côte. La

diminution des précipitations sur l'océan s'effectue alors au sud de 2°N. En juillet, les précipitations au sud de la côte diminuent, et une augmentation est observée sur tout le continent, jusqu'à environ 14°N dans les observations et 12°N dans les réanalyses.

Considérant que les précipitations des réanalyses ERA5 présentent un biais, comme la plupart des modèles dont la convection est paramétrée, se traduisant par trop d'événements de pluie avec trop peu de précipitations dans chacun d'entre eux (Birch et al. 2014), nous préférons utiliser l'occurrence des précipitations dans la comparaison entre observations satellite et réanalyses. Nous avons préalablement vérifié que les occurrences de précipitations ERA5 et TRMM ont une climatologie similaire spatialement à leur quantité (non montré). La figure 3.18 montre les différences dans les occurrences de précipitations (supérieures à 1 mm) : elle montre une trop faible occurrence des précipitations dans les réanalyses ERA5 au-dessus de l'océan et du continent, et une occurrence trop élevée le long de la côte et le long du bord est du lac Volta tout au long de la saison, par rapport à TRMM.

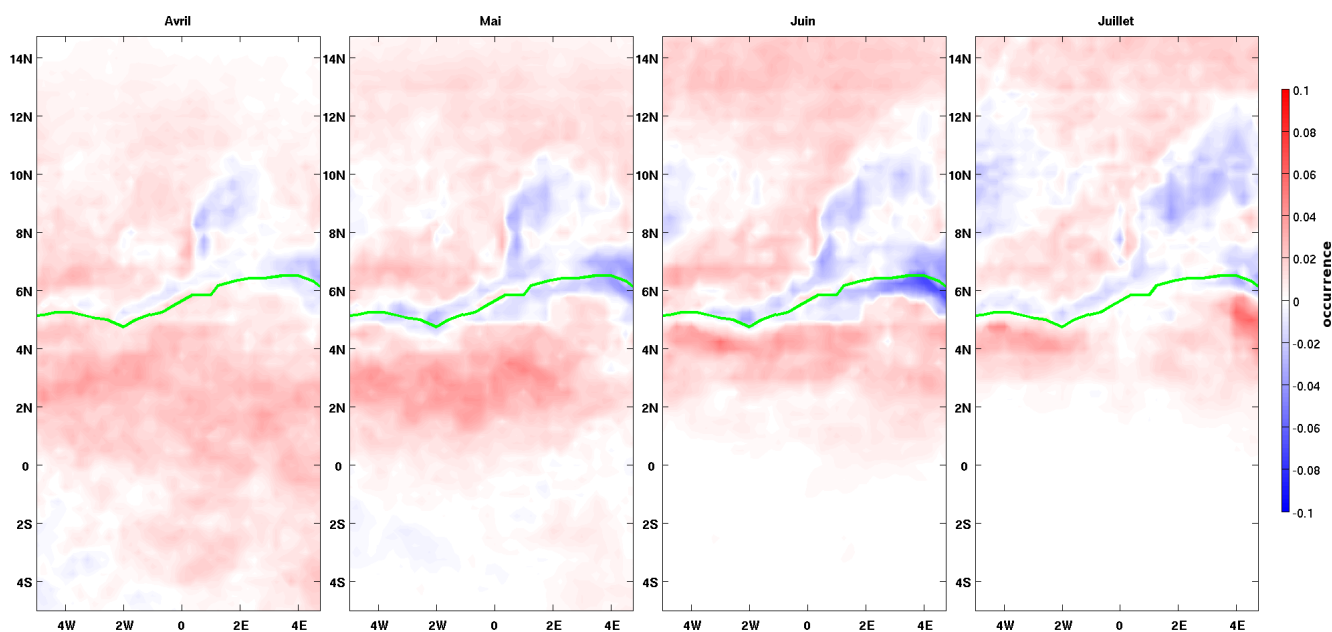


FIGURE 3.18 – Différence de la climatologie des occurrences de précipitations (supérieures à 1mm) TRMM – ERA5. Avril, Mai, Juin, Juillet, 2000-2018. La côte est représentée par la ligne verte.

En résumé, les climatologies mensuelles montrent le développement d'avril à début juin de la phase côtière de la Mousson, se traduisant par l'intensification de la convection à la côte et un refroidissement de plusieurs degrés de la surface continentale, en raison de l'intensification des alizés ainsi que de l'augmentation de la couverture nuageuse et des précipitations. Dans le même temps, en avril et mai au nord de 10°N, dans le Sahel, la température continue d'augmenter. Ces deux évolutions opposées participent à l'intensification du gradient méridien de température favorisant la pénétration des alizés dans le continent. Cette progression de la Mousson vers le Nord s'accompagne de l'apparition et l'intensification, de plus en plus au nord durant cette période, de nuages bas (figure 3.15l). Ceux-ci permettent la disponibilité en eau en début de journée pendant la phase de chauffage diurne. De

juin à juillet, la convergence à la côte commence à diminuer. On constate également un affaiblissement du vent méridien au dessus de l'océan et une augmentation au nord de la côte, traduisant le "saut de mousson" lors de l'arrêt des précipitations à la côte.

3.4.2 Cycle diurne moyen mensuel

Les climatologies du cycle diurne des occurrences de précipitations de ERA5 sont tracées sur la figure 3.19. Deux maxima sont visibles, le premier sur l'océan dans la matinée, entre minuit et 10H de la côte à 4°S en avril, puis de plus en plus au nord à mesure que les précipitations disparaissent, au sud de l'équateur en mai, et au sud de 2°N en juin. Le second maximum de précipitation, sur le continent, se situe autour de 15H entre la côte et 8°N en avril. Il s'intensifie en mai et en juin, et le maximum commence alors dès 10H. Il diminue en juillet et s'étend vers le nord en fin de journée jusqu'à 12°N.

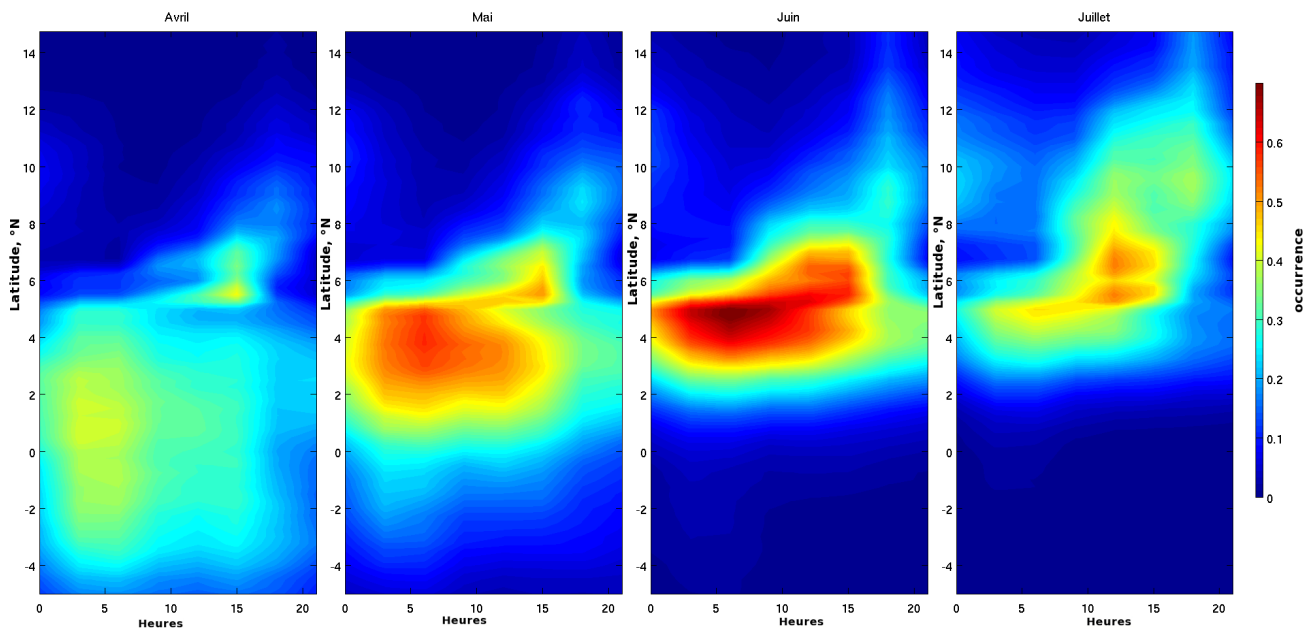


FIGURE 3.19 – Cycle diurne Avril, Mai, Juin, Juillet, 2000-2018, de l'occurrence des précipitations ERA5 moyennées entre 1°E et 1°O.

L'analyse de la différence entre les cycles diurnes des précipitations TRMM-ERA5 (Figure 3.20) montre un décalage dans les cycles diurnes entre les réanalyses et les observations. Dans les précipitations issues des observations, le maximum diurne sur le continent se situe autour de 18H et se prolonge avec la saison de plus en plus dans la nuit et jusqu'au matin suivant, et de plus en plus au nord (jusqu'à 12H en juillet).

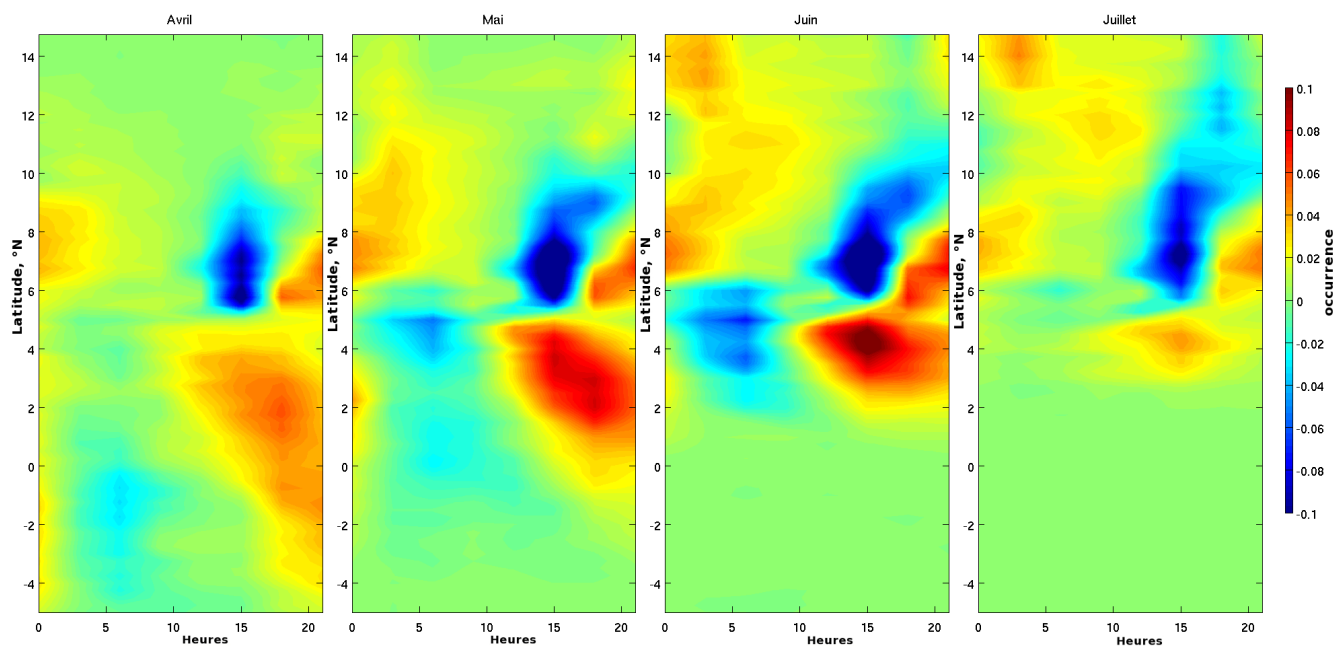


FIGURE 3.20 – Cycle diurne de la différence d'occurrence entre les précipitations TRMM et les précipitations ERA5 moyennées entre 1°E et 1°O. Avril, Mai, Juin, Juillet, 2000-2018.

De plus, une occurrence trop faible de précipitation dans les réanalyses est visible au sud de la côte en milieu de journée, maximale à 15H, en même temps qu'un excès est obtenu sur le continent. Cette différence se réduit sur l'océan au cours de la saison avec la diminution puis l'arrêt des précipitations au sud de 3°N. Elle est précédée durant la matinée par un excès d'occurrence de précipitations aux mêmes latitudes, particulièrement durant les mois de mai et juin, c'est-à-dire quand les précipitations au nord du Golfe sont maximales. Ce dipôle d'anomalies semble dû, comme pour le continent, à un maximum du cycle diurne des réanalyses se produisant trop tôt dans la journée, mais le fait que ces anomalies trouvent leur origine à la côte aux heures de brise de terre (environ 5H) pour l'excès de précipitations sur l'océan et de brise de mer pour l'excès sur le continent (environ 15H) questionne sur le rôle de ces brises dans l'évolution saisonnière et du cycle diurne dans les précipitations, de part et d'autre de la côte.

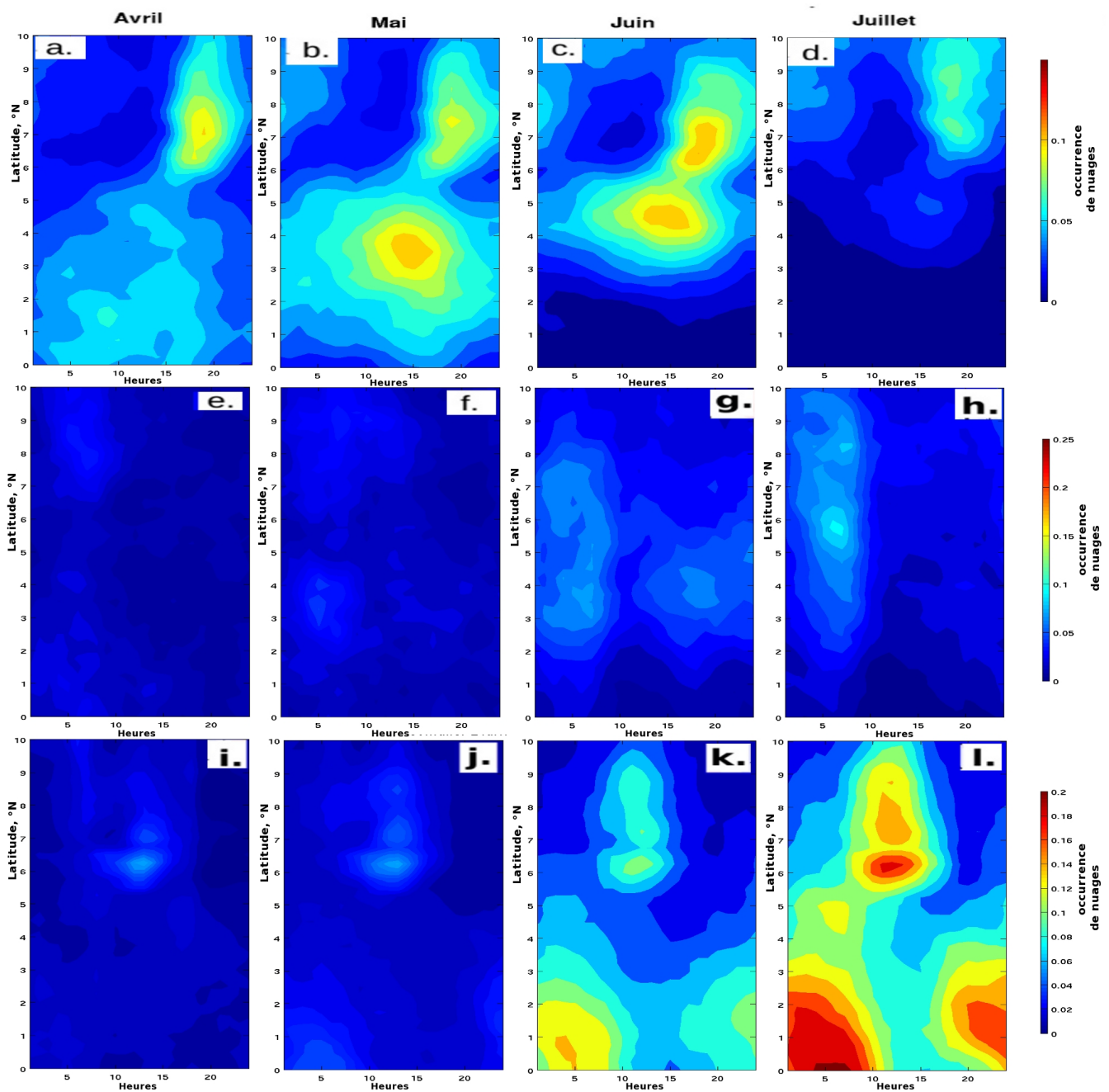


FIGURE 3.21 – Cycle diurne moyen mensuel 2008-2015, Avril, Mai, Juin, Juillet, de l'occurrence des nuages convectifs (a,b,c,d), des nuages moyens (e,f,g,h), et des nuages bas (i,j,k,l), les latitudes sont montrés de l'équateur à 10°N et les heures (abscisses) sont données en heure.

Les cycles diurnes moyen des nuages convectifs, moyen et bas sont présentés dans la figure 3.21. Le cycle diurne des nuages convectifs montre deux pics distincts jusqu'en juin, un premier sur l'océan en milieu de journée et un second sur le continent en fin de journée. Le premier pic situé sur l'océan est peu important en avril, où le maximum de précipitation est visible entre 2°N et l'équateur de 5H à 15H. En mai, le maximum est situé entre 3°N et 4°N autour de 14H. Il continue de se déplacer vers le nord, et en juin il est à la limite de la côte, entre 4°N et

5°N, toujours autour de 14H, puis disparaît complètement en juillet. Le second pic sur le continent est visible durant toute la saison. En avril, il est entre 6°N et 8°N entre 16H et 20H. En mai, le pic apparaît un peu moins intense mais la présence de nuages convectifs reste notable jusqu'à 2H le lendemain sur le continent. En juin, l'intensité du pic augmente avant de diminuer en juillet, alors qu'il se décale vers le nord d'environ 1°. En avril et mai, malgré une faible occurrence des nuages moyens et des nuages bas, on distingue un faible cycle diurne dans les nuages moyens à toutes les latitudes autour de 5H, et un pic dans les nuages bas au nord de la côte (6°N-7°N) entre 10H et 15H. Ces nuages bas présentent une variance élevée (non montrée) en comparaison avec le second pic nocturne, donc plus susceptibles d'être des stratocumulus ou petits cumulus. De plus, leur présence quelques heures avant l'apparition des nuages convectifs aux mêmes latitudes suggère qu'il s'agit de "shallow" convection dans la couche limite sur le continent en début de journée, grâce au chauffage solaire. Il apparaît que l'occurrence maximale de ces nuages bas cumuliformes sur le continent coïncide avec le début des précipitations sur le continent dans le modèle ERA5 (figure 3.20), tandis que les précipitations TRMM correspondent au développement des nuages convectifs 2 à 3 heures plus tard.

Les nuages bas s'étendent sur le continent jusqu'à atteindre 20% du temps en juillet et s'observent jusqu'à 10°N. Un second maximum montrant une faible variance (non montré) indique probablement des nuages stratiformes, se formant la nuit (de 20H à 10H) par le refroidissement de la couche limite au dessus de l'océan, entre 2°N et l'équateur. Ce second maximum s'amplifie sensiblement en Juin et Juillet, avec le développement de la LEF, alors que les précipitations et les nuages convectifs disparaissent au sud de 2°N.

Le cycle diurne des nuages moyens montre en juin entre 3°N et 8°N et en juillet entre 3°N et 9°N un maximum en début de matinée, entre 5H et 10H. Ce maximum est présent alors que la convection profonde disparaît complètement au dessus du continent dans la zone proche de la côte. Ces nuages moyens pourraient donc être des résidus de la convection profonde nocturne par la désagrégation des nuages convectifs. On remarque dans la figure 3.20 que TRMM montre des précipitations le matin en juillet, ce qui est cohérent avec de la pluie plus ou moins stratiforme liée à la "trainée" de la convection profonde nocturne, associée aux cumulo-nimbus et aux lignes de grains actives durant la nuit. Ces pluies fines, parfois plus importantes en quantité que celles de la partie convective, sont connues pour être sous évaluées dans les produits TRMM qui détecte mieux les pluies dans la partie convective. Elles ne semblent pas être représentées dans ERA5, le chauffage solaire n'étant pas limité par la nébulosité et la pluie, tandis que l'eau tombée la nuit humidifie la basse atmosphère par évaporation, ce qui explique peut être que le cycle diurne de la convection s'amplifie trop tôt.

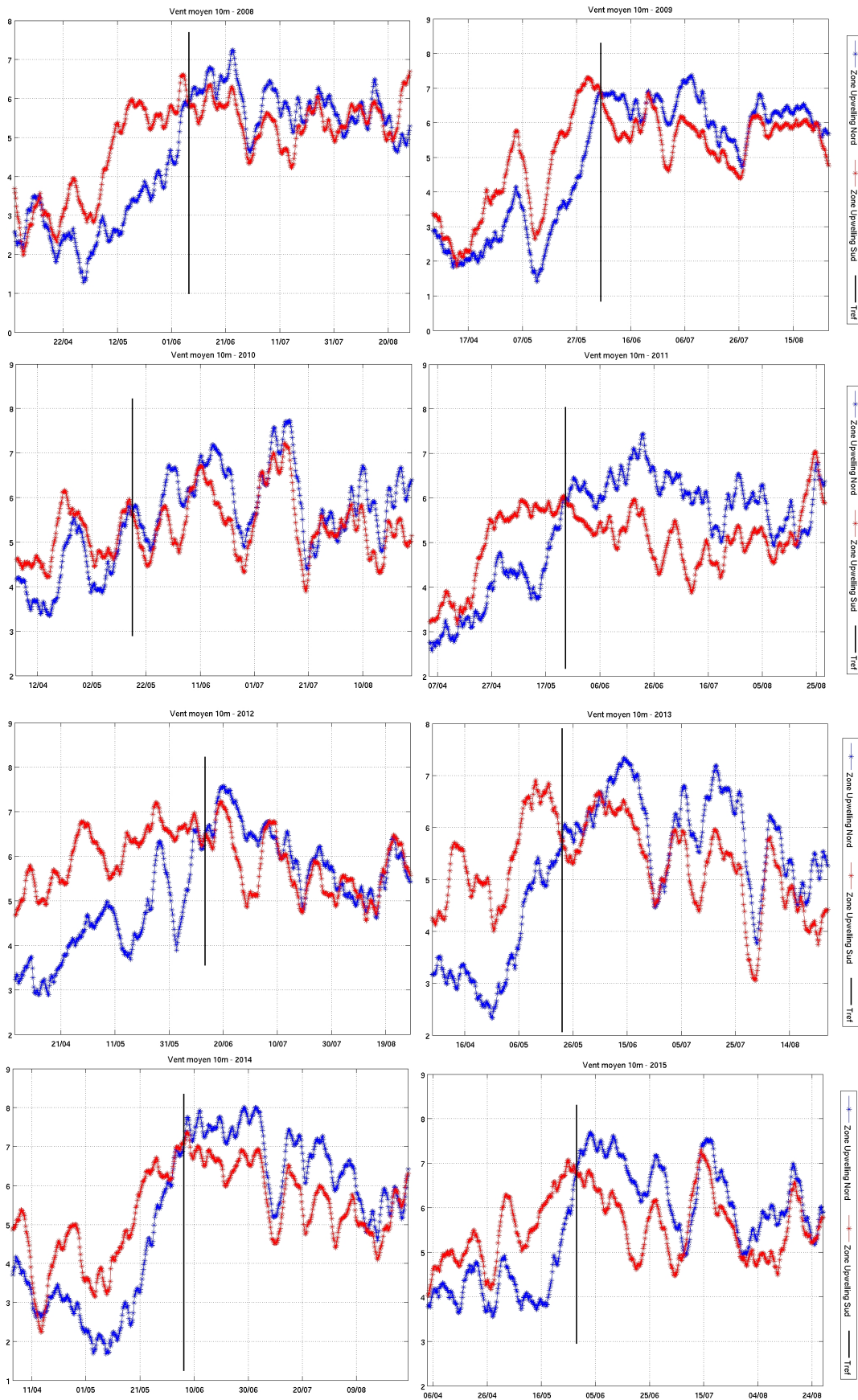


FIGURE 3.22 – Sélection de Tref (ligne noire) pour 2008-2015 : Vent méridien 1°E-1°O moyen entre 0° et 4°S (en rouge) et entre 1°N et 4.5°N (en bleu).

Le cycle diurne des précipitations sera étudié en lien avec la température de surface et la dynamique de basse couche au prochain chapitre. Mais avant cela, afin de s'affranchir de la variabilité interannuelle, nous utiliserons pour chaque année des critères caractéristiques des différentes phases de la mousson. Pour déterminer le début de la phase côtière des précipitations, nous utiliserons l'influence du développement de l'upwelling équatorial dans le vent de surface, remarquable par l'accélération des alizés dans le nord du Golfe et leur décélération au sud, entraînant la concentration des précipitations contre la côte. Adaptant la méthode de Leduc-Leballeur et al. (2013) qui l'ont mis au point dans la région 0-10W, nous prendrons comme date de référence (Tref) le jour où la différence entre le vent au sud de l'upwelling, de 0 à 4°S (en rouge sur la figure 3.22) et le vent au nord, entre 1°N et 4.5°N (en bleu sur la figure 3.22), moyenné entre 1°E et 1°O, devient inférieur à 0 et le reste pendant un mois (jusqu'à la fin de la phase côtière des précipitations).

La fin de la phase des pluies côtière est marquée par le développement à la côte d'un upwelling côtier (figure 3.23), nous utiliserons de façon similaire le développement de l'upwelling côtier comme marqueur de la fin des précipitations côtières, en utilisant les séries temporelles de la SST et de son gradient méridien, entre 2.5°O et 3°E, à une distance comprise entre 1° et 2.5° au sud de la côte. La date de fin de la phase des précipitations côtière (Tend) est définie comme le jour où la SST entre 2.5°O et 3°E remplit les critères suivant jusqu'à la fin du mois de juillet :

- l'indice de SST doit être inférieur à 80% de ses valeurs durant la saison,
- le gradient de SST doit être supérieur à 20% de ses valeurs durant la saison.

Ces seuils ont été obtenus par itérations successives afin d'obtenir une sélection cohérente avec l'émergence de l'upwelling et avec la fin des précipitations côtières. Le premier critère permet de s'assurer que pour la date sélectionnée l'upwelling côtier est développé. Tandis que le second critère que le développement de l'upwelling est suffisamment avancé pour ne pas constater une diminution de son intensité dans les jours qui suivent. Sans ce critère, par exemple en 2011, nous sélectionnerions une date autour de mi juin suivie pendant près de 15 jours d'une diminution de l'intensité de l'upwelling.

Afin de déterminer le rôle de la température de surface dans l'évolution des précipitations dans le Golfe de Guinée, ces dates de référence (Tref et Tend) seront utilisées dans le prochain chapitre pour construire les composites autour des dates de démarrage et de fin de la saison des pluies côtières, permettant l'analyse des mécanismes impliqués aux échelles saisonnière et diurne.

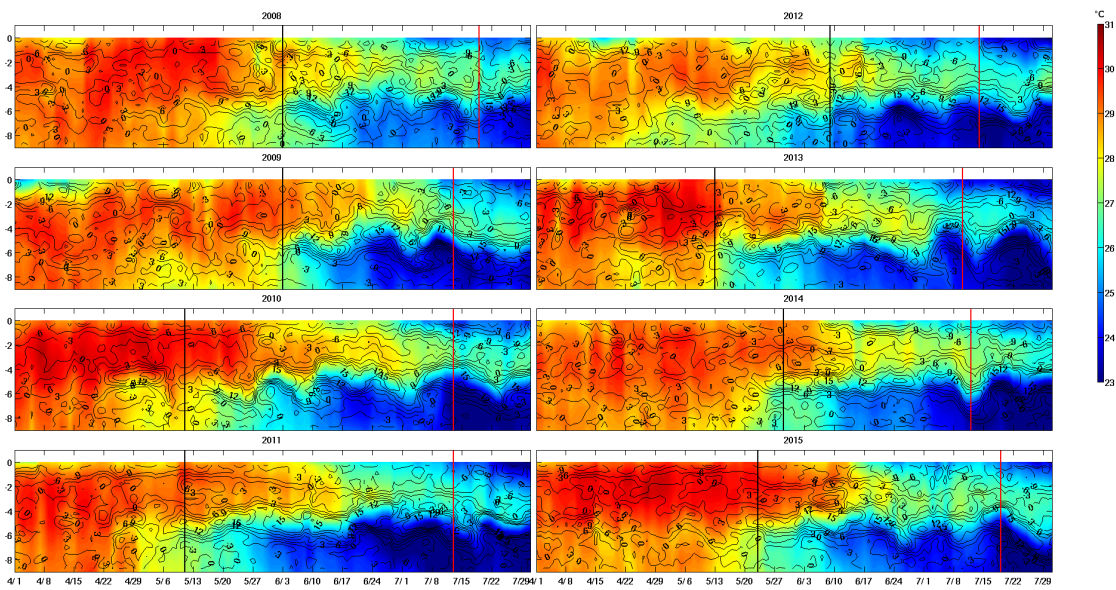


FIGURE 3.23 – Diagrammes temps / latitude 2008-2015 de la SKT entre 1°O et 3°E (couleur), et gradient méridien de SKT entre 1°O et 3°E (contour noir), la latitude est indiquée en distance à la côte. Tref (ligne noire), Tend (ligne rouge).

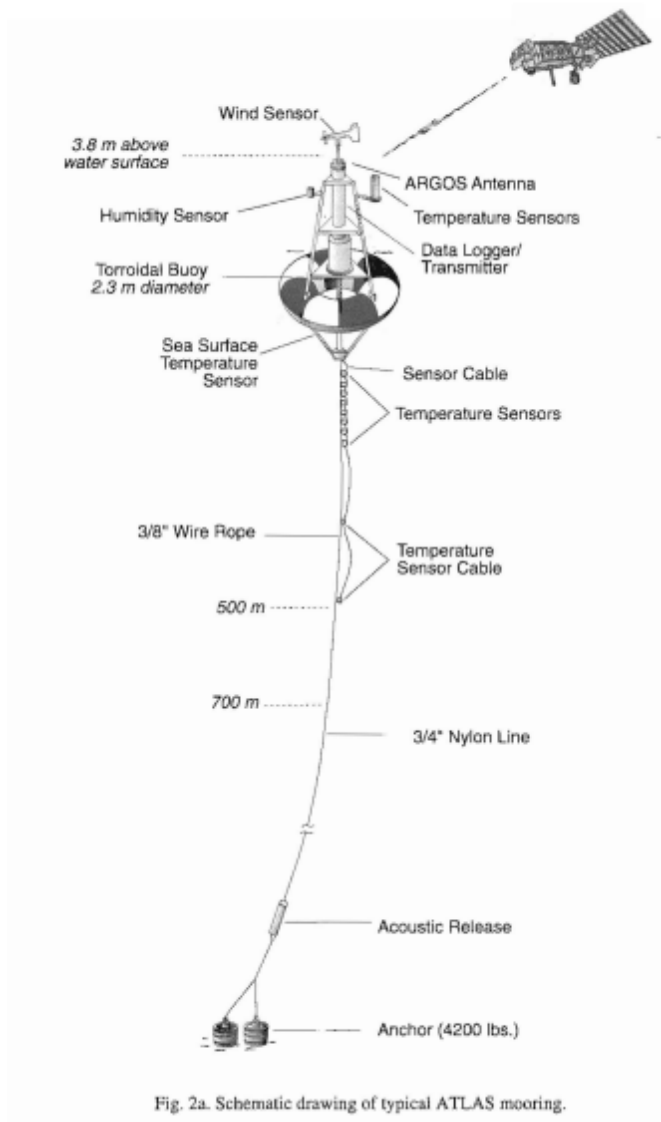


FIGURE 3.2 – Schéma d'une bouée ATLAS, issue de Freitag et al. (1994)

Chapitre 4

Evolution saisonnière et rôle de la température de surface

4.1 Introduction de l'article et résumé

Dans ce chapitre, les réanalyses ERA5 et les observations satellite des nuages convectifs et des précipitations entre 5°O et 5°E sont utilisées pour étudier l'influence de la température de surface de l'océan et du continent sur les précipitations à la côte dans le golfe de Guinée, depuis l'installation de la phase côtière jusqu'au début de la petite saison sèche sur la côte, au printemps et en été boréal.

Des composites saisonnières, moyennées sur des périodes de deux semaines pour les cartes spatiales, ou calculées entre 1 °O et 1 °E pour les diagramme temps / latitude, sont calculées autour des dates de référence indiquant le début (Tref) et la fin (Tend) de la phase des précipitations côtières. Tref correspond à l'émergence de la langue d'eau froide (ou upwelling) équatoriale, qui "pousse" vers le nord la ceinture zonale de précipitations contre la côte guinéenne. Pris entre la divergence équatoriale et la forte convergence côtière (en raison d'un frottement de surface plus important sur la terre que sur l'océan), le transport d'humidité de basse couche devient, suite à Tref, fortement convergent entre 3°N et le nord du Golfe de Guinée. Cette augmentation de la convergence du transport d'humidité explique l'augmentation des précipitations à la côte, tandis que leur quasi-disparition au sud de 3°N résulte de la subsidence due à l'augmentation de la divergence de surface à l'équateur. Ce changement est de loin la transition saisonnière de plus grande amplitude trouvée dans les données.

Ce mécanisme était déjà connu des études précédentes (Meynadier et al.2016, Leduc-Leballeur et al. 2013), mais il est de plus étudié ici avec une résolution diurne : les précipitations côtières sont surtout abondantes côté océan et ont principalement lieu depuis le coucher du soleil jusqu'à environ midi le lendemain, tant dans les réanalyses ERA5 que dans les observations. Dans ERA5, ces précipitations nocturnes et matinales s'inscrivent dans le cycle

diurne de convergence de surface de part et d'autre de la côte, en phase avec l'inversion du gradient méridional de température de surface ($dSKT/dY$) à travers la côte : cette phase correspond donc à la brise de terre (convergence de basse couche côté océan, divergence côté continent), entre environ 19h et 11h le jour suivant.

Tend caractérise l'émergence des remontées d'eaux froides côtières en juillet, connue pour coïncider avec le début de la "petite saison sèche" qui dure jusqu'en septembre. Deux indices, le gradient méridien de SST et la SST sur le bord sud de l'upwelling côtier, sont utilisés pour calculer cette date. Bien que la transition soit moins abrupte qu'autour de Tref, une forte diminution des précipitations est bien observée avant Tend, et un arrêt complet après, aussi bien pour les précipitations observées que pour la convergence du flux d'humidité dans ERA5 autour de la côte. Les précipitations sur l'océan sont toujours en phase avec le signal de brise de terre visible la nuit dans la convergence de masse en surface, mais à mesure que l'upwelling côtier s'intensifie, la différence de température nocturne terre-mer diminue, de même que la convergence de surface associée : les précipitations côtières, surtout importantes la nuit et le matin côté océan pendant la brise de terre, sont donc inhibées par l'émergence de l'upwelling côtier.

Un autre résultat important est que le front de brise de terre, vu dans les réanalyses ERA5 à travers une convergence du vent de surface, semble se propager vers le sud depuis la côte lorsqu'il atteint leur pic d'intensité en fin de matinée, expliquant pourquoi les précipitations sont plus abondantes en milieu de journée dans le golfe de Guinée. Les deux indices temporels Tref et Tend montrent donc un contrôle très important de la température de surface (en particulier de son gradient méridien) sur les précipitations, via la convergence du vent de surface et du transport de l'humidité dans le flux de mousson. En plus de réduire l'intensité de la brise de terre comme expliqué plus haut, l'émergence de l'upwelling côtier en juillet induit à l'échelle saisonnière des vents du sud plus faibles en amont de la côte, ce qui entraîne mécaniquement une diminution de la convergence du transport d'humidité, et donc des précipitations dans la région côtière.

Ces analyses ont été effectuées avec des réanalyses différentes, qui présentent généralement des écarts beaucoup plus importants avec les observations que les réanalyses ERA5, en particulier en zone côtière (voir par exemple de Coëtlogon et al. 2014, qui ont utilisé les réanalyses ERA-interim et NCEP CFSR). Les précipitations dans ERA5 se trouvent ici être en bien meilleur accord avec les observations TRMM. Cela s'explique sans doute par le nouveau schéma de convection utilisé pour ERA5, et l'assimilation des mesures satellites qui sont également utilisées pour le produit TRMM. Pourtant, certains défauts subsistent : en plus des précipitations diurnes culminant environ 3 heures trop tôt dans ERA5, dans le nord du golfe de Guinée, les précipitations sont environ deux fois moins importantes dans ERA5 que dans le produit satellite TRMM avant et après Tref. De plus, dans ERA5, les précipitations apparaissent fortement corrélées à la convergence atmosphérique de bas niveau sur l'océan. Des précipitations insuffisantes dans ERA5 pourraient donc résulter d'une sous-estimation de cette convergence : des biais allant jusqu'à 0,5 - 1 m/s sont en effet trouvés dans le vent de surface ERA5, par rapport aux données satellitaires (produit ASCAT), avec un biais faible au nord et fort au sud de l'équateur. L'amplitude de la convergence de bas niveau entre

l'équateur et le nord du Golfe est donc sous-estimée dans ERA5 par rapport aux observations. Un autre biais de vent de surface est observé : il est trop fort en juillet au-dessus de l'upwelling côtier (le vent n'est pas autant ralenti par la SST froide dans les ERA5 que dans les observations), ce qui pourrait interférer avec l'affaiblissement de la brise de terre qui contribue à la disparition des précipitations dans le Golfe de Guinée. De manière générale, nous pensons donc qu'une bonne piste pour comprendre la mauvaise représentation dans les modèles des précipitations pendant cette saison au nord du golfe de Guinée et au sud du continent ouest-africain, est que le vent de surface ne ralentit pas assez au-dessus des upwellings équatorial et côtier, et n'est pas suffisamment accéléré par le front au nord de la langue d'eau froide : les zones de convergence de basse couche sont ainsi mal représentées, ce qui impacte fortement les précipitations.

Bien évidemment, ces transitions saisonnières ne se font pas de façon lisse et continue : l'émergence des upwellings tant équatorial que côtier est contrôlée par une suite de coups de vent de grande échelle, qui affichent une variabilité intrasaisonnière très élevée. Par ailleurs, comme expliqué au chapitre précédent, la convection atmosphérique sur le continent est fortement contrôlée par le développement des ondes d'est sur le flanc sud du jet d'Est Africain, à partir du moment où les précipitations approchent de la côte guinéenne. Pour mieux comprendre l'évolution de la mousson entre la phase océanique et la phase sahélienne, il convient donc d'examiner les mécanismes à l'échelle des processus, donc de quelques heures à quelques jours : nous étudions donc la variabilité intrasaisonnière et le rôle éventuel du cycle diurne en intrasaisonnier dans le prochain chapitre.

4.2 Sea surface temperature impact on diurnal cycle and seasonal evolution of the Guinea Coast Rainfall in boreal spring and summer

Manuel Tanguy¹, Gaëlle de Coëtlogon and Laurence Eymard

May 2021

Corresponding author : manuel.tanguy@latmos.ipsl.fr

Abstract

ERA5 reanalyses and observations of convective clouds and precipitation are used over the northern Gulf of Guinea between 7W and 3E to study the influence of ocean surface temperature and the land-sea surface temperature gradient on Guinea Coast Rainfall (GCR) in the boreal spring and summer. Seasonal composites are calculated around two dates indexing the onset (T_{ref}) and demise (T_{end}) of the GCR : T_{ref} corresponds to the emergence of the equatorial upwelling in boreal spring, which "pushes" the zonal precipitation belt northward against the Guinea coast. T_{end} characterizes the emergence of the coastal upwelling in July, which is known to coincide with the beginning of the "little dry season" that lasts until September. Along the Guinea Coast, the diurnal cycle of the air-sea temperature gradient controls precipitation through a mechanism similar to that of a land-sea breeze, explaining why precipitation reaches its maximum around noon over the ocean, and in the late afternoon over the continent. The emergence of the Guinea Coast upwelling in July induces a slowing of the southerlies on a seasonal scale, and a weaker land breeze on a diurnal scale, implying a decrease in the convergence of moisture transport against the coast, and thus of coastal oceanic precipitation. GCR is therefore seasonally controlled by the position of the maximum water vapor content in the troposphere and the annual cycle of the West African Monsoon, but the abruptness of its onset and demise could also strongly be controlled by the ocean surface temperature.

Keywords : West African Monsoon, Gulf of Guinea, diurnal and seasonal cycle, land sea breeze, surface temperature gradient, Guinean coastal rainfall, low-level atmospheric convergence, humidity transport, Guinea coast upwelling.

4.2.1 Introduction

The correct representation of precipitation in numerical atmospheric models remains one the most important challenges in climate physics (IPCC 2007, Bony et al. 2015), particularly in West Africa, where precipitation is poorly represented in models (Sylla et al. 2013, Roehrig et al. 2013, Harlaß et al. 2015, Steinig et al. 2018, Kniffka et al. 2020, Sow et al. 2020, Kouadio et al. 2018). A better understanding of processes controlling precipitation is therefore needed in order to improve its representation.

1. LATMOS-IPSL, Sorbonne Université – Université de Versailles Saint Quentin, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

Precipitation in West Africa is primarily controlled by the monsoon, driven by a huge meridional contrast in temperature and humidity between eastern Tropical Atlantic and the dry continent further north (Parker et al. 2017). In response to the annual cycle of solar declination, precipitation latitude exhibits a strong seasonal cycle (Peyrillé et al. 2007, Hagos and Cook 2007, Thorncroft et al. 2011, Maranan and al. 2018). The zonal band of precipitation is centred on Guinea Coast (around 5N) between late April and early July (thereafter referred to as the Guinean Coastal Rainfall, or GCR, N’Guyen et al. 2011). It shifts northward in late June / early July and brings precipitation over the Sahel until September, before a second peak of rainfall over the Guinea Coast in October-November during the monsoon demise (Sultan and Janicot 2003, Zhang and Cook 2014). Between July and September, precipitation over the coastal region is scarce between 12W and 7E : this is referred to as the “Little Dry Season” (Adejuwon and Odekunle, 2006). Precipitation is mainly localized over the ocean during the rest of the year. The countries along the northern coast of the Gulf of Guinea therefore experience two rainy seasons and two dry seasons per year. This study focuses on the first rainy season, that of May to July (Nguyen et al. 2011), until the onset of the little dry season in the course of July.

The northward migration of the zonal band of precipitation, also known as the “monsoon jump” around 24 June (Sultan and Janicot 2003), and the variability of precipitation in boreal summer, have been extensively studied in the international African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project (Redelsperger et al. 2006). Gu and Adler (2004) suggested that the interaction between three main large-scale atmospheric wind systems over West Africa explains the origin of precipitation : the low-level African Easterly Jet (AEJ) around 700 hPa, the Tropical Easterly Jet around 200 hPa, and a low-level westerly flow around 850 hPa. In particular, strong vertical shear along the southern edge of the African Easterly Jet favours the formation of Mesoscale Convective Systems (MCS), which are an important source of precipitation across southern West Africa, especially in the Sahel (Maranan et al. 2018). In addition, soil moisture probably actively interacts with precipitation (Nicholson 2000). The boreal summer monsoon in West Africa is then primarily controlled by the continental surface (Wang and Eltahir 2000, Thorncroft et al. 2011).

However, precipitation is also controlled by sea surface temperature (SST) in the Gulf of Guinea, where a strong equatorial upwelling emerges in the boreal spring and summer, increasing meridional thermal gradients at the surface (Okomura and Xie 2004, Caniaux et al. 2011, Nguyen et al. 2011, Nnamchi and Li 2011, Leduc-Leballeur et al. 2013, Crespo et al. 2019, Wourou et al. 2020). Using numerical simulations, Meynadier et al. (2015) showed that the emergence of equatorial upwelling controls the GCR onset in late May, through an increase in surface winds north of the equator and a convergence of humidity near the Guinea Coast. In addition, a strong coastal upwelling appears along the Guinea Coast in boreal summer (July to September), where the SST decreases from about 30°C in May to 24-25°C in August (Odekunle and Eludoyin 2008, Ali et al. 2011, Kouadio et al. 2013). It is composed of two parts : west of Cape Three Points off Ivory Coast, and further east, off Ghana, Togo and Benin, and both parts are surrounded by the eastward Guinea Current (Odekunle and Eludoyin 2008). The dynamics of the Guinea coast upwelling remain poorly understood, however Djakouré et al. (2017) performed idealized numerical experiments and

found that while the coastal upwelling west of Cape Three Points is highly sensitive to the inertia and detachment of the Guinea Current from the coast, the upwelling east of Cape Three Points is primarily induced by local winds through the divergence of the Ekman transport. Ali et al. (2011) found strong correlations between GCR variability and equatorial and coastal upwellings, and Bakun (1978) observed a significant reduction in precipitation along the coast where coastal upwelling is strongest. Other studies have suggested an influence of Guinea Coast upwelling on nearby continental precipitation (Gu and Adler 2004, Kouadio et al. 2013, Nnamchi and Li 2011, Aman et al. 2018). SST in the Gulf of Guinea, particularly in the equatorial and coastal upwelling areas, could therefore influence the GCR demise as well as its onset, in particular via the modification of meridional land-sea temperature gradient as suggested by Nguyen et al. (2011); but to our knowledge, no studies have yet examined this issue.

In addition to the seasonal cycle, the land-sea temperature gradient also exhibits a strong diurnal cycle (Sultan et al. 2007) related to land-sea breeze (LSB) regimes (Bajamgnigni Gbambie and Steyn 2013, Abayomi et al. 2007, Parker et al. 2017, Guedje et al. 2019, Coulibaly et al. 2019). The LSB strength is maximum in boreal winter, but a second maximum was found in May, before reaching an annual minimum in July-August (Guedje et al. 2019, Coulibaly et al. 2019): its interaction with the monsoon flow could therefore impact the GCR variability. In particular, LSB has a strong impact on the atmospheric boundary layer at diurnal timescale, through the triggering of convection (Flamant et al. 2018, Knippertz et al. 2017, Parker et al. 2017). Therefore, a thorough study of the GCR needs to be done at diurnal timescales.

The SST influence on the GCR onset has already been investigated in previous studies over the decade 2000-2009 (Leduc-Leballeur et al. 2013, Meynadier et al. 2015). Here, this study is extended to the whole GCR period between 2008 and 2015, and the influence of the coastal upwelling on the end of the GCR is investigated. Data with an hourly resolution allow to study the impact of the land-sea surface temperature gradient on the precipitation at diurnal timescales. Reanalyses from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ERA5) and satellite observations of clouds and precipitation are used to examine the links between surface temperature, low-level atmospheric convergence and precipitation at seasonal and diurnal timescales. Low-level convergence is indeed known for being strongly connected with precipitation: Weller et al. (2017) found that between 65% and 90% of the precipitation was associated with long coherent lines of low-level convergence over the global oceans, against 30% to 60% over land. It is therefore interesting to investigate if low-level convergence could be controlled by the surface temperature gradients in the Gulf of Guinea, and what impact it could have on the GCR, in particular on its onset and demise.

The first section describes the different datasets. Section 2 investigates the GCR onset and confirms that previous results are found again with these new data. Section 3 investigates the GCR at diurnal timescales. Section 4 presents an estimate of the GCR demise date using a surface temperature index in the core of the coastal upwelling and composites computed around this date. A summary and conclusion are presented in section 5.

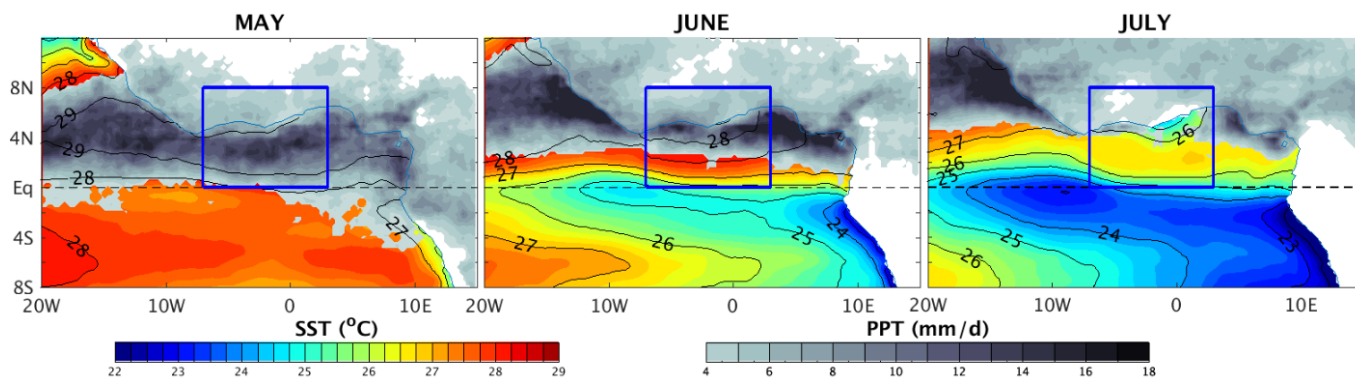


FIGURE 4.1 – SST (Reynolds, color shading and black contours from 24°C to 27°C every 1°C) and precipitation (TRMM, gray shading) in 2008-2015 May (left), June (middle) and July (right). Blue contour stands for the coastline.

4.2.2 Data and method

Cloud types are extracted from SAFNWC cloud type product, using an algorithm (Derrien and Le Gléau 2005, 2010) developed for measurements of the Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI). This instrument on board the Meteosat Second Generation (MSG) is an optical imaging radiometer including 12 different spectral channels in the visible and infrared range with a 1-3 km spatial resolution and a 15 minutes temporal sampling. For each 3 km pixel, the cloud presence (1) or absence (0) in each of the 21 different classes is indicated. From these 21 classes available in the database, we merge “low” (class 6) and “ultra low clouds” (class 8) in a mixed class called hereafter “low clouds”. We also gather “thick high clouds” (class 12) and “very thick high clouds” (class 14) in a mixed class called “probable deep convective clouds”. To keep the data set easy to use, and to compare with others, a reduced grid mesh ($0.25^\circ \times 0.25^\circ \times 1$ hour) is used. In each grid mesh the probability of occurrence of clouds in each cloud class is calculated, as well as the associated spatial variance.

Precipitation intensity is provided by mission level 3 product 3B42V7 (TRMM) (Huffman et al. 2007). It has been derived primarily from the TRMM mission until 2014, and is a multi-mission product (microwave and infrared radiometers), before it was recently stopped². Product resolution is $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, every 3 hours. Akinsanola et al. (2016) showed that TRMM was one of precipitation datasets that can be used for precipitation assessment over West Africa.

ERA5 ECMWF reanalysis was generated using the four-dimensional variational analysis system (C3S, 2017, Hersbach et al. 2020). Data were extracted at 27 levels from 1000 to 100 hPa with a 0.25° horizontal resolution. The parameterization of the convection scheme has been changed from the previous version of reanalyses (ERA-Interim) by adding a convective available potential energy (CAPE) closure based on the work presented in Bechtold et al. (2014), which showed a better representation of the diurnal cycle. Analysis variables (wind, relative humidity, temperature, total column water vapor) were retrieved at a 6-hour resolution (0, 6, 12 and 18h UTC). Precipitation is the addition of shallow, large-scale and convective rainfalls in forecast variables, and was retrieved at a hourly time

2. <https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/TRMM>

step from the +6h to +18h forecasts, twice a day. Surface fields as 10m-surface wind and skin temperature (SKT) were also retrieved at an hourly resolution. The surface parameterization scheme computes SKT in two different ways, whether on the ocean or on the continent. On the ocean, the SKT product is based on a model simulation with data from satellite-derived SST (Herbasch et al. 2020) which is quite close to the SKT, with a small bias of less than 0.3°C and a similar variability (not shown). In spite of a significant improvement from the previous ECMWF reanalysis (ERA-Interim), the continental SKT in ERA5 is still not very reliable (Johannsen et al. 2019), especially in southern West Africa (Flamant et al. 2018, see in particular their figure S6). However, SKT (and not SST) is considered here in the coastal region of southern West Africa because it allows to study the surface temperature gradient between the continent and the sea at diurnal timescale. The difference between SKT and SST is rather small, the SKT is colder than the SST of up to 0.2 °C between 1 °N and 3 °N (not shown). It is also notable that this difference is minimal and almost zero, near the coast when the coastal upwelling appears in July. The 10m-wind is very close from the assimilated satellite product (ASCAT during 2008-2015) and is weakly biased in the region under scrutiny (see additional Figure A1). Part of the infrared measurements used in TRMM precipitations are also assimilated in this reanalysis. These data were provided by the Copernicus Climate Change Service and made available by the IPSL / ESPRI mesocentre :

<https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>

Results presented in this study are mainly based on ERA5, but three additional reanalyses were also investigated :

- MERRA-2 : a $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ hourly reanalysis produced by NASA's Global Modeling and Assimilation Office (Gelaro et al. 2017) with version 5.12.4 of the Geostationary Operational Environmental Satellites atmospheric data assimilation system. To deal with the difficulty of maintaining a realistic balance between total mass and total water vapor, sources and sinks of atmospheric water have been added to the model continuity equation so that changes in total mass are driven by changes in total water. MERRA-2 products are accessible online through the NASA Goddard Earth Sciences Data Information Services Center (GES DISC).

- Climate Forecast System Reanalysis (thereafter CFSR, Saha et al. 2014) : a global, high resolution, coupled atmosphere-ocean-land surface-sea ice system including coupling of atmosphere and ocean during the generation of the 6 hour guess field, with an atmosphere resolution of about 38 km (T382) with 64 levels.

- JRA-55 (thereafter JRA) is a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 3-hourly atmospheric reanalysis produced by the Japan Meteorological Agency (Kobayashi et al. 2015), with a TL319 global spectral model using a conservative semi Lagrangian scheme in which vertically advection is treated separately from horizontal advection (so that the model may preserve the conservation of vertically integrated quantities, such as water vapor, under non-dissipative conditions). The data used hereafter is 3 and 6h-forecasts based on analysis with a 6h timestep.

The following observational datasets of SST and surface wind were also retrieved at the daily scale :

- high-resolution Reynolds SST product developed using optimum interpolation, the Advanced Very High Reso-

lution Radiometer (AVHRR) infrared satellite SST data and in situ data from ships and buoys (Reynolds et al. 2007), retrieved from the NOAA NCDC website³, with a spatial grid resolution of 0.25°. The difference between this SST observed and the SKT ERA5 (see Figure A1) shows two regions where the biases are maximum : between the equator and 2 °N, with a cold bias in ERA5 SKT of 0.4 °C in May that increases up to 0.7 °C after the emergence of equatorial upwelling and a second bias close to the coast, cold and rather weak in May and June (0.1 °C) which become a warm bias about 0.2 °C in July with the development of coastal upwelling.

- ASCAT ocean surface winds, or 10-meter neutral stability wind, obtained from the following website : <https://marine.star.nesdis.noaa.gov/datasets/ASCATData.php>. The latter product, processed by the NOAA, is derived from scatterometer measurements of Advanced SCATterometer (ASCAT), aboard EUMETSAT Meteorological Operational (METOP) satellite. The geophysical model function (GMF) is CMOD5.5 : it relates the normalized radar cross-section to the ocean surface wind speed and direction. The original grid resolution is 0.25° and data are available at daily timescale.

The present study focuses on the southern coastal region of West Africa, extending from Ivory Coast to Benin between 7W and 3E, and from May to July 2008-2015. Results showing vertical circulation maps or time / latitude diagrams are based on averages computed between 1W and 1E, in order to accurately monitor hourly events in the diurnal cycles presented in sections 3 and 4, and in section 2 for simplicity and consistency between the different plots. Taking a different longitude band (5 bands of 2°, from 5°W-3°W to 3°E – 5°E, were tested) only slightly changed the results and left the conclusions of this study unchanged.

4.2.3 Onset of the Guinea Coast Rainfall

Figure 4.1 shows a monthly climatology of SST (color shading and black contours) and precipitation (gray shading) in ERA5, from May to July between 2008 and 2015 in the Eastern Tropical Atlantic. In May, a zonal band of intense precipitation extends between the Equator and the Guinea Coast, with a maximum around 3N (Figure 4.1a). In June, the zonal band settles just south of the Guinea Coast, with values greater than 8 mm/day confined north of 3-4N in the region Eq-8N, 7W-3E (blue frame, Figure 4.1b). Between May and June, the emergence of the equatorial upwelling induces a strong positive SST gradient of about 2-3°C around its northern front (roughly at 1N), which persists until July despite a general cooling of the SST : Meynadier et al. (2015) showed that this front intensification forces the GCR onset by increasing the atmospheric pressure gradient across the front and strengthening the southerlies toward the Guinea Coast.

The Atlantic equatorial upwelling is known to exhibit very large interannual variability regarding its date of emergence and intensity (Marin et al. 2009, Caniaux et al. 2011), and so is the GCR (Worou et al. 2020). Moreover, precipitation data is very scattered and not normally distributed (see additional Figure A2) : a date of the GCR onset based on precipitation is therefore very difficult to define objectively. On the other hand, previous studies have

3. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

identified an abrupt change in the surface wind pattern associated with the equatorial upwelling emergence, when southerlies between the equator and the coast become stronger than south of the equator in the equatorial upwelling (also known as the Atlantic Cold Tongue) region (Leduc-Leballeur et al. 2013, Meynadier et al. 2015). The date of the GCR onset, thereafter T_{ref} , is computed by following this method : it is defined as the day when southerlies averaged in the box 3W-5E / 1N-4.5N (north of the front) become, and remain, stronger than in the box 3W-5E / 4S-0N (south of the front) for the remaining of the season. Using 2000-2009 QuikSCAT surface wind, previous studies found that T_{ref} occurred after 12 May and before 25 June, with an average on 30 May (Leduc-Leballeur et al. 2013). In the present study, using 2008-2015 ASCAT meridional surface wind, its range is 16 May – 6 June with an average on 27 May. Note that Sultan and Janicot (2003) estimated a similar date of monsoon pre-onset by taking the day when the westward zonal wind averaged between 10W and 10E turns eastward at 15N (i.e. going from negative to positive values) : they found 14 May on average (plus or minus a root-mean-square of 9.5 days). Two composites of ERA5 surface wind divergence and MSG cloud cover were computed around T_{ref} : the first is an average over 2008-2015 of the two weeks preceding T_{ref} (i.e. between T_{ref} minus 14 days and T_{ref} , Figure 4.2, left column), and the second of the two weeks following T_{ref} (between T_{ref} and T_{ref} plus 14 days, Figure 4.2, right column). Weak surface convergence is found throughout the Gulf of Guinea before T_{ref} , except along the Guinea Coast where surface wind is strongly convergent (Figure 4.2a) : surface wind decreases a lot when it encounters the continent, mainly because of a much larger friction over the mainland than over the ocean which deepens the boundary layer through induced turbulence. In addition, a warmer continental surface could also contribute to the boundary layer deepening and weakening of surface wind over the continent, but the implied surface heat flux is clearly dominated by the strong diurnal cycle of the continental surface temperature, which is investigated in the next section. Convective clouds are frequent (10 to 20% of the time) between the equator and the coast (at 5-6N), with a maximum around 2-3N (Figure 4.2c, shading). The precipitation is scattered over the ocean, with a maximum around 2-3N, in observations (Figure 4.2c, black contours) as well as in ERA5 (Figure 4.2a, black contours), although they are about twice as low in the latter. Low clouds are generally rare (less than 5% of the time), with a maximum found on the continent, west of 1W (Figure 4.2e).

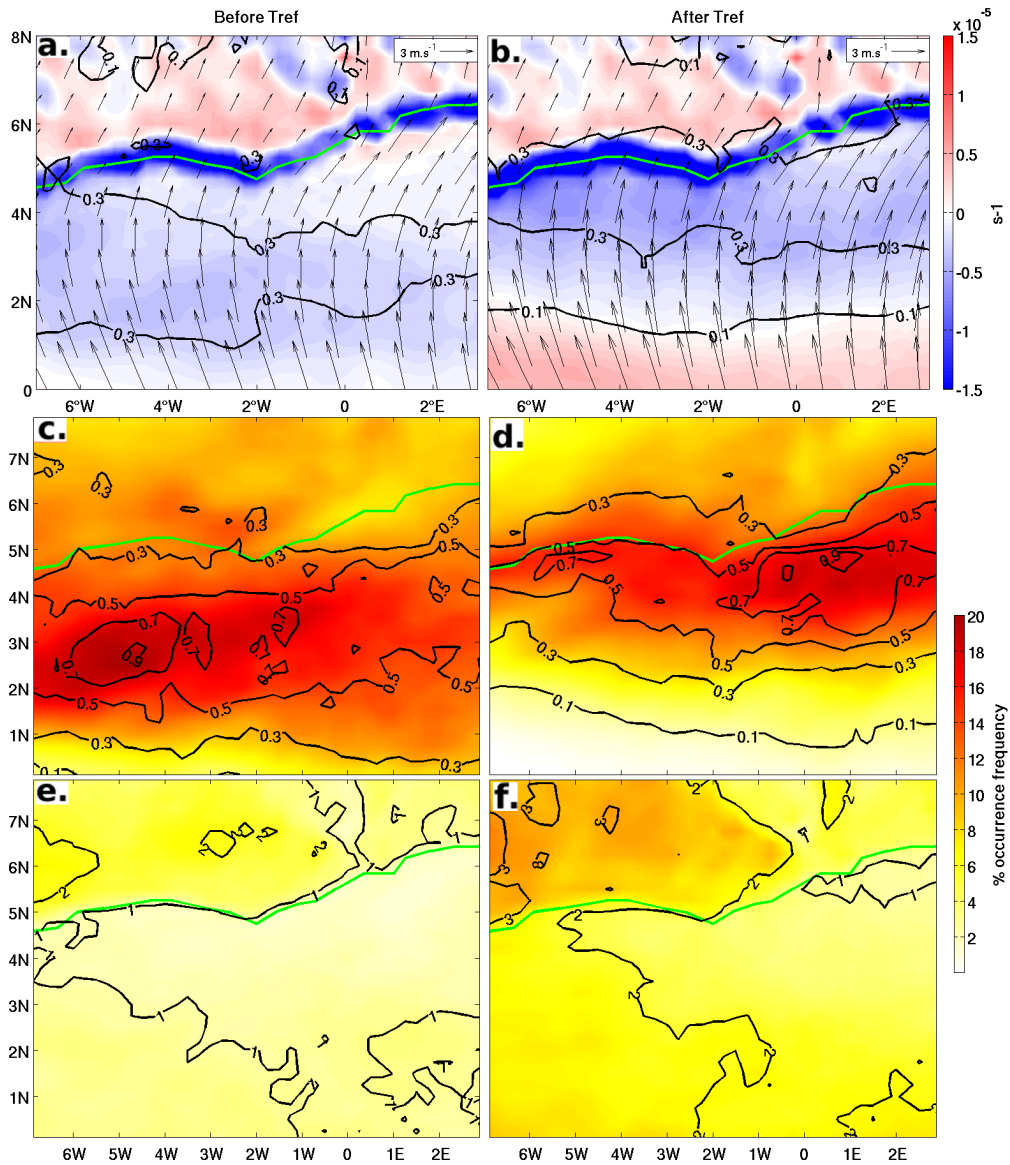


FIGURE 4.2 – 2008-2015 14-day composites before (left column) and after (right column) T_{ref} : a-b. ERA5 surface wind (black arrows), surface wind divergence (s^{-1} , shading) and precipitation (black contours, mm/h). c-d MSG convective clouds (shading) and TRMM precipitation (black contours, mm/h). e-f MSG low clouds (shading) and their spatial variance (black contours). Green line stands for the coastline.

After T_{ref} , the surface wind strengthens in the Gulf of Guinea, mostly driven by the meridional SST gradient across the northern front of the equatorial upwelling : when the latter intensifies, it increases the magnitude of the atmospheric pressure gradient across the front through hydrostatic balance (not shown), which strengthens surface wind from the cold to the warm side of the front (Lindzen and Nigam, 1987). A meridional gradient of SST therefore induces a wind divergence when the gradient is positive along the mean wind direction, and a convergence when it is negative (Chelton et al. 2001, 2004). Furthermore, previous studies showed that the warming of the sea surface temperature decreases vertical atmospheric stability, thereby increasing vertical turbulent flux of horizontal momentum from stronger winds aloft : this also tends to strengthen the surface wind blowing from cold to warm

areas within a few minutes or hours (Sweet et al. 1981, Wallace et al. 1989, Hayes et al. 1989). As a result, over the cold tongue and its northern front, a strong divergence of surface wind is found south of 3N after T_{ref} , which tends to inhibit deep atmospheric convection and precipitation, while between 3N and the Guinea Coast an increased convergence against the Guinea Coast favours precipitation maximum (Figure 4.2b).

T_{ref} seasonal transition is also clearly visible in both convective clouds (Figure 4.2d, shading) and low clouds occurrence (Figure 4.2f), as well as in TRMM precipitation (Figure 4.2d, black contours) : a northward shift of convective clouds toward the coast is clearly observed, with a maximal occurrence of 15 to 20% in a zonal band between 3N and 6N, in good agreement with the northward shift of convergence seen in ERA5 (Figure 4.2b). South of 3N, low clouds, which include both stratiform and shallow cumuliform clouds, become more frequent (Figure 4.2f), probably in response to the increase of surface wind divergence. Indeed, subsidence over cold areas in eastern tropical oceans enhances the temperature inversion capping the marine boundary layer, which favors the formation of low-level stratus (Myers and Norris 2013). Eventually, observed precipitation maximum is in very good agreement with the location of convective clouds (Figure 4.2, c-d). This good match confirms that the chosen cloud class is a very good proxy for monitoring deep convection.

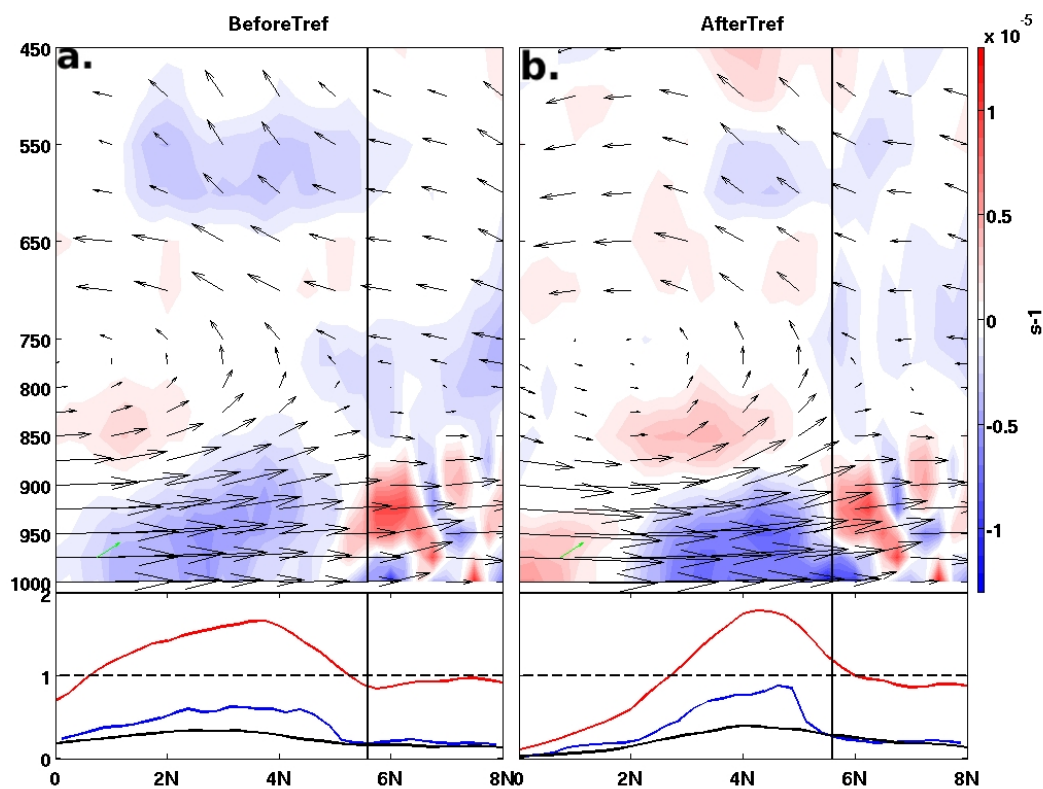


FIGURE 4.3 – 2008-2015, 1E-1W : composites of ERA5 horizontal wind divergence (shading) and meridional circulation (black arrows), MSG convective cloud occurrence frequency ($\times 10\%$, red), and precipitation (ERA5 in black, TRMM in blue, mm/h), before (a) and after (b) T_{ref} .

Figure 4.3 shows composites of vertical meridional circulation in ERA5 between 1W and 1E around T_{ref} , allowing

to observe the vertical extension of the divergence / convergence dipole patterns observed at the surface. Below each cross-section, precipitation in ERA5 (black) and TRMM (blue), and MSG convective cloud occurrence (red) are also plotted. Before T_{ref} , the strong northward Monsoon Flow is observed below 850 hPa, with an overlying southward and partially convecting flow above 750 hPa (Figure 4.3a). This return flow subsides south of 2S, driven by the South Atlantic high pressure (not seen in the figure). After T_{ref} , as discussed previously, the wind is weaker south of the equator and stronger further north, inducing a surface divergence and a low-level subsidence south of 2N, while surface convergence and convection have increased toward the coast (Figure 4.3b). Precipitation in ERA5 matches this change in low-level divergence : before T_{ref} , values are maximum around 2-3N (Figure 4.3a, black profile) ; after T_{ref} , they decrease (increase) south (north) of 3N (Figure 4.3b), following the reinforcement of the low-level divergence south of 3N and convergence between 3N and the Guinea Coast.

As expected from horizontal maps seen in Figure 4.2, very similar evolution from before to after T_{ref} is found in observed precipitation (Figure 4.3, blue profiles), but with a larger decrease south of 3N and a larger increase between 3N and the Guinea Coast, and with a peak of nearly 1 mm/h observed just south of the coast after T_{ref} . It is clear that, in spite of a huge improvement of the representation of precipitation in ERA5 compared to previous reanalyses, as for example documented for intraseasonal to interannual timescales in East Africa (Gleixner et al. 2020), the ERA5 reanalysis represents only about half of the observed precipitation intensity between 3N and the Guinea Coast. We suggest that this bias could come from a weak bias in ERA5 surface southerlies compared to the observations, between the equator and the Guinea Coast (see additional Figure A1) : they are indeed too weak by 0.5 to 1 m/s, which may appear as a relatively small difference, but which implies a convergence near the coast after T_{ref} much more important in the observations than in ERA5 (compare Figures 4.2a-b and A3a-b), which could partly explain the too scarce precipitation in ERA5 (the other possibility being obviously a flaw in the parameterization of the deep atmospheric convection in ERA5, as in all atmospheric models).

In summary, the dynamics of the low-level atmosphere in ERA5 correspond to the pattern of convergence of surface winds and precipitation, with divergence tending to inhibit deep convection and precipitation south of 3N, and convergence tending to favor them north of 3N after T_{ref} . As already explained, these changes can be attributed to changes in surface temperature, in particular to the intensification of the northern front of the cold tongue (Figure 4.1b) : following a similar reasoning, the development of the coastal upwelling along the Guinea Coast in July could play a role in the disappearance of the GCR (Figure 4.1c). But before investigating this issue, as it leads the study closer to the continent, the diurnal cycle becomes important and is first examined in the next section.

4.3 Diurnal cycle of the Guinea Coast Rainfall

Diurnal anomalies of the vertical meridional atmospheric circulation during the GCR season are computed by subtracting the zonal / vertical wind composite computed over the two weeks lagging T_{ref} in 2008-2015 between

1W and 1E (shown in Figure 4.3b) from similar composites computed at 0h, 6h, 12h or 18h (Figure 4.4). Note that diurnal anomalies of surface wind speed anomalies do not exceed + or – 0.5 m/s on either side of the coast (not shown), against more than 3 or 4 m/s on average for the seasonal composite : the strong southern Monsoon Flow below 850 hPa is clearly larger than any diurnal wind variability. However, some diurnal anomalies of the wind divergence are found to be as large as seasonal values : for example, low-level anomalies of about $-1 \times 10^{-5} s^{-1}$ are found at 6h just south of the coast (Figure 4.4b), which is comparable to seasonal values in Figure 4.3b. The most important diurnal signal is located close to Guinea Coast (represented by a black vertical line) around 5-6N, laying over about 1° on both sides of the coast. This signal is in agreement with the characteristics of a sea breeze / land breeze mechanism as described in previous studies for this region (Bajamgnigni Gbambie et al. 2013, Parker et al. 2017, Coulibaly et al. 2019, Guedje et al. 2019). Indeed, as the SST diurnal cycle is non-existent in ERA5, the temperature gradient around Guinea Coast closely follows the diurnal warming and cooling of the land surface :

- at 0h (Figure 4.4a), the land is significantly colder than the sea, which creates an anomalous pressure gradient across the shore and favours a near-surface air circulation from the land toward the sea, superimposed to the strong southerly Monsoon Flow. A clear meridional surface wind anomaly cannot be seen yet, but the slowing down of southerlies across the coast results in a more convergent (divergent) surface flow further south (north). As a result, low-level convection is favoured on the ocean side, and rather inhibited on the continent side. The name “land breeze” will thereafter characterize the occurrence of surface wind divergence when it is convergent to the south and divergent to the north of the Guinea Coast.

- at 6h (Figure 4.4b), the land surface temperature is minimal just before sunrise, and the land breeze at its most intense phase : the magnitude of the convergence / divergence dipole is maximal, with a northerly surface wind anomaly and a clear convection / subduction pattern firmly established across the Guinea Coast.

- at 12h (Figure 4.4c), the land has become warmer than the sea, so the land-sea anomalous pressure gradient reverses and strengthens southerlies across the coastline, inducing increased divergence on the sea side which inhibits convection and increased convergence on the land side which strongly favours convection : it will be thereafter called “sea breeze”.

- at 18h (Figure 4.4d), a clear southerly surface wind anomaly across the coast is observed, together with a strong inhibition of convection just south of the coast. In spite of near-surface convergence, the convection is also inhibited on the continent side, suggesting that the sea breeze is going on but may have passed its maximal daily intensity.

In order to balance the sea breeze / land breeze alternation at the surface, and probably because of mass conservation within the dense Monsoon Flow, opposite divergent / convergent dipoles overhanging the surface ones appear between 950 and 800 hPa, especially on the land side. Their change of sign is clearly visible between 6h and 12h (Figure 4.4b-c).

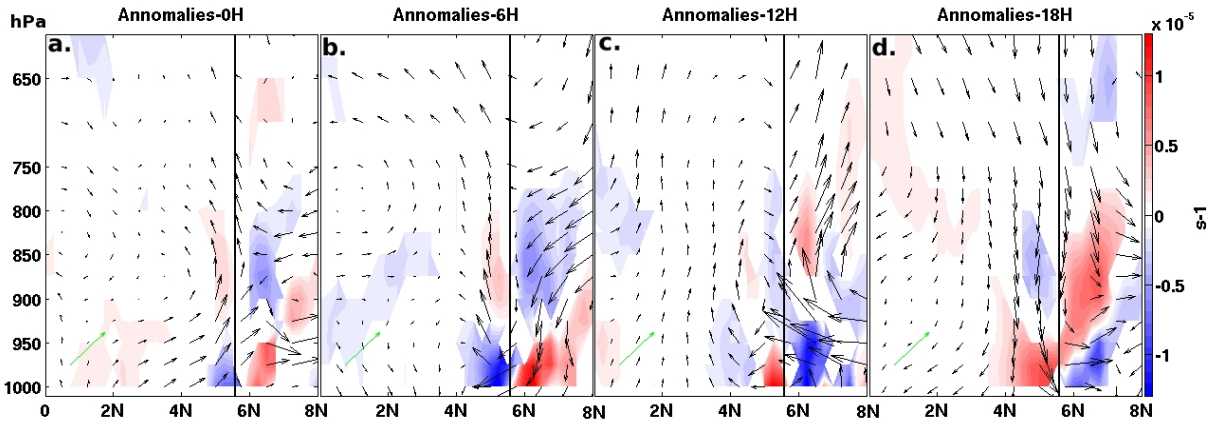


FIGURE 4.4 – 2008-2015, 1E-1W, after T_{ref} composites of diurnal meridional circulation anomalies in ERA5 (black arrows) and horizontal divergence anomalies (shading, s^{-1}) at 0h (1st column), 6h (2d column), 12h (3d column) and 18h (4th column). Green arrow stands for 1 m/s horizontally and -1 hPa/s vertically.

Surface parameters with an hourly resolution make possible an in-depth investigation of the diurnal cycle in ERA5. SKT diurnal cycle shows a constant surface temperature of about 28 °C over the ocean, while it varies over the continent between 24 °C in the night and 31 °C in the day (Figure 4.5b, black contours). A comparison between the surface temperature gradient (thereafter $dSKT/dY$, Figure 4.5b, shading) and the 10m-wind divergence (Figure 4.5c) confirms that these two parameters undergo strong in-phase diurnal cycles. The “land breeze” phase is longer (around 14h) than the “sea breeze” phase (around 8h) : the land breeze (negative $dSKT/dY$ in Figure 4.5b, and convergence south / divergence north of the coastline in Figure 4.5c) starts after 18h in the early night and does not end before 8-9h in the following morning, with a seemingly maximum intensity around 6h just before sunrise. The sea breeze (positive $dSKT/dY$ in Figure 4.5b, and divergence south / convergence north of the coastline in Figure 4.5c) occurs during the rest of the day, i.e. between 10h and 18h, with a time lag of about 2 hours between the warmest value of $dSKT/dY$ (around 12-13h) and the maximum surface wind anomaly (around 14-15h, Figure 4.5c). These results are in agreement with Coulibaly et al. (2019) or Bajamgnigni Gbambie and Steyn (2013), who documented the diurnal cycle with observations near the coast of Benin (located at 2°E) : they similarly found that southerlies are minimum at 6h and maximum at 15h in boreal spring and summer. Surface wind therefore closely follows the diurnal pattern of land-sea temperature gradient : just south (north) of the coast, it is briefly divergent (convergent) in the day and longer convergent (divergent) in the night.

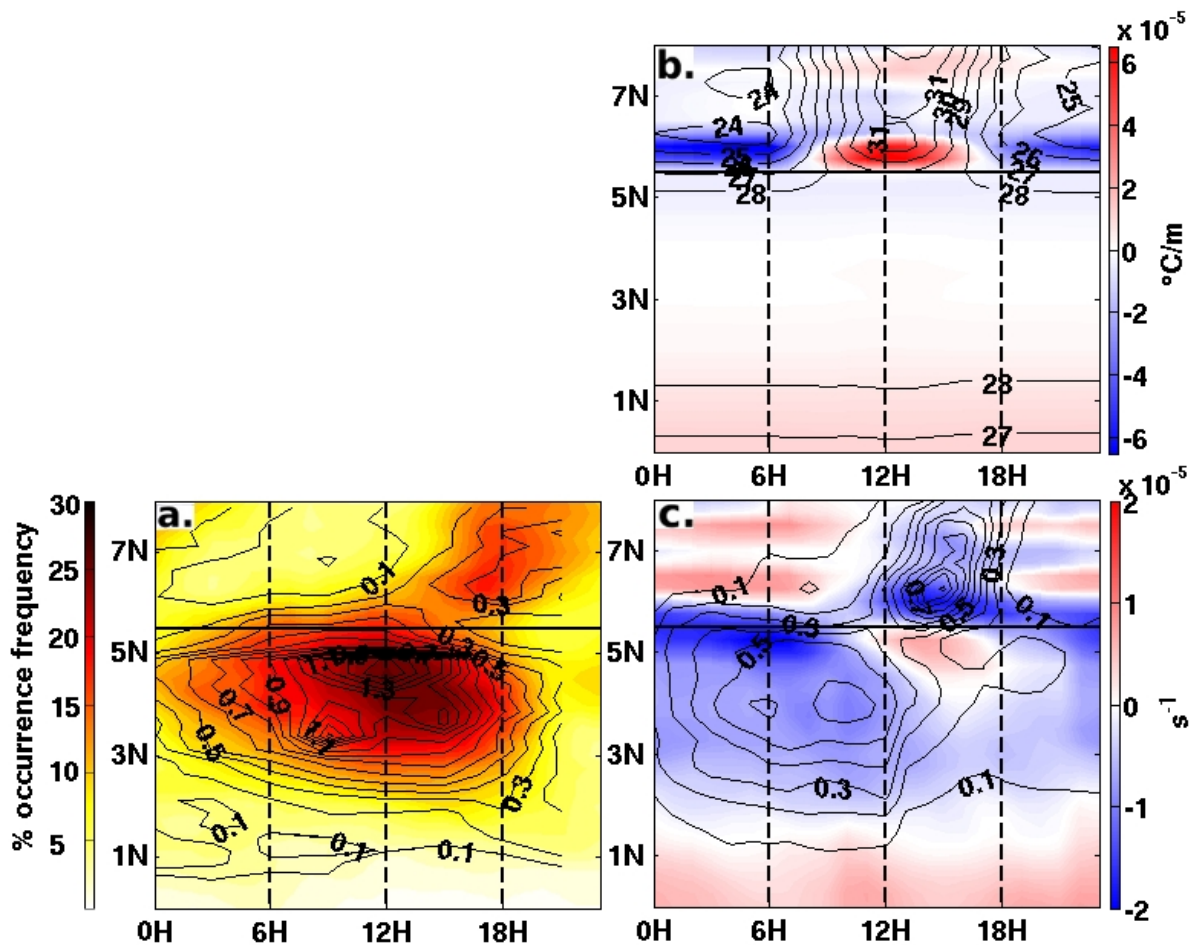


FIGURE 4.5 – 2008-2015, 1°E-1°W, diurnal composites between Tref and Tref + 2 weeks of : a. MSG cloud occurrence (shading, %) and TRMM precipitation (mm/h). b. ERA5 meridional gradient of SKT (shading, °C/m) and SKT (black contours, °C). c. ERA5 horizontal wind divergence (shading, s⁻¹) and precipitation (black contours, mm/h). The black horizontal line stands for the coastline.

A comparison is then made between ERA5 precipitation and surface divergence : along the Guinea Coast between 5N and 6N, there is a very good fit between surface wind convergence and precipitation (Figure 4.5c) : precipitation (in black contours) is maximum over the ocean during the night and early morning, when the convergence of land breeze reaches its maximum. Over the continent, it is at its maximum around 14-15h, at the same time as the maximum sea breeze convergence. Conversely, divergence is associated with little or no precipitation : over the mainland north of the coast during the night (land breeze, between 18h and 8h), and in the afternoon over the ocean (sea breeze, 10h-18h). Note that the divergence of the sea breeze also explains the narrow gap of precipitation (about 100 km long) observed just south of the Guinean coast in early afternoon.

Over the ocean south of 5N, precipitation peaks in ERA5 between 8h and 11h at 4N (Figure 4.5c). It is very interesting to note that these peaks coincide with a clear surface convergence signal that appears to break away from the coast in the early morning. This could be related to an offshore (upstream) propagation of a density front or gravity wave generated at the coast by land breeze convergence, as suggested in studies of tropical coastal regions

(Yang and Slingo 2001, Love et al. 2011, Birch et al. 2015, Coppin et al. 2019) : the overnight and early morning land breeze phase near the coast would then explain why precipitation shows a maximum around noon over the ocean. This signal appears to propagate southward for several hundred kilometers from the Guinean coast, at a speed between 10 and 20 m/s (4.5c) with a maximum in the late morning and a minimum in the afternoon/early night, while no significant diurnal cycle can be found in the surface temperature at this location. Similar distances (several hundred km) and propagation speed (about 15 m/s) for the daily rainfall maximum were also observed in the observational study of Yang and Slingo (2001) in similar cases. Another hypothesis to explain the diurnal cycle of convection over tropical oceans is that of cloud-radiative effects, e.g., absorption of solar radiation near the cloud top stabilizing the atmosphere during the day, and longwave cooling destabilizing the atmosphere near the cloud top during the night (Wallace 1975), but these mechanisms account for a convection peak during the night and not in the early morning as here.

On the continent, between 10h and 18h, a convergence signal appears to extend northward for 100-200 km from the coast (Figure 4.5c). It probably favors deep atmospheric convection, with a precipitation anomaly peaking around 14-15h, as noted in previous studies (Parker et al. 2017). Development of Mesoscale Convective Systems and precipitation in southern West Africa is often associated with wave disturbances, or African Easterly Waves, which modulate deep convection and rainfall on daily timescales (Fink and Reiner 2003) : they explain between 30 and 40% of the convection variance in boreal summer (Mekonnen et al. 2006) and are the main contributor to the West African Monsoon precipitation in summer. The low-level convergence in the afternoon associated with the sea breeze would then favor the peak of precipitation observed around 15h over the continent during the passage of such a disturbance.

These analyses were repeated with observed precipitation (TRMM) and convective cloud occurrence (MSG). They show convective peaks similar to those found in ERA5 : over the ocean in the middle of the day, and over the continent in the afternoon (figure 4.5a). However, as already seen in the meridional profiles shown in Figure 4.3b, the precipitation in ERA5 is about half as large as in the observations. Moreover, the precipitation peaks occur about 3 hours too early in ERA5 : around 13-15h instead of 18h over the continent, and around 12h instead of 8-11h over the ocean. This flaw, which is found in most global climate and numerical weather prediction models, is probably due to insufficient horizontal grid resolutions or wrong representation of vertical atmospheric stability (Guichard et al. 2004).

The previous results show that on the diurnal scale, the surface temperature gradient controls the surface wind divergence, which in turn controls precipitation. This hypothesis was tested by a similar analysis performed with three other reanalysis sets : CFSR, MERRA-2, and JRA (4.6). Probably because of their coarser horizontal resolutions, the diurnal anomalies of the coastal dSKT/dY extend somewhat farther from the Guinean coast, but CFSR and MERRA2 show sign changes at 8-9am and 4-5pm, as in ERA5. In JRA, the changes occur instead at 10-11h and 18-19h, probably due to a different parameterization of the land surface pattern. However, all three surface wind

divergence models show a clear overnight and morning land breeze signal near the coast, with a precipitation maximum that appears to "break away" from the most intense convergent signal. In CFSR, the oceanic precipitation peak is much too low (0.4 mm/h) but at about the right time (12-18h) and at the right latitude (4N), despite visible discontinuities in the data every 6h due to forecasts reset. In MERRA2, the peak is just over 0.6 mm/h at 4-5N, but much too early in the day (6-8h). And in JRA, it is almost 1 mm/h, but a little too far south (3-4N) and too early (8-10h) compared to observations. There is no sea breeze in MERRA2, but a brief neutralization of the land breeze between 12h and 18h, a relatively weak sea breeze in CFSR also between 12h and 18h, and a very strong one in JRA between 12h and 0h. The best representation of continental precipitation is in JRA, with a peak of precipitation around 18h, as in the observations, which is probably explained by the "sea breeze" that occurs later in the day than in the other reanalyses. However, the representation of diurnal oceanic precipitation in JRA is not better than in ERA5 compared to the observations. This is confirmed in the next section when we examine the diurnal cycle after the end of GCRs. All this shows a robust impact of the surface temperature gradient on precipitation, as found in other reanalyses, but justifies the use of ERA5 as the best compromise to study the processes involved in the control of precipitation by surface temperature.

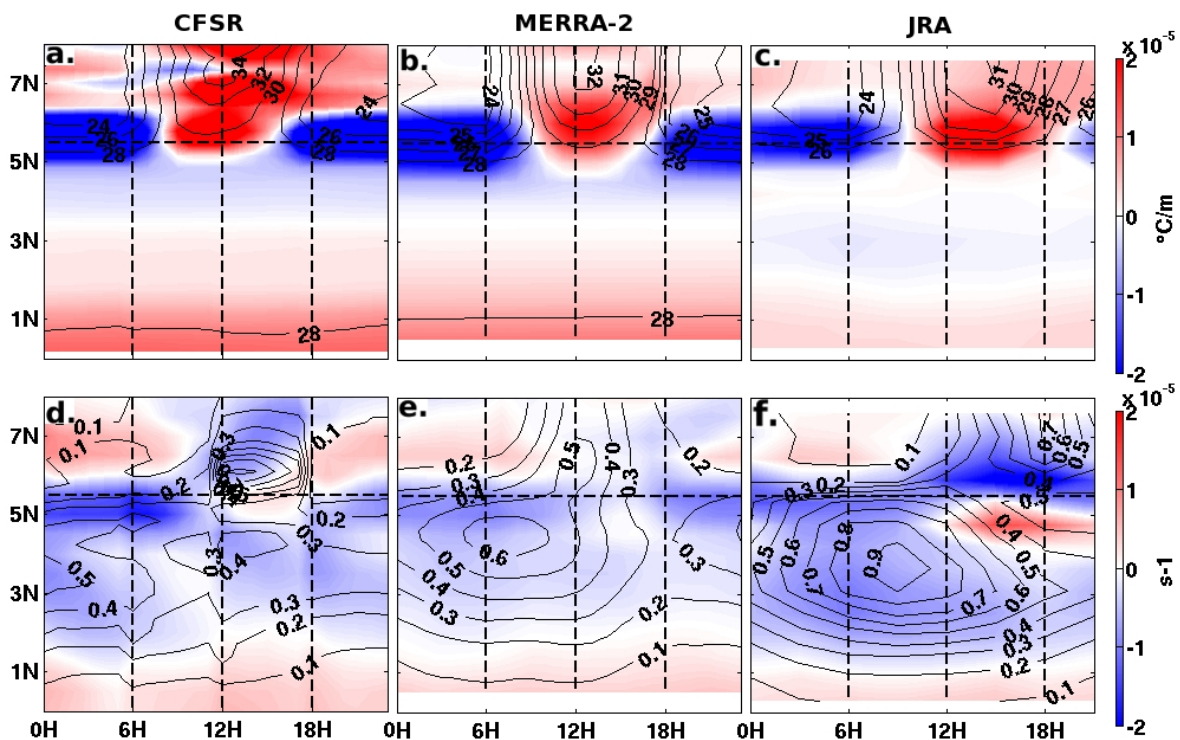


FIGURE 4.6 – After Tref diurnal composites, 2008-2015, 1W-1E. Top : meridional gradient of SKT (shading, in $^{\circ}\text{C}/\text{m}$) and SKT (black contours, $^{\circ}\text{K}$). Bottom : surface wind divergence (shading, in s^{-1}) and precipitation (black contours, mm/h). In reanalyses CFSR (a, d), MERRA2 (b, e) and JRA (c, f).

In summary, the diurnal cycle of $d\text{SKT}/dY$ over the Guinean coast explains the diurnal cycle of surface wind divergence and precipitation in ERA5 very well, and shares the main characteristics of precipitation and convective

clouds found in the observations. In particular, an onshore breeze-like signal appears to favor significant precipitation over the ocean with an early morning peak, and a sea breeze-like signal appears to be related to a late afternoon peak in precipitation over the continent. The duration of the onshore breeze is on average much longer during the day than that of the offshore breeze, which may explain why GCR precipitation is more abundant over the ocean than over the continent (Figure 4.1b). The emergence of the coastal upwelling in July should then reduce the nighttime land-sea temperature difference, and hence the intensity of the onshore breeze phase, and control the disappearance of coastal precipitation. This hypothesis is examined in the next section using composites built around an estimate of the date of the GCR demise.

4.3.1 Demise of the Guinea Coast Rainfall

An estimation of the date of the GCR demise was not possible using the satellite surface wind as for T_{ref} , since the satellite cannot properly estimate winds within 50 km of the coast. Moreover, the transition from the GCR to the little dry season is not as clear-cut as the cessation of precipitation south of 3N at T_{ref} (section 2). Instead, a GCR demise date, T_{end} , was computed based on the observed (Reynolds) SST : a zone was defined between 2.5W and 3E, 1 to 2.5 degrees south of the coast, and an SST index was averaged in this zone from April to July, 2008 – 2015. An additional index (of the SST gradient) was also computed by subtracting the SST at the northern edge of this area from the SST at the southern edge, in order to better characterize the seasonal cooling in the coastal upwelling in late June - July, independently of the strong SST interannual variability. T_{end} was then chosen as the first day when the two following criteria, determined by trial and error, are true until the end of July :

- the SST index must be lower than 80% of its values,
- the magnitude of the SST gradient index must be larger than 20% of the total magnitudes.

This definition is not very precise and the date typically varies by a few days by slightly modifying the two criteria defined just above, however it allows us to characterize the emergence of the coastal upwelling with sufficient accuracy, despite its large interannual variability : the average T_{end} between 2008 and 2015 is 14 July, with values ranging from 28 June to 31 July. Note that T_{end} is different from the “monsoon jump” date discussed in many previous studies (see for example Fitzpatrick et al. 2015) : the latter defines the date when the zonal band of precipitation, often averaged between 10W and 10E, makes a sudden northward excursion and reaches the latitude of the Sahel (Sultan and Janicot 2003), whereas the definition of T_{end} here is intended to target the onset of the little dry season for the Guinea Coast countries, and these two events are apparently unrelated (see additional figure A2). The daily time / latitude composites between 1W and 1E are then shown in Figures 4.7 and 4.8 : built around T_{end} , they document events during the 80 days before and after T_{end} . A rather noisy variability remains visible at the daily timescale, but clear seasonal trends can be noticed.

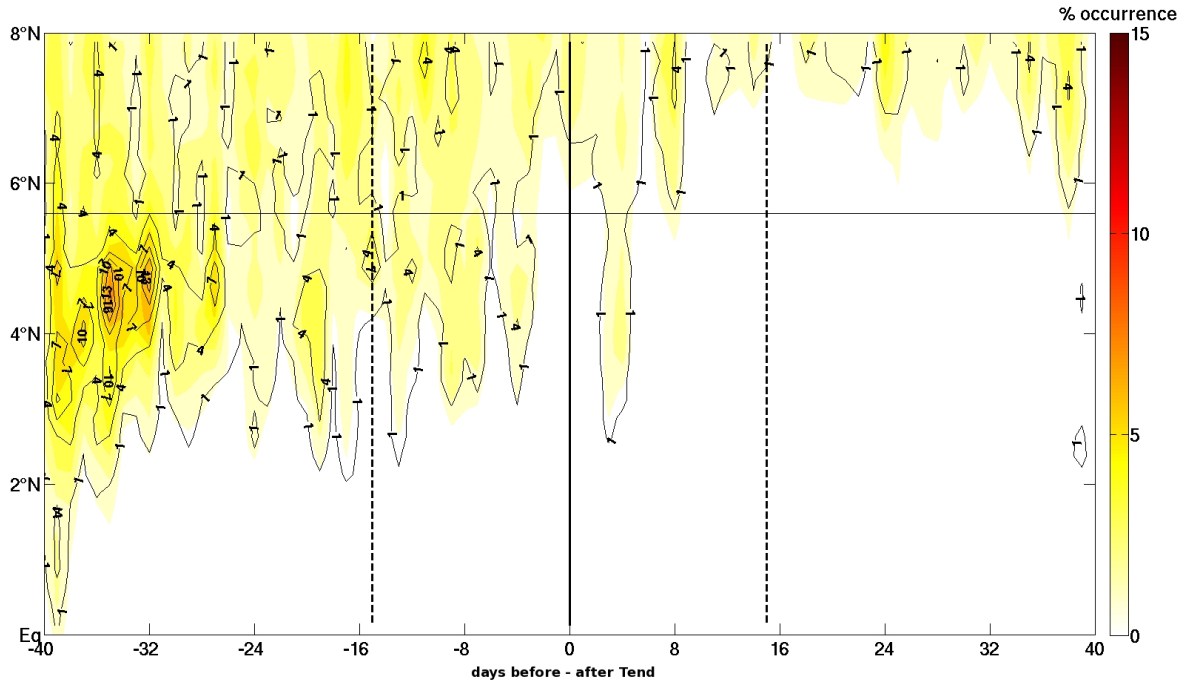


FIGURE 4.7 – time-latitude composites of convective clouds frequency (in %), 1W-1E, daily mean around T_{end} , and TRMM precipitation 2008-2015 (black contours, in mm/day).

The TRMM precipitation and MSG convective cloud composites show that T_{end} corresponds very well to the transition between the GCR and the little dry season, with abundant precipitation and convective clouds between 3N and 6N before T_{end} (i.e., at negative lags) and very scarce afterwards, with only a brief precipitation event (a little more than 1 mm/day) 3 to 4 days after T_{end} (Figure 4.7). The little dry season is clearly visible, with an almost complete absence of precipitation (less than 1 mm/d) and very few convective clouds from 8 days after T_{end} (mid to late July on average) until 30 days later (mid to late August) : this is consistent with the hypothesis that the emergence of the coastal upwelling could partly control the disappearance of the GCR on a seasonal scale. As for the negative lags (i.e., before T_{end}), the mean duration of the GCR (i.e., the time between T_{ref} and T_{end}) has large interannual variability (see Supplementary Figure A2), then the onset of the GCR is not expected to be represented very accurately in this composite ; but the cessation of precipitation south of 3N about 30 days before T_{end} is nevertheless visible, as well as an increase in precipitation south of the Guinea coast, highlighting the onset of the GCR and its average duration of about 30 days.

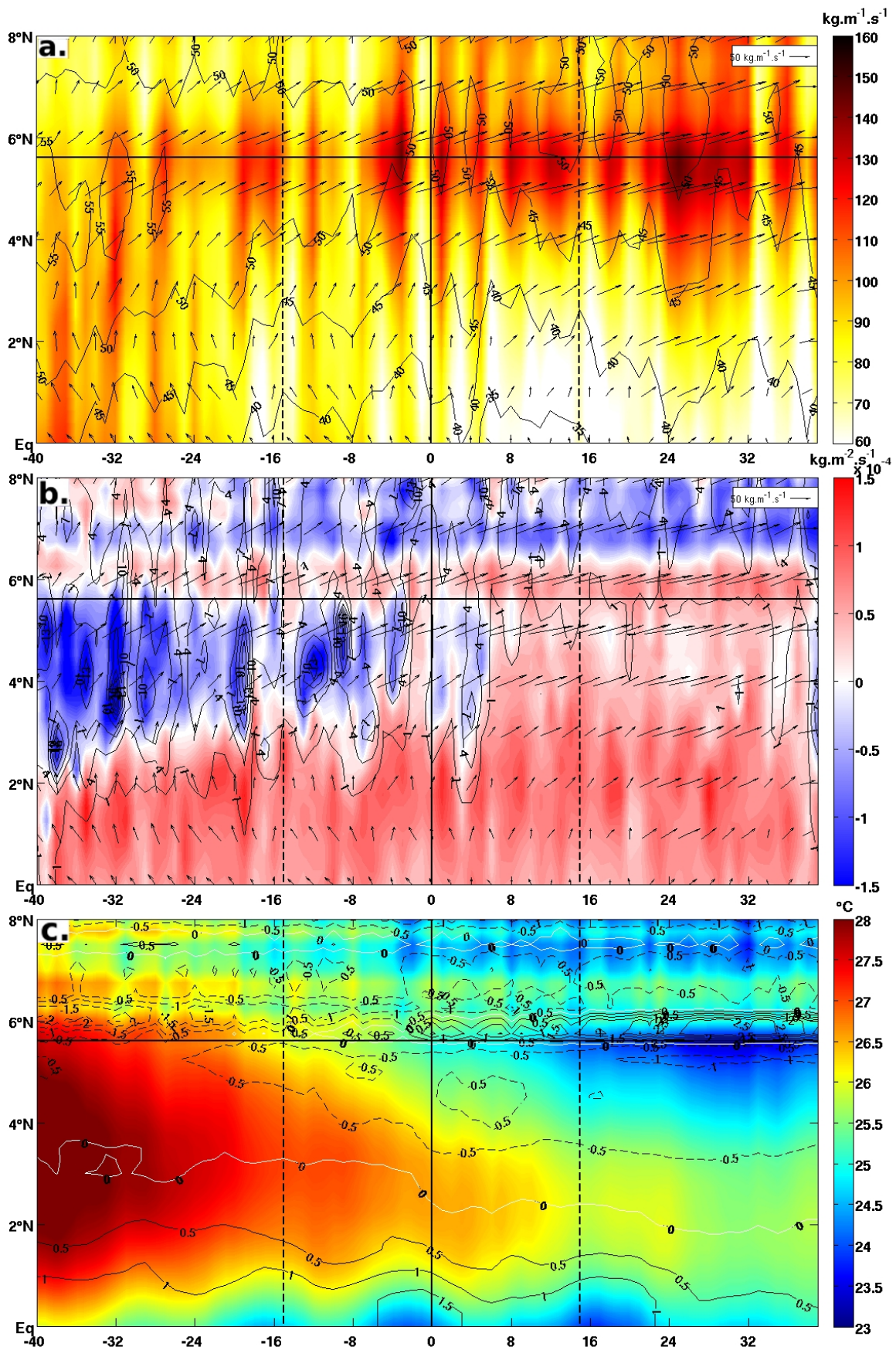


FIGURE 4.8 – 2008-2015, 1W-1E, ERA5 time / latitude composites around Tend : a. module (shading, $\text{kg}/\text{m}/\text{s}$) and direction (arrows) of the humidity transport integrated between 1000 and 850 hPa, total column water vapor (black contours, intervals of $5 \text{ kg}/\text{m}^2$). b. Divergence of the humidity transport (shading, $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$) and precipitation (mm/day). c. SKT (shading, $^{\circ}\text{C}$) and meridional gradient of SKT (black contours, $1 \cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$, intervals of $5 \cdot 10^{-6}$, white contours indicate null gradient).

The precipitation in ERA5 composite shows a very good match with the observations, showing a similar abrupt transition between abundant precipitation south of the Guinea Coast before T_{end} and very scarce precipitation thereafter (Figure 4.8b, black contours). However, they tend to persist after T_{end} along the coast, contrary to observations. The diurnal cycle composites, representing TRMM and ERA5 precipitation for this period, were averaged over the 15 days following T_{end} (Figure 4.9a, c) : the persistence of oceanic precipitation after T_{end} in ERA5 is due to values larger than 0.1 mm/h in the morning, while morning precipitation hardly reaches this value in TRMM. In addition, too much continental precipitation occurs in the afternoon in ERA5, in phase with the surface convergence sea-breeze peak, while very weak convective activity is found in the late afternoon observations near the coast. No continental precipitation is found in ERA5 overnight and early morning, probably in response to the land-breeze divergence signal between 21h and 9h, while weak but continuous convective activity can be tracked in TRMM data. Although the ERA5 reanalyses represent the seasonal evolution of the GCR much better than previous reanalyses, they still tend to underestimate the northward migration of maximum precipitation away from the Guinea coast, hence the GCR demise.

In order to link atmospheric dynamics with precipitation, the transport of humidity is investigated. Since the humidity is mainly confined to the monsoon flow in the region of scrutiny, the humidity transport was integrated between 1000 hPa and 850 hPa and its daily composites calculated around T_{end} . South of 3N, the northward moisture transport is quite large before T_{end} , and decreases sharply after T_{end} , turning west/southwest (Figure 4.8a). In the coastal region between 3-4N and 6N, it rather increases after T_{end} and clearly turns more and more eastward throughout the season. The same is true for humidity transport north of 6N, except that it increases more strongly from before to after T_{end} . This is consistent with previous studies that report a significant input of humidity into West Africa by zonal humidity transport from the Eastern Atlantic, via the low-level West African Westerly Jet ((Pu and Cook 2012) : it becomes on average larger than the southern Monsoon Flow after the monsoon jump in summer (Lélé et al. 2015).

The total column water vapor (TCWV) exhibits a maximum just south of the Guinea coast before T_{end} , then this maximum slowly migrates further north thereafter. The TCWV maximum is located just south of the African Easterly Jet (AEJ) around 600-700 hPa (not shown), which latitude is controlled by the land surface temperature and soil moisture distribution (Cook 1999) : its presence induces strong vertical wind shear and horizontal vorticity, which, combined with the high TCWV value, lead to the formation of MCS that contribute largely to the GCR. However, the northward progression of the AEJ during spring and summer is smooth, so it cannot explain the abrupt shift in precipitation. Cook (2015) suggests instead that the latter is explained by the decrease in the relative vorticity over the coastal region due to the northward migration of the AEJ, which inhibits the formation of MCS beyond a threshold.

However, precipitation in the coastal region is better correlated with the divergence of low-level humidity transport than with TCWV, as can be seen in the composite around T_{end} (Figure 4.8b, shading) : the convergence (blue

regions) corresponds closely to the precipitation maximum just south of the Guinea Coast before T_{end} , and its demise thereafter (Figure 4.8b, black contours). Before T_{end} , the low-level humidity transport is divergent south of 3N and convergent between 3N and the Guinea Coast, forced by the emergence of the northern front of the oceanic cold tongue observed around 1-2N (Figure 4.8c, positive dSKT/dY). As the coastal upwelling emerges, a negative dSKT/dY develops rapidly south of the Guinea Coast with a peak shortly after T_{end} : we suggest that this peak contributes to dampening the convergence of humidity transport by slowing down the low-level southerlies, which would favor less oceanic precipitation near the coast. Note that both mechanisms are probably involved here, the negative dSKT/dY forcing a positive meridional pressure gradient, as well as the SST cooling increasing vertical stability in the core of the coastal upwelling ; however, the negative dSKT/dY signal just after T_{end} clearly corresponds to a TCWV minimum in the Gulf of Guinea and a concomitant demise of coastal oceanic precipitation.

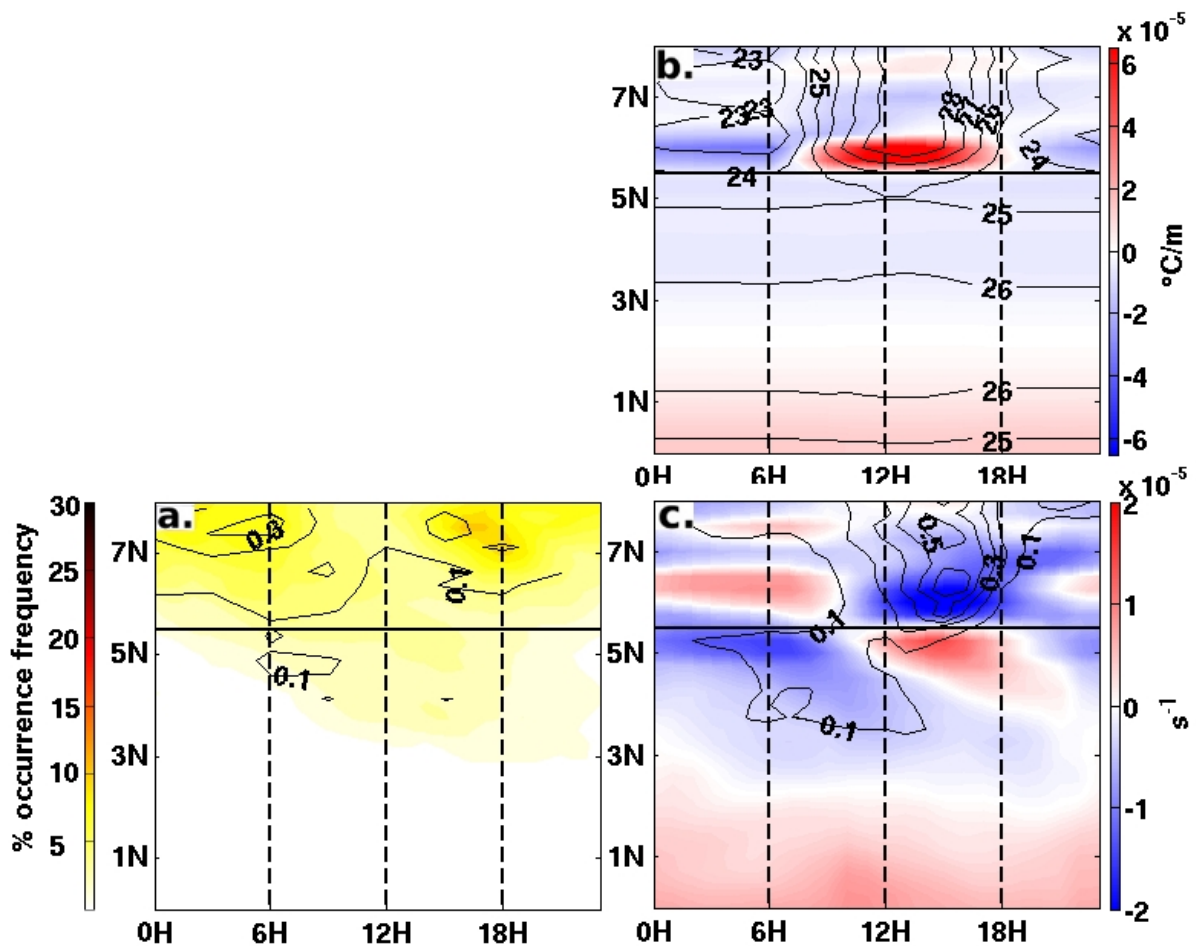


FIGURE 4.9 – same composites as figure 4.5, but for the two weeks lagging T_{end} .

The diurnal cycle also helps to understand the demise of oceanic precipitation : in the coastal region (4-7N), before T_{end} , low-level humidity transport is strongly convergent over the ocean and slightly divergent over the continent (Figure 4.8b, shading), consistent with a land breeze that would be of greater amplitude than the sea breeze on a daily average. After T_{end} , the decrease in humidity transport convergence over the ocean may then be partly

explained by a weaker land breeze, in response to a decrease in the land-sea temperature difference during the night (Figure 4.9b), following the emergence of the coastal upwelling.

Note that despite the proximity to the equator, geostrophy is already operational north of 2-3N : a negative meridional gradient of SKT would result in a positive meridional pressure gradient, which would turn the surface wind and thus the moisture transport westward, in contrast to what is observed here over the ocean during the emergence of the coastal upwelling (Figure 4.8a). This suggests that the eastward trend is instead related to the seasonal northward migration of the AEJ and TCWV maximum in late June - July, independently of the coastal upwelling. However, by decreasing the northward transport of humidity south of Guinea Coast, the coastal upwelling could contribute to a decrease in the supply of humidity from the southern Monsoon Flow over the ocean in favor of that from the Eastern Atlantic via the low-level African Westerly Jet over the continent.

4.3.2 Summary and conclusion

The present study focuses on the northern Gulf of Guinea, between Benin and Ivory Coast, where observed SST data between 2008 and 2015 were used to estimate the onset (T_{ref}) and demise (T_{end}) dates of the Guinea Coast Rainfall (GCR), i.e. the coastal stage of the West African Monsoon, in June on average, before it reaches the Sahel in summer. Composites of ERA5 reanalyses and observations of precipitation and convective cloud cover are shown. The issue is to investigate whether the diurnal and seasonal composites of surface temperature and oceanic or near-coastal continental low-level circulation could help to understand the conditions of GCR onset and demise dates.

The onset date, T_{ref} , was obtained by using a criteria based on low-level atmospheric dynamics, which is related to the SST cooling in the equatorial upwelling region (also known as the Atlantic Cold Tongue). The near-equatorial SST front strengthens the surface wind to the north and weakens it to the south : the low-level humidity transport becomes strongly divergent south of 3N, which inhibits deep atmospheric convection and precipitation, and convergent between 3N and the Guinea Coast, explaining the GCR onset.

This was already known from previous studies (Meynadier et al. 2015, Leduc-Leballeur et al. 2013), but in addition, the diurnal cycle computed with the hourly ERA5 data helped to explain why the GCR precipitation mainly occurs over the ocean : oceanic precipitation starts after sunset until about noon in the following day, in ERA5 as well as in observations, in very good agreement with the diurnal cycle of surface wind convergence found in ERA5 just south of the coast. The latter is in phase with the inversion of $dSKT/dY$ across the coast, which forces a land breeze from about 19h until 11h the next day. In addition, a signal seems to detach southward from the coast in late night / early morning : it could correspond to a gravity wave emitted as the land breeze is about to give way to the sea breeze, and explain why a maximum is found in ERA5 precipitation as far as 400-500 km from the coast during the morning / early afternoon (from noon to late afternoon in the observations).

As suggested by previous studies, the coastal upwelling that emerges in July along the Guinea Coast can have a strong impact on the disappearance of the GCR and the onset of the little dry season. SST and SST gradient indices in the core of the coastal upwelling, calculated from observations, were used to estimate a date of emergence of the coastal upwelling, T_{end} : with an accuracy of a few days, this date is preceded by a slow decrease of the GCR, and coincides with its rather abrupt disappearance, both in ERA5 and in the observations. In ERA5, the decrease in oceanic precipitation is clearly explained by the decrease in convergence of the low-level humidity transport just south of the Guinea coast, which slowly decreases before T_{end} and disappears soon after. Near the coast, a strong meridional SST gradient is found when the upwelling emerges : its negative sign could explain the decrease in low-level moisture convergence, via the weakening of the surface southerlies. In addition, the diurnal cycle of precipitation shows a weaker land breeze after T_{end} , probably due to a smaller land-sea temperature difference during the night due to the emergence of the coastal upwelling, which could also explain the GCR demise.

These hypotheses are based on seasonal composites calculated over only eight years, and they obviously require further investigation. If the impact of coastal upwelling on the disappearance of the GCR in July was confirmed, it would be of major importance to determine more precisely the mechanisms of this impact, and to verify that it is well represented in the weather forecasting models. Indeed, the large-scale surface wind probably controls a large part of the fluctuations of the coastal upwelling on synoptic and intraseasonal scales : a feedback of this upwelling on the regional atmospheric circulation could have a major importance on the seasonal evolution of precipitation, its intraseasonal variability, and its seasonal predictability. A poor representation of this feedback could for example may partly explain why the end of coastal precipitation are generally not well represented in climate models.

One element that may be important in this feedback and has not been discussed here is the low-level cloud cover : it is a key element controlling the land-sea breeze in the surface energy balance, and has been investigated in several studies (Knippertz et al. 2011). The intensive measurement campaign of the European project Dynamics-Aerosol-Chemistry-Cloud Interactions in West Africa (DACCIWA) in June-July 2016 provided important in-situ data documenting the land-sea breeze in Ghana, Togo and Benin, and the interaction between low-level clouds and the emission of aerosol pollutants by megacities such as Lome in Togo or Lagos in Nigeria (Knippertz et al. 2017). These data could help to perform a full validation and estimation of the ERA5 reanalyses. We therefore intend to extend the present study to the representation of the processes involved in coastal precipitation at intraseasonal timescales in ERA5 reanalyses. In addition, numerical simulations, for example with a regional atmospheric model forced by coastal upwellings of varying intensities, should also allow us to estimate the importance of coastal upwelling by isolating its impact. Finally, a similar study is needed for the second coastal precipitation season : the southward migration of precipitation to the ocean in September-November is much smoother than the northward migration in summer studied in this paper, which could also help to better understand the mechanisms involved here.

Declarations

Funding : Manuel Tanguy has a PhD fellowship from UVSQ.

Conflicts of interest / Competing interests (include appropriate disclosures) : none

Availability of data and material (data transparency) : all sources of data have been mentioned and are in free access.

Code availability (software application or custom code) : yes, on demand.

Aknowledgements :

This study benefits from SEVIRI cloud products produced and distributed by AERIS / ICARE Data and Services Center ,ERA-5 reanalyses from Copernicus Climate Change Service, available from the IPSL/ ESPRI mesocentre. We also thank the NOAA/NCDC for Reynolds SST product and NOAA for ASCAT wind product used, and the Institut Pierre-Simon Laplace and LATMOS for server and data storage (Climserv and Ciclad).

Bibliographie

- [1] Abayomi, A. A., B. J. Abiodun and B. J. Omotosho, 2007 : An Observational Study of Sea Breeze over Nigerian Coastal Region. *Research Journal of Applied Sciences*, 2 : 745-751, 2007.
- [2] Akinsanola, A. A., K. I. Ogunjobi, V. O. Ajayi, E. A. Adefisan, J. A. Omotosho and S. Sanogo, 2016 : Comparison of five gridded precipitation products at climatological scales over West Africa. *Meteorol. Atmos. Phys.*, DOI 10.1007/s00703-016-0493-6.
- [3] Ali, K. E., K. Y. Kouadio, E.-P. Zahiri, A. Aman, A.P. Assamoi and B. Bourles, 2011 : Influence of the Gulf of Guinea Coastal and Equatorial Upwellings on the Precipitations along its Northern Coasts during the Boreal Summer Period. *Asian Journal of Applied Sciences*, 4 : 271-285.
- Aman, A. , E. Toualy and F. Yoroba, 2018 : On the Causes of the Minor Dry Season over the Coastal Region of the Northern Gulf of Guinea. *Atmospheric and Climate Sciences*, 8, 121-133. doi : 10.4236/acs.2018.82009.
- [4] Bajamgnigni Gbambie, A. S., and D.G. Steyn, 2013 : Sea breezes at Cotonou and their interaction with the West African monsoon. *Int. J. Climatol.*, 33, 2889-2899.
- [5] Bakun, A., 1978 : Guinea Current upwelling. *Nature*, 271, 147-150, <https://doi.org/10.1038/271147a0>.
- [6] Birch, C. E., M. J. Roberts, L. Garcia-Carreras, D. Ackerley, M. J. Reeder, A. P. Lock, and R. Schiemann, 2015 : Sea-Breeze Dynamics and Convection Initiation : The Influence of Convective Parameterization in Weather and Climate Model Biases. *J. Climate*, 28, 8093–8108, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00850.1>.
- [7] Caniaux, G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key and M. Wade, 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.
- [8] Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017 : ERA5 : Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate . *Copernicus Climate Change Service*, Climate Data Store (CDS).
- [9] Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. et al., 2015 : Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nature Geoscience*, 8, 261–268. <https://doi.org/10.1038/ngeo2398>

- [10] Chelton, D. B., and Coauthors, 2001 : Observations of Coupling between Surface Wind Stress and Sea Surface Temperature in the Eastern Tropical Pacific. *J. Climate*, 14, 1479–1498, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1479 :OOCBSW>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1479 :OOCBSW>2.0.CO ;2).
- [11] Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff, 2004 : Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 303, 978–983.
- [12] Cook, K. H., 1999 : Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *J. of Clim.*, 12, 1165–1184.
- [13] Cook, K. H., 2015 : Role of inertial instability in the West African monsoon jump. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 3085– 3102. doi : 10.1002/2014JD022579.
- [14] Coppin, D., & Bellon, G. (2019). Physical mechanisms controlling the offshore propagation of convection in the tropics : 2. Influence of topography. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 3251–3264. <https://doi.org/10.1029/2019MS001794>
- [15] Coulibaly, A., B. J. Omotosho, M. B. Sylla, et al., 2019 : Characteristics of land and sea breezes along the Guinea Coast of West Africa. *Theor. Appl. Climatol.*, 138, 953–971. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02882-0>.
- [16] Crespo, L.R., N. Keenlyside, S. Koseki, 2019 : The role of sea surface temperature in the atmospheric seasonal cycle of the equatorial Atlantic. *Clim. Dyn.*, 52, 5927–5946. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4489-4>
- [17] de Coëtlogon, G., Leduc-Leballeur, M., Meynadier, R., Bastin, S., Diakhaté, M., Eymard, L., Giordani, H., Janicot, S. and Lazar, A., 2014 : Atmospheric response to sea-surface temperature in the eastern equatorial Atlantic at quasi-biweekly time-scales. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 140 : 1700-1714. doi :10.1002/qj.2250
- [18] Derrien, M., and H. Le Gléau, 2005 : MSG / SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC, *International Journal of Remote Sensing*, 26 :21, 4707-4732, DOI : 10.1080/01431160500166128.
- [19] Derrien, M. and H. Le Gléau, 2010 : Improvement of cloud detection near sunrise and sunset by temporal-differencing and region-growing techniques with real-time SEVIRI, *International Journal of Remote Sensing*, 31 :7, 1765-1780, DOI : 10.1080/01431160902926632
- [20] Dione, C., Lohou, F., Lothon, M., Adler, B., Babić, K., Kalthoff, N., Pedruzo-Bagazgoitia, X., Bezombes, Y., and Gabella, O., 2019 : Low-level stratiform clouds and dynamical features observed within the southern West African monsoon, *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 8979–8997, <https://doi.org/10.5194/acp-19-8979-2019>.

- [21] Djakouré, S., P. Penven, B. Bourlès, V. Koné, and J. Veitch, 2017 : Respective Roles of the Guinea Current and Local Winds on the Coastal Upwelling in the Northern Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.*, 47, 1367–1387, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0126.1>.
- [22] Fink, A. H., and A. Reiner, 2003 : Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.*, 108(D11), 4332, doi :10.1029/2002JD002816.
- [23] Fitzpatrick, R. G. J., C. L. Bain, P. Knippertz, J. H. Marsham, and D. J. Parker, 2015 : The West African Monsoon Onset : A Concise Comparison of Definitions. *J. Climate*, 28, 8673–8694, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0265.1>.
- [24] Flamant C., Deroubaix A., Chazette P., Brito J., Gaetani M., Knippertz P., Fink A., De Coëtlogon G., Menut L., Colomb A., Denjean C. et al., 2018 : Aerosol distribution in the northern Gulf of Guinea : local anthropogenic sources, long-range transport, and the role of coastal shallow circulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, European Geosciences Union, 2018, 18, p.12363-12389.
- [25] Gelaro, Ronald ; McCarty, Will ; Suárez, Max J. ; Todling, Ricardo ; Molod, Andrea ; Takacs, Lawrence ; Randles, Cynthia ; Darmenov, Anton ; Bosilovich, Michael G. ; Reichle, Rolf ; Wargan, Krzysztof ; Coy, Lawrence ; Cullather, Richard ; Draper, Clara ; Akella, Santha ; Buchard, Virginie ; Conaty, Austin ; da Silva, Arlindo ; Gu, Wei ; Kim, Gi-Kong ; Koster, Randal ; Lucchesi, Robert ; Merkova, Dagmar ; Nielsen, Jon Eric ; Partyka, Gary ; Pawson, Steven ; Putman, William ; Rienecker, Michele ; Schubert, Siegfried D. ; Sienkiewicz, Meta ; Zhao, Bin (2017) : The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, DOI : 10.1175/JCLI-D-16-0758.1
- [26] Gu, G., and R. F. Adler, 2004 : Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System. *J. Climate*, 17, 3364–3377, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3364:SEAVAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3364:SEAVAW>2.0.CO;2).
- [27] Guedje, G. K., A. V. V. Houeto, E. B. Houngrinou, A. H. Fink and P. Knippertz, 2019 : Climatology of coastal wind regimes in Benin. *Meteorol. Z. (Contrib. Atm. Sci.)*, 28, p. 23-39.
- [28] Guichard, F., J. C. Petch, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold, J.-P. Chaboureau, S. Cheinet, W. Grabowski, H. Grenier, C. G. Jones, M. Köhler, J.-M. Piriou, R. Tailleux, M. Tomasini, 2004 : Modelling the diurnal-cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *QRMS*, 130, 104, p. 3139-3172.
- [29] Hagos, S. M., and K. H. Cook, 2007 : Dynamics of the West African Monsoon Jump. *J. Climate*, 20, 5264–5284, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1533.1>.

- [30] Harlaß, J., M. Latif and W. Park, 2015 : Improving climate model simulation of tropical Atlantic sea surface temperature : The importance of enhanced vertical atmosphere model resolution. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2401– 2408. doi : 10.1002/2015GL063310.
- [31] Hayes S.P., M.J. McPhaden and J.M. Wallace, 1989 : The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific : Weekly to monthly variability. *J. Climate*, 2 : 1500–1506.
- [32] Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, et al., 2020 : The ERA5 global reanalysis. *Q J R Meteorol Soc.* ; 146 : 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- [33] Huffman GJ, Adler RF, Bolvin DT, Gu G, Nelkin EJ, Bowman KP, Hong Y, Stocker EF, Wolff DB, 2007 : The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.*, 8 : 38–55.
- Knippertz, P., Fink, A. H., Schuster, R., Trentmann, J., Schrage, J. M., and Yorke, C., 2011 : Ultra-low clouds over the southern West African monsoon region, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21808, doi :10.1029/2011GL049278.
- [34] Knippertz, P., A. H. Fink, A. Deroubaix, E. Morris, F. Tocquer, M. J. Evans, C. Flamant, M. Gaetani, C. Lavaysse, C. Mari, J. H. Marsham, R. Meynadier, A. Affo-Dogo, T. Bahaga, F. Brosse, K. Deetz, R. Guebsi, I. Latifou, M. Maranan, P. D. Rosenberg and A. Schlueter, 2017 : A meteorological and chemical overview of the DACCWA field campaign in West Africa in June–July 2016. *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 10893–10918, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10893-2017>.
- [35] Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Mihaoka and K. Takahashi, 2015 : The JRA-55 reanalysis : General specifications and basic characteristics, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 93,1, p5-48, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-001>.
- [36] Kouadio, K., S. Bastin, A. Konare and V. Ajayi, 2018 : Does convection-permitting simulate better rainfall distribution and extreme over Guinean coast and surroundings ? *Climate Dynamics*, Springer Verlag, 55, pp.153-174. DOI : 10.1007/s00382-018-4308-y.
- [37] Kouadio, K. Y., S. Djakouré, A. Aman, K. E. Ali, V. Koné and E. Toualy, 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. of Oceanography*, v. 2013, Article ID 816561.
- [38] Leduc-Leballeur, M., de Coëtlogon, G. and Eymard, L., 2013 : Air–sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal time-scales : wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 139 : 387-400. doi :10.1002/qj.1981
- [39] Lélé, I.M., L. Leslie and P. Lamb, 2015 : Analysis of Low-level Atmospheric Moisture Transport Associated with the West African Monsoon. *J. of Clim.*, doi :10.1175/JCLI-D-14-00746.1.

- [40] Lindzen, R. S. and S. Nigam, 1987 : On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17), 2418–2436. doi :10.1175/1520-0469(1987)044<2418 :otross>2.0.co;2
- [41] Love BS, Matthews AJ, Lister GMS. 2011. The diurnal cycle of precipitation over the Maritime Continent in a high-resolution atmospheric model. *Q. J. R. Meteorol., Soc.*137 : 934–947. DOI :10.1002/qj.809
- [42] Marin, F., Caniaux, G., Giordani, H., Bourlès, B., Gouriou, Y., & Key, E. (2009). Why Were Sea Surface Temperatures so Different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006 ?, *Journal of Physical Oceanography*, 39(6) <https://doi.org/10.1175/2008JPO4030.1>
- [43] Meynadier, R., G. de Coëtlogon, M. Leduc-Leballeur, L. Eymard and S. Janicot, 2015 : Seasonal influence of the sea surface temperature on the low atmospheric circulation and precipitation in the eastern equatorial Atlantic. *Climate Dynamics*, 47(3-4), 1127–1142. doi :10.1007/s00382-015-2892-7
- [44] Myers, T. A. and J. R. Norris, 2013 : Observational Evidence That Enhanced Subsidence Reduces Subtropical Marine Boundary Layer Cloudiness. *Journal of Climate*, 26(19), 7507–7524. doi :10.1175/jcli-d-12-00736.1
- [45] Nicholson, S., 2000 : Land surface processes and Sahel climate. *Reviews of Geophysics*, 38(1), 117–139. doi :10.1029/1999rg900014
- [46] Nguyen, H., C. D. Thorncroft and C. Zhang, 2011 : Guinean coastal rainfall of the West African Monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(660), 1828–1840. doi :10.1002/qj.867
- [47] Nguyen, H., C. Zhang and P. Peyrillé, 2011 : Annual cycle of the West African monsoon : regional circulations and associated water vapour transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), 129–147. doi :10.1002/qj.728
- [48] Nnamchi, H. C., and J. Li, 2011 : Influence of the South Atlantic Ocean Dipole on West African Summer Precipitation. *J. Climate*, 24, 1184–1197, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3668.1>.
- [49] Odekunle, T. O., and A. O. Eludoyin, 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.
- [50] Parker, D. J., A. Kassimou, B. N. Orju, D. P. Osika, I. Hamza, M. Diop-Kane, A. Fink, J. Galvin, F. Guichard, B. L. Lamptey, H. Hamidou, R. van der Linden, R. Redl and T. Lebel, 2017 : Local Weather. In *Meteorology of Tropical West Africa, the Forecaster's Handbook*, ch. 14, Wiley Blackwell, doi : 10.1002 / 9781118391297.ch4.
- [51] Peyrillé, P., J. P. Lafore, and J. L. Redelsperger, 2007 : An idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part I : Validation and key controlling factors. *J. Atmos.Sci.*,64,2765–2782, doi :10.1175/JAS3919.1.

- [52] Pu, B. and K.H. Cook, 2012 : Role of the West African westerly jet in Sahel rainfall variations. *J. of Clim*, 25 :2880–2896.
- [53] Redelsperger, J., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher, 2006 : African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 1739–1746, <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1739>.
- [54] Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, M. G. Schlax, 2007 : Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, 20, 5473-5496.
- [55] Roehrig, R., D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin, and J. L. Redelsperger, 2013 : The present and future of the West African monsoon : A process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *J. Climate*, 26, 6471–6505, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00505.1>.
- [56] Saha, S., and co-authors, 2014 : The NCEP Climate Forecast System Version 2. *J. Climate*, 27, 2185-2208.
- [57] Sow, M. ; Diakhaté, M. ; Dixon, R.D. ; Guichard, F. ; Dieng, D. ; Gaye, A.T. Uncertainties in the Annual Cycle of Rainfall Characteristics over West Africa in CMIP5 Models. *Atmosphere* 2020, 11, 216.
- [58] Steinig, S., Harlaß, J., Park, W. et al. Sahel rainfall strength and onset improvements due to more realistic Atlantic cold tongue development in a climate model. *Sci Rep*, 8, 2569 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-20904-1>
- [59] Sultan, B. and S. Janicot, 2003 : The West African monsoon dynamics. Part II : The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Climate*, 16, 3407–3427.
- [60] Sultan B., S. Janicot, P. Drobinski, 2007 : Characterization of the Diurnal Cycle of the West African Monsoon around the Monsoon Onset. *Journal of Climate*, Vol. 20, 4014-4032, DOI :10.1175/JCLI4218.1.
- [61] Sylla M., B., I. Diallo and J. S. Pal, 2013 : West African Monsoon in State-of-the-Science Regional Climate Models. *Climate Variability - Regional and Thematic Patterns*. doi :10.5772/55140
- [62] Sweet, W. R., R. Fett, J. Kerling, and P. LaViolette, 1981 : Air–sea interaction effects in the lower troposphere across the northwall of the Gulf Stream. *Mon. Wea. Rev.*,109, 1042–1052, doi :10.1175/1520-0493(1981)109,1042 :ASIEIT.2.0.CO ;2.Thorncroft, C. D.,
- [63] Yang, G., and J. Slingo, 2001 : The Diurnal Cycle in the Tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 784–801, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0784 :TDCITT>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0784 :TDCITT>2.0.CO ;2).
- [64] Wallace, J. M., 1975 : Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, 103,406-419.

- [65] Wallace, J. M., T. P. Mitchell, and C. Deser, 1989 : The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific : Seasonal and Interannual Variability. *J. Climat*, 2, 1492–1499, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2).
- [66] Wang, G. and E. A. B. Eltahir, 2000 : Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resources Research*, 36(4), 1013–1021. doi :10.1029/1999wr900361
- [67] Weller, E., K. Shelton, M. J. Reeder and C. Jakob, 2017 : precipitation associated with convergence lines. *J. Climate*, 30 (9), 3169-3183.
- [68] Worou, K., H. Goosse, T. Fichfet, F. Guichard and M. Diakhate, 2020 : Interannual variability of rainfall in the Guinean Coast region and its links with sea surface temperature changes over the twentieth century for the different seasons. *Climate Dynamics*, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05276-5>.
- [69] Zhang, G., and Cook, K. H. (2014), West African monsoon demise : Climatology, interannual variations, and relationship to seasonal rainfall, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 10,175– 10,193, doi :10.1002/2014JD022043.

Additional figures

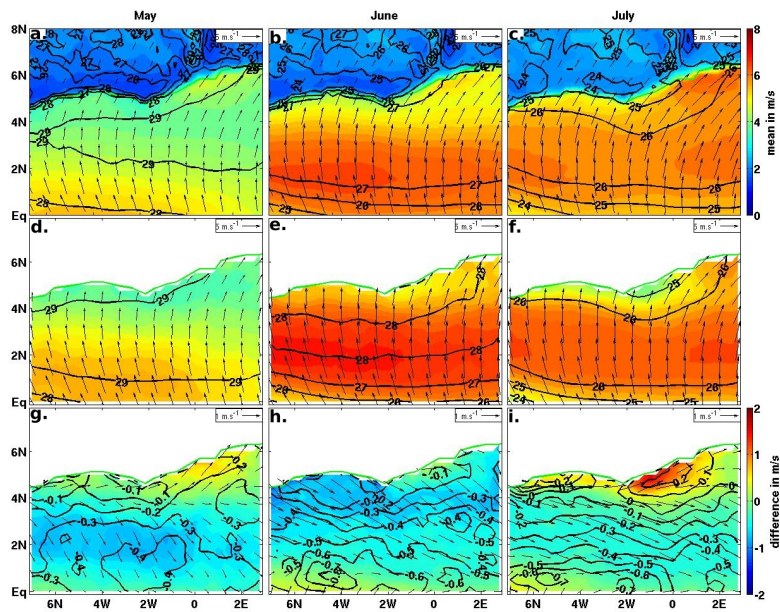


Figure A1 : Climatology 2008-2015 May (a, d, g), June (b, e, h) and July (c, f, i) surface wind speed (shading, m/s) and SKT (black contours, °C) in ERA5 (a, b, c), observations (wind ASCAT and SST Reynolds, d, e, f) and their difference (g, h, i).

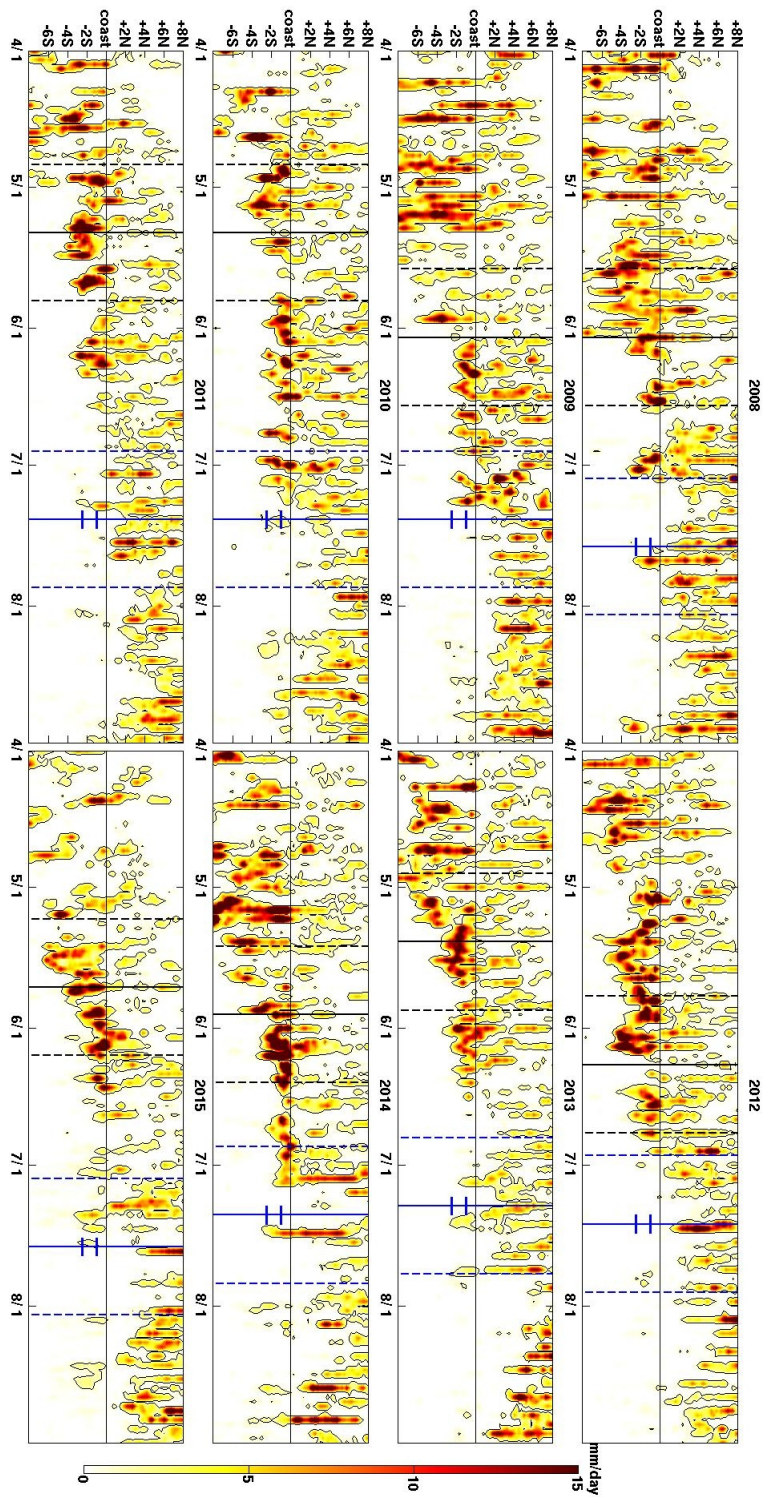


Figure A2 : precipitation 1W-1E for all specific years 2008-2015.

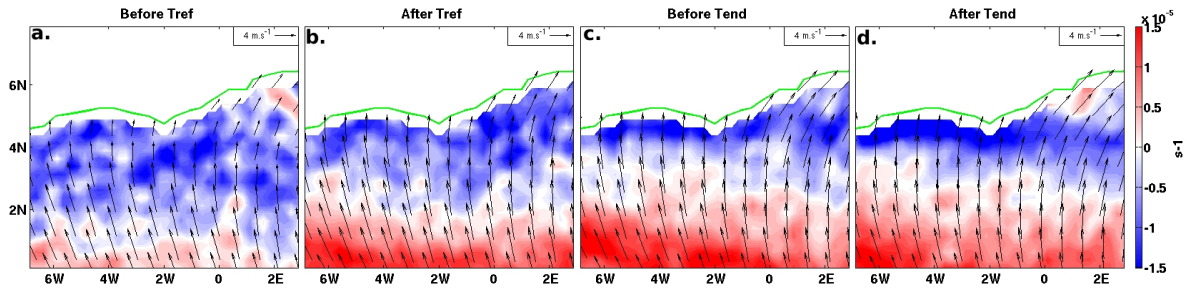


Figure A3 : same as Figure 4.2a and 4.2b, but for ASCAT surface wind and divergence.

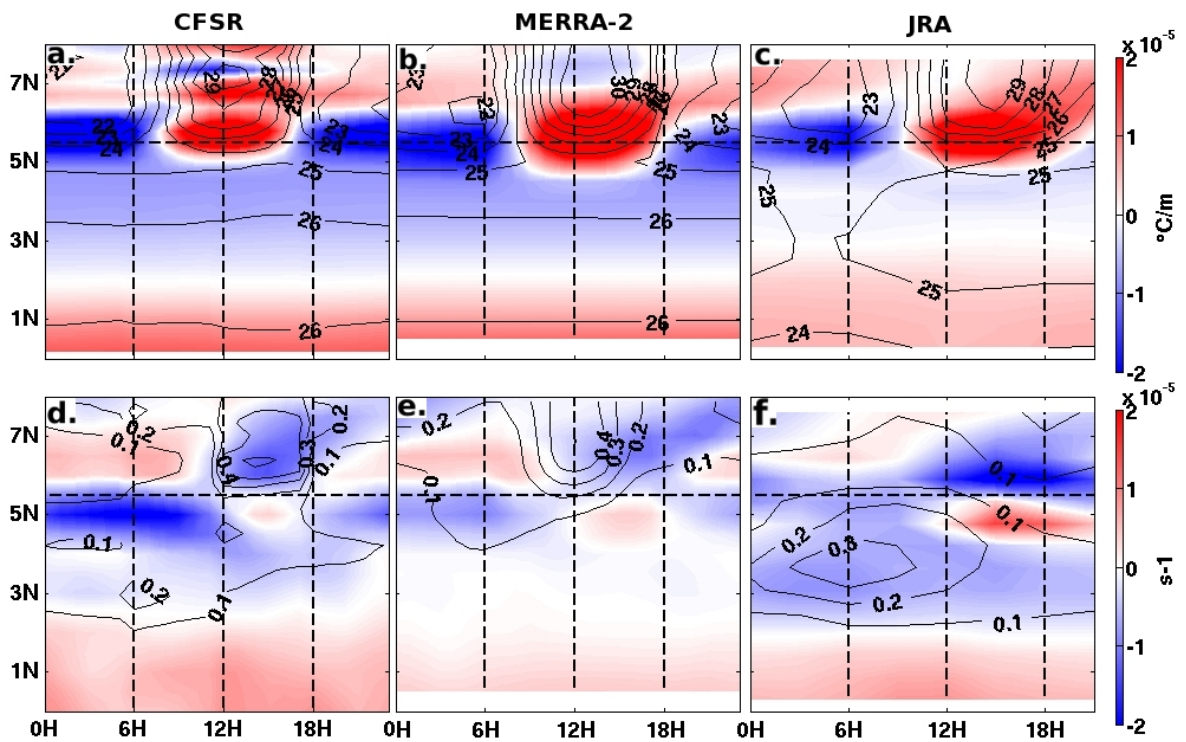


Figure A4 : same composites as figure 4.6, but for the two weeks lagging Tend.

Chapitre 5

Variations intra-saisonnieres et synoptiques.

Dans ce chapitre, nous nous intéressons à la variabilité intra-saisonnière des précipitations côtières dans le nord du golfe de Guinée et leur environnement atmosphérique. D'après les chapitres précédents, on sait que le couplage océan-atmosphère joue un rôle important dans la distribution des précipitations, mais ces dernières sont bien sûr également fortement influencées par le passage des ondes d'est, formées par l'instabilité du JEA entre le nord du golfe de Guinée et le Sahel : nous visons dans ce chapitre à déterminer quelle est la part de l'influence océanique et quelle est celle des ondes d'est sur la variabilité des précipitations. Nous explorons cette question principalement avec les données des réanalyses ERA5, qui ne sont pas la réalité, mais permettent de mieux comprendre la relation entre la surface océanique et la dynamique atmosphérique dans un modèle. Et quand c'est possible, on fait une comparaison avec les données observées pour estimer la part de réalisme dans ces résultats. Pour cela, trois indices temporels principaux sont construits de façon à représenter (voir figure 5.1) :

1. la variabilité de la surface océanique,
2. le régime atmosphérique qui contrôle principalement les précipitations côtières (la LLAC),
3. le régime des ondes d'est.

De plus, nous tenterons d'améliorer la non-zonalité de notre région d'étude dans les coupes méridiennes en "redressant" la côte du mieux possible : pour chaque longitude, nous décalons l'axe méridien de sorte d'avoir la côte comme origine. Dans ce nouveau repère, tous les points à une même "latitude" sont donc à une égale distance de la côte. La référence prise pour la côte est le masque disponible dans ERA5, qui dispose d'une résolution spatiale de 0.25° .

Nous commençons ce chapitre par les détails de la construction de ces indices. Nous étudions ensuite les corrélations entre les principales variables et les séries temporelles des indices, pour chacun des deux régimes de variation

synoptique et pour les variations de la température de surface océanique, au moyen de régressions linéaires avec décalage temporel. Pour comparer les influences océanique et continentale indépendamment l'une de l'autre, nous effectuons également des composites sur les agendas correspondant à chacun des indices lorsqu'ils sont seuls actifs, ou lorsqu'ils sont combinés. Pour finir, et afin de faire le lien entre l'évolution saisonnière de la température de surface proche de la côte examinée dans le chapitre 3 et l'évolution du cycle diurne dans cette région développée dans le chapitre 4, nous examinerons l'influence de l'upwelling côtier à l'échelle intra-saisonnière via des régressions linéaires avec décalage temporelle.

5.1 Construction des indices

Afin de bénéficier des statistiques les plus robustes possibles, les réanalyses et les données de précipitations TRMM sont analysées pour toutes les années disponibles, c'est-à-dire 2000 à 2018. Après sélection des indices, pour chaque année, on retranche des séries temporelles d'Avril à Août la tendance saisonnière afin de concentrer l'analyse sur les variations intrasaisonnières.

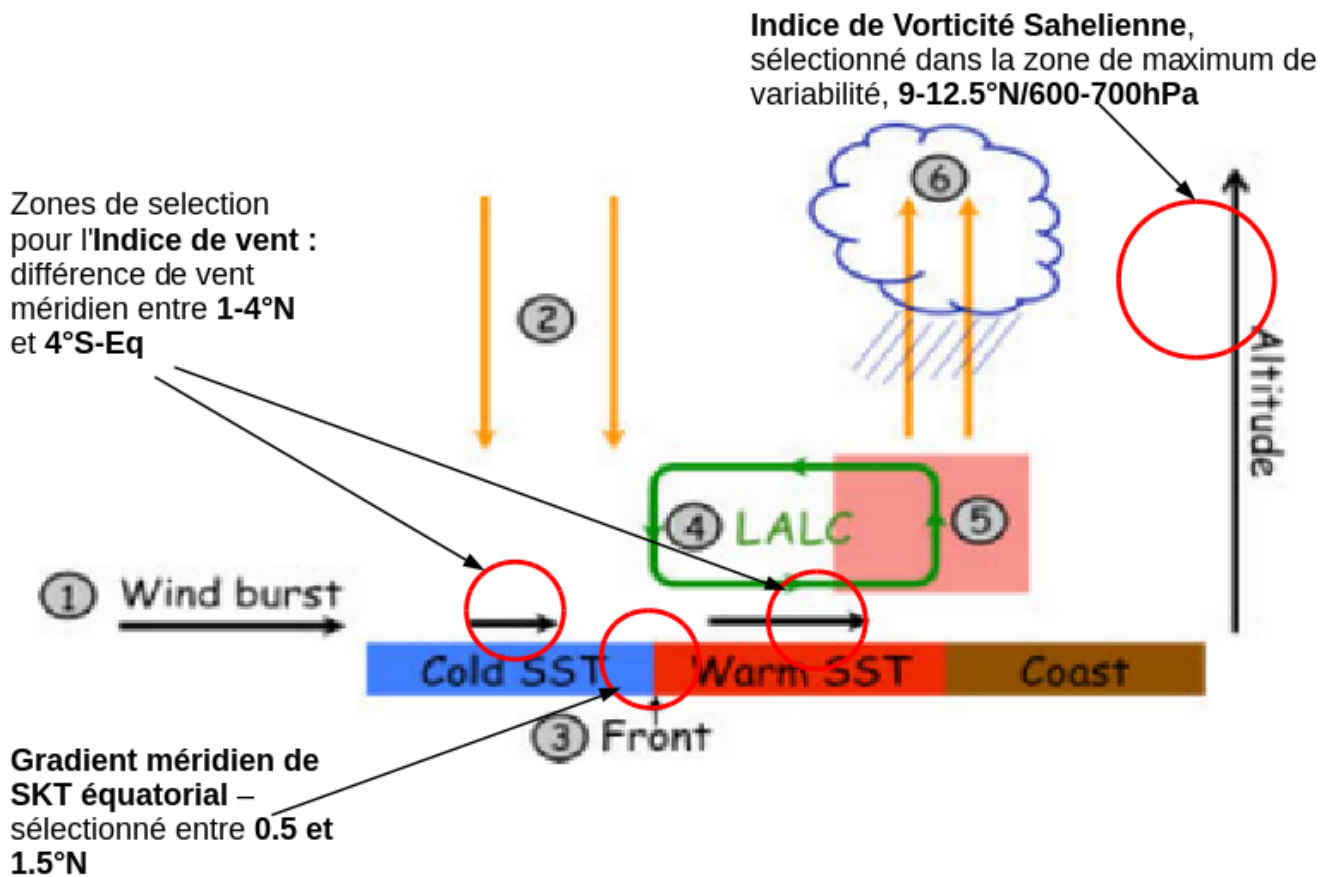


FIGURE 5.1 – Schéma altitude-latitude de la LLAC. Effet d'un coup de vent du sud est (1) au dessus du Golfe de Guinée sur le vent de surface (flèches noires), front de SST (3), subsidence équatoriale (2) /convergence côtière (6) et LLAC (en vert, 4), qui transporte l'air humide (5) (rectangle rouge) vers la côte. Source : Marion Leduc-Leballeur et al. (2013)

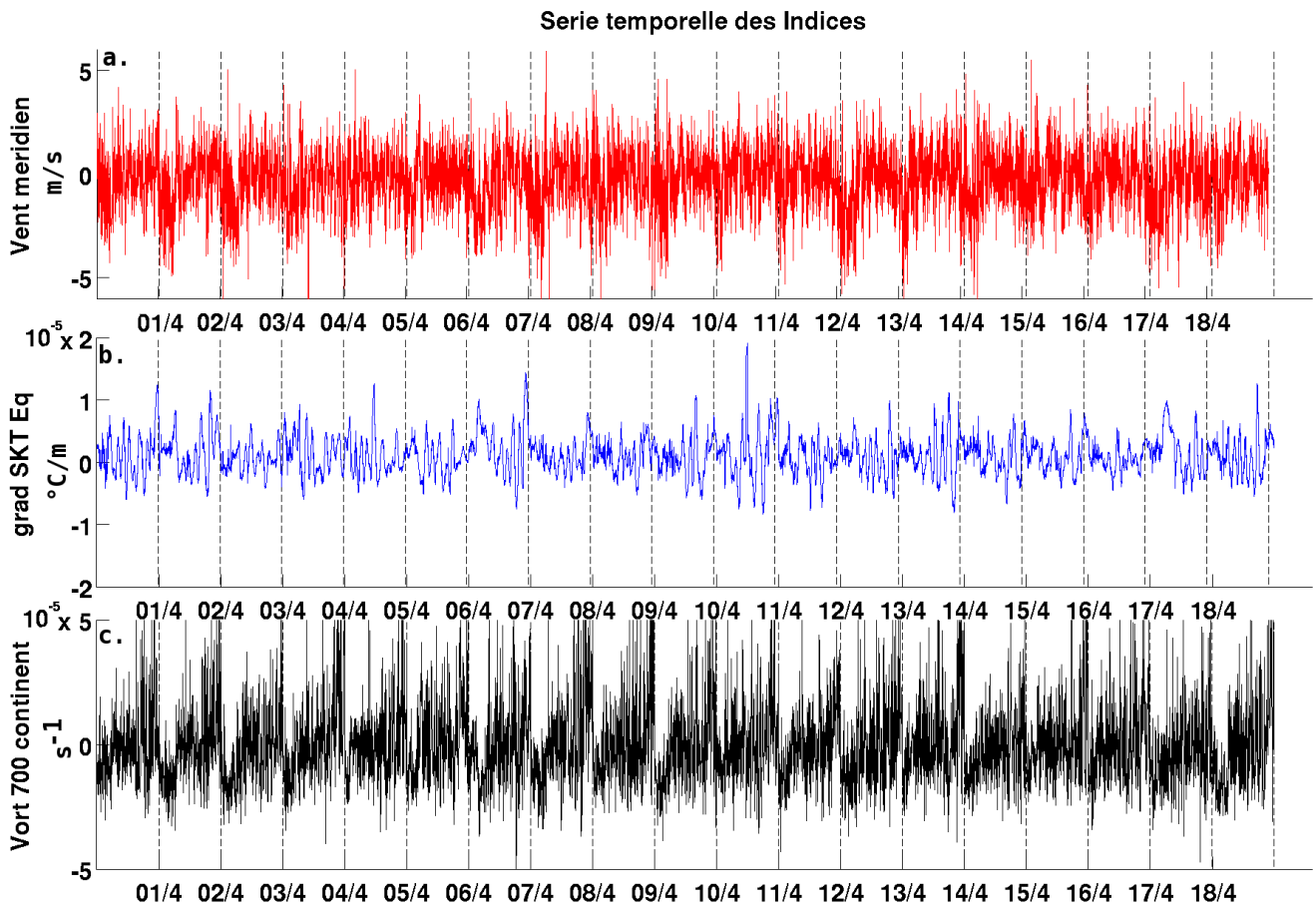


FIGURE 5.2 – Séries temporelles pour les années 2000 à 2018 de l'indice Vent (a), du gradient méridien de SKT à l'équateur (b), et de la Vorticité Sahélienne à 700hPa (c).

Les deux premiers indices sont inspirés des travaux précédents qui ont montré l'impact du couplage air-mer dans le golfe de Guinée sur les précipitations côtières (Leduc-Leballeur et al. 2013, de Coëtlogon et al. 2014). Ils sont obtenus en moyennant les paramètres entre $1^{\circ}W$ et $1^{\circ}E$. La variabilité océanique est caractérisée par le gradient méridional de SKT (gradSKT par la suite) à l'équateur, pris comme la différence de SKT entre $0.5^{\circ}N$ et $1.5^{\circ}N$, là où le gradient méridional est maximal après l'émergence de l'upwelling équatorial (il correspond au front nord de la langue d'eau froide, ou LEF) : le front accélère le vent de surface vers la côte guinéenne au nord de l'équateur, et le ralentit plus au sud. Ce dipôle divergence / convergence est complété par une convection atmosphérique profonde à la côte, une subsidence à l'équateur, et une branche de recirculation vers le sud en moyenne altitude vers 600-700 hPa (voir le schéma de la figure 5.1). Ce régime est soumis à de fortes variations intrasaisonnières, avec des "coups de vent" qui augmentent la convergence vers la côte guinéenne et la divergence sur le front océanique à l'équateur pendant quelques jours : on moyenne donc le vent méridien de surface entre $1^{\circ}N-4^{\circ}N$ pour le nord du front et $4^{\circ}S-0^{\circ}N$ pour la LEF, et on calcule la différence entre ces deux valeurs. Pour calculer cet indice (appelé indice "de vent" par la suite), l'utilisation de la différence de vent permet la focalisation sur le lien entre upwelling

équatoriale et variation du vent en limitant l'effet des variations du vent identiques au sud et au nord de l'upwelling. Cela permet également d'obtenir un indice proche de celui utilisé pour déterminer Tref, caractérisant donc la variabilité de la LLAC, la structure atmosphérique régionale identifiée précédemment comme impactant le plus les précipitations côtières.

Les indices gradSKT et de vent (ce dernier caractérisant la variabilité de la LLAC) sont respectivement tracés sur la figure 5.2a et 5.2b pour les mois d'avril à juillet 2000-2018. Compte tenu de la forte variation saisonnière entre le début et la fin des précipitations côtières, nous considérons deux périodes distinctes, " calées " autour des indices Tref et Tend présentés dans le chapitre 4. Ces périodes sont définies comme 20 jours avant et après Tref pour la période d'installation des précipitations côtières (période de 40 jours par an, appelée Tref par la suite) et 20 jours avant et après Tend pour leur fin (période de 40 jours par an appelée Tend par la suite). Les corrélations croisées avec écart de temps (que nous appellerons "lags") entre ces deux indices sont tracées sur la figure 5.3 : la corrélation est maximale (autour de 0.25) lorsque le vent suit le gradSKT de 6H à Tref et de 18H à Tend. Cette corrélation croisée positive qui persiste sur plusieurs jours est principalement due à la persistance du signal de gradSKT, qui se voit bien dans l'autocorrélation de la série qui décroît lentement, et reste significative sur quelques jours (non montrée). Mais on peut aussi interpréter ce signal comme la signature d'une rétroaction positive entre la basse atmosphère et la surface océanique : sous l'effet d'un coup de vent de grande échelle, le front nord de la LEF s'intensifie, donc le gradSKT augmente, et il renforce le vent entre l'équateur et la côte en moins d'un jour ou deux (corrélations positives aux lags 1 à 2 jours). Cette relation est très semblable à Tref et Tend, mis à part que le vent semble répondre plus vite à Tref. Par ailleurs, une corrélation négative aux lags négatifs (-6 à -7 jours) s'explique par une périodicité d'environ deux semaines qui domine dans la région du front, surtout dans la SST (de Coëtlogon et al. 2010).

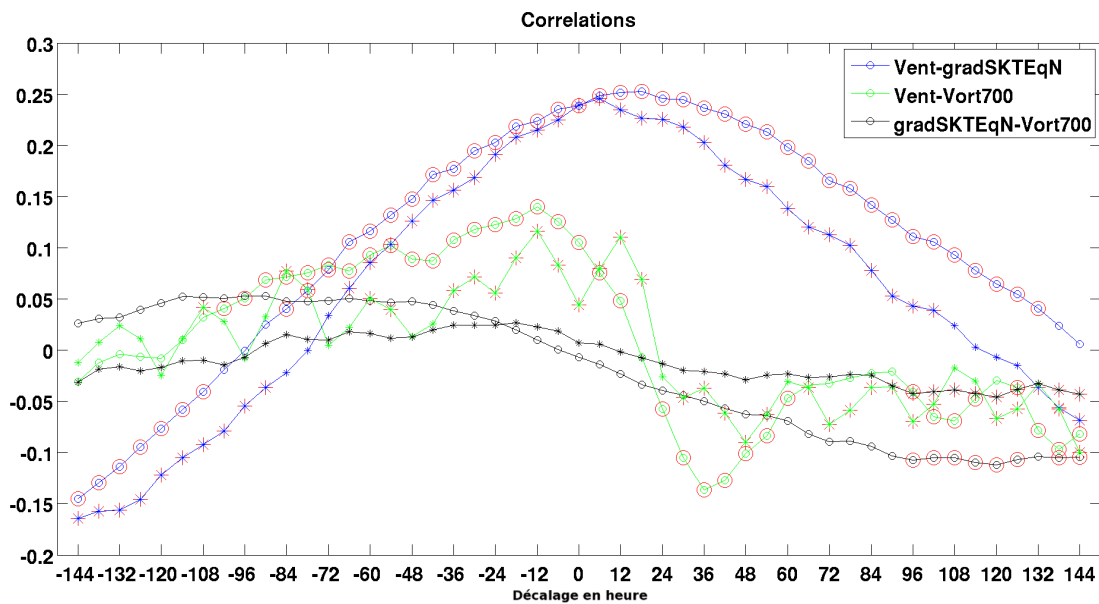


FIGURE 5.3 – Correlation croisée entre -144H (6 jours) et +144H des indices de la figure 1, pour la période Tref (*) et la période Tend (o), le lag est appliqué au premier indice en légende. La significativité des corrélations ($p\text{value} < 0.05$) est signalée par un marqueur rouge superposé.

Ces indices de vent et gradSKT ont été choisis à des emplacements où leur variance intrasaisonnière est maximale, ce qui permet de maximiser les chances d'obtenir de leur analyse statistique des signaux robustes. De même, pour caractériser le régime d'ondes d'est, nous étudions au préalable le profil vertical de la variance de vorticité moyenne entre 1  W et 1  E pour les périodes Tref et Tend (figure 5.4). Cette variance est maximale à l'altitude du JEA, entre 800 et 500 hPa en deux régions entre 1  E et 1  W : on construit alors un indice pour chacune des périodes, en moyennant la vorticité dans les zones encadrées dans la figure 5.4, sur la côte (de 5  N   8  N) entre 700 et 600 hPa pour Tref, et entre 700 et 600 hPa de 9.5 à 12.5  N (il sera dit Sahélien par la suite). La série temporelle de l'indice sahélien est visible sur la figure 5.2c. La figure 5.5 montre que l'indice de vorticité côtière est corrélé à l'indice Sahélien négativement lorsqu'il le suit de 12H, et positivement lorsqu'il le suit de 2 à 3 jours : ceci traduit la p riodicite  des ondes d'est, qui est de quelques jours. La variance de la vorticité au dessus de la côte est donc certainement dû à celle de l'intensité de la convergence côtière et à celle du passage des ondes d'est. Seul l'indice de vorticité Sahélienne sera donc utilisé par la suite, en retenant qu'il est significativement anticorrélé à l'indice de vorticité côtière, surtout pour Tend.

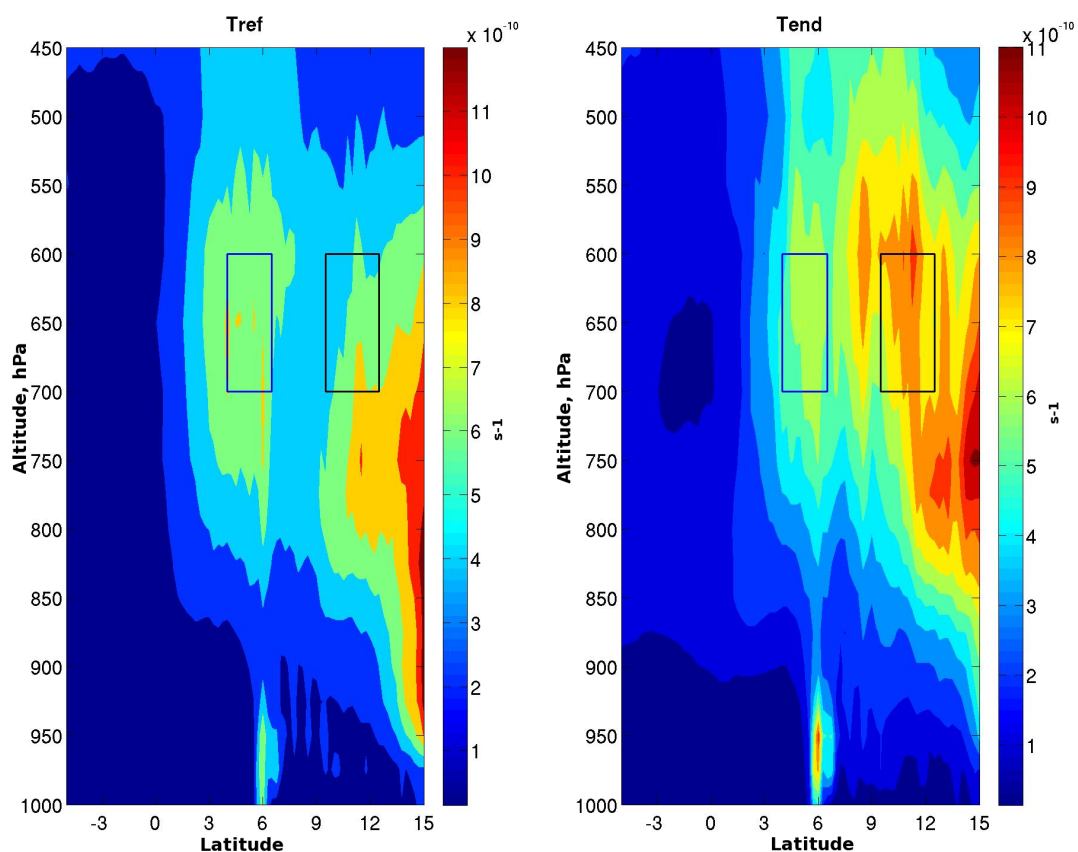


FIGURE 5.4 – Moyenne interannuelle de la variance de la vorticité entre 1°E et 1°W. A gauche autour de Tref et à droite autour de Tend. Les rectangles bleu et noir correspondent aux zones de calcul de l'indice de vorticité continentale à 700 hPa (noir), et de l'anomalie côtière visible dans les composites vent (bleu).

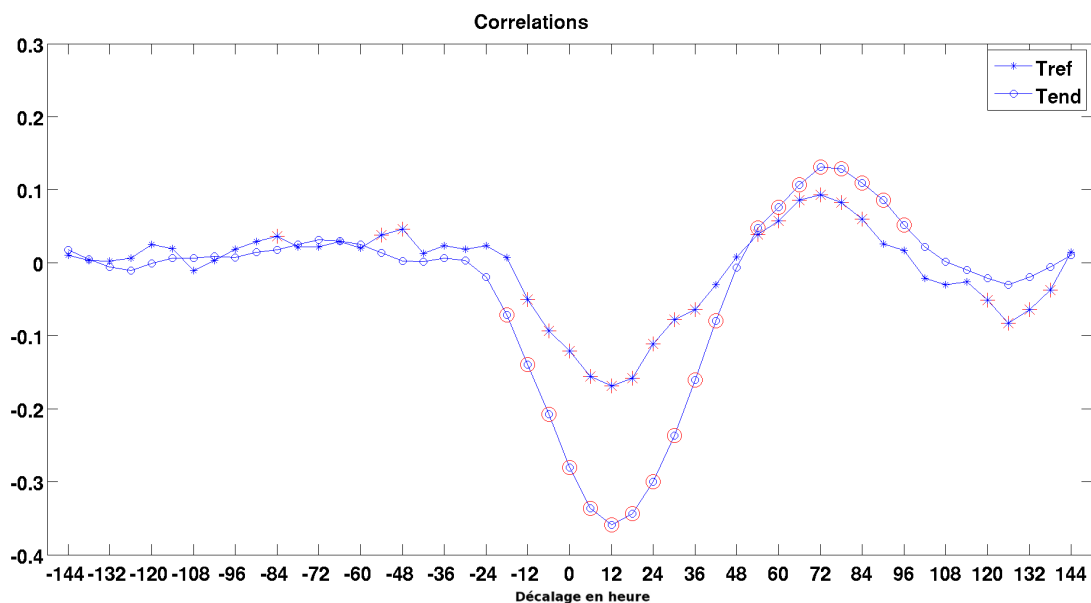


FIGURE 5.5 – Correlation croisée entre -144H (6 jours) et +144H des indices de Vorticité Sahélienne et Côtière, pour la période Tref (*) et la période Tend (o), le lag est appliqué à l'indice côtier. La significativité (p value <0.05) est signalée par un marqueur rouge.

On examine à présent la corrélation croisée avec écart de temps de cet indice de vorticité avec les indices gradSKT et de vent (figure 5.3) : on ne voit aucune corélation avec gradSKT lorsque la vorticité précède, mais on voit des cor lations négatives significatives lorsque le gradSKT suit la vorticité de 4 à 6 jours. C'est vrai pour Tref et Tend, mais surtout pour Tend. L'indice de vorticité est par contre fortement cor l  avec l'indice de vent pour des écarts de temps de moins de 3-4 jours, avec changement de signe autour du lag 0. Ce signal est particulièrement clair pour Tend : là aussi on voit qu'il semble y avoir une connexion entre la variabilité de l'indice de vent et celle des ondes d'est. En revanche, l'absence de corélation claire entre gradSKT et l'indice de vorticité, sauf quand ce dernier précède de quelques jours, permet de supposer qu'il n'y a pas de connexion directe entre ces deux indices, à part un lien attendu entre les fluctuations dynamiques atmosphériques de grande échelle dans la région et la réponse du front océanique. Cette absence de corélation justifie qu'on effectue des régressions linéaires de la circulation atmosphérique sur l'un ou l'autre puisqu'ils sont indépendants, afin de voir les anomalies de vent cor l es à chacun de ces deux modes.

5.2 Analyse croisée entre les variables surface - atmosphère et les indices de variabilité synoptique

5.2.1 Méthode

On utilise ici la régression linéaire avec écart de temps entre les indices et les différents paramètres auxquels on s'intéresse, principalement le vent (zonal, méridional et vertical) et sa divergence horizontale, mais aussi les précipitations (ERA5 et TRMM). On enlève préalablement pour chacun de ces champs la tendance saisonnière pour chaque année, dans la série temporelle d'avril à août de chaque point de grille, comme on l'a fait pour les indices. Les anomalies résultantes ($indice_i$ pour l'indice de référence, $param_i$ pour la série temporelle du paramètre étudié en chaque point de grille) sont alors centrées, ce qui permet d'obtenir la corélation suivante :

$$cor(indice, param_i) = moyenne(indice_i \times param_i) / std(indice_i) / std(param_i)$$

où " moyenne " indique la fonction moyenne, et " std " l'écart-type. Un test de Student permet d'apprécier le seuil où cette corélation est significative à 10 % (c'est-à-dire qu'il y est moins de 10 % de chance que ce signal soit dû au hasard plutôt qu'à une raison physique). Les figures sont présentées sous forme de régression linéaire, soit :

$$reglin(indice, param_i) = cor(indice, param_i) \times std(param_i)$$

et ce de façon à avoir des anomalies homogènes à l'unité physique du paramètre (°C, m/s, etc.).

Enfin, un lag de -7 jours à +7 jours entre l'indice et les séries temporelles du paramètre permet d'avoir un aperçu des événements qui précèdent et suivent d'une semaine les signaux corrélés à l'indice.

Les signaux significatifs sont identifiés avec un test de Student pour chaque indice et chaque période. Le nombre de degrés de liberté dans les séries temporelles des indices est calculé empiriquement à partir de leur auto-corrélation (en partant de l'hypothèse de normalité de ces séries temporelles, hypothèse vérifiée pour les indices de vent et de vorticité mais plus approximative pour les indices de gradSKT). Pour les paramètres de surface, une moyenne entre 1W et 1E permet d'obtenir un diagramme écart temporel (ou lag) / latitude plus facile à étudier. Pour les sections verticales méridionales, les paramètres sont également moyennés entre 1W et 1E. Seules les régressions linéaires significatives apparaissent en couleurs sur les figures suivantes. Notons également qu'on ne commente les structures de régressions que dans un seul sens, et correspondant à un indice positif, puisque les structures associées à un indice négatif sont strictement similaires, avec juste des signes opposés.

5.2.2 Lien entre le vent au nord du golfe de Guinée et les précipitations

Comme déjà expliqué auparavant, la variabilité intrasaisonnière est marquée par des coups de vent synoptiques dans le golfe de Guinée : les travaux précédents suggèrent que le front nord de la langue d'eau froide s'intensifie sous l'action du coup de vent initial, ce qui fait persister les anomalies de vent fort au nord du golfe, tandis que la SST refroidit au coeur de la LEF ce qui ralentit le vent plus au sud (Leduc-Leballeur et al. 2013, de Coëtlogon et al. 2010, 2014). Nous retrouvons bien ces résultats ici : en effet, la figure 5.6 montre la régression linéaire des anomalies de vent de surface (anomalies de vent méridien en couleur) reliées à un indice de vent plus intense que la moyenne : autour du lag 0, on voit clairement une divergence à l'équateur, avec une accélération entre l'équateur et la côte et un ralentissement plus au sud (résultat attendu, par construction de l'indice de vent). De plus, le signal de rétroaction négative partant de l'équateur semble " monter vers la côte " en un jour ou deux après le coup de vent. Ceci est observé pour Tref et pour Tend, mais pour Tend le ralentissement du vent au sud de l'équateur est fort moins longtemp, et la migration du signal de rétroaction négative est très claire, le coup de vent initial juste au sud de la côte semble alors s'inverser au bout de deux jours.

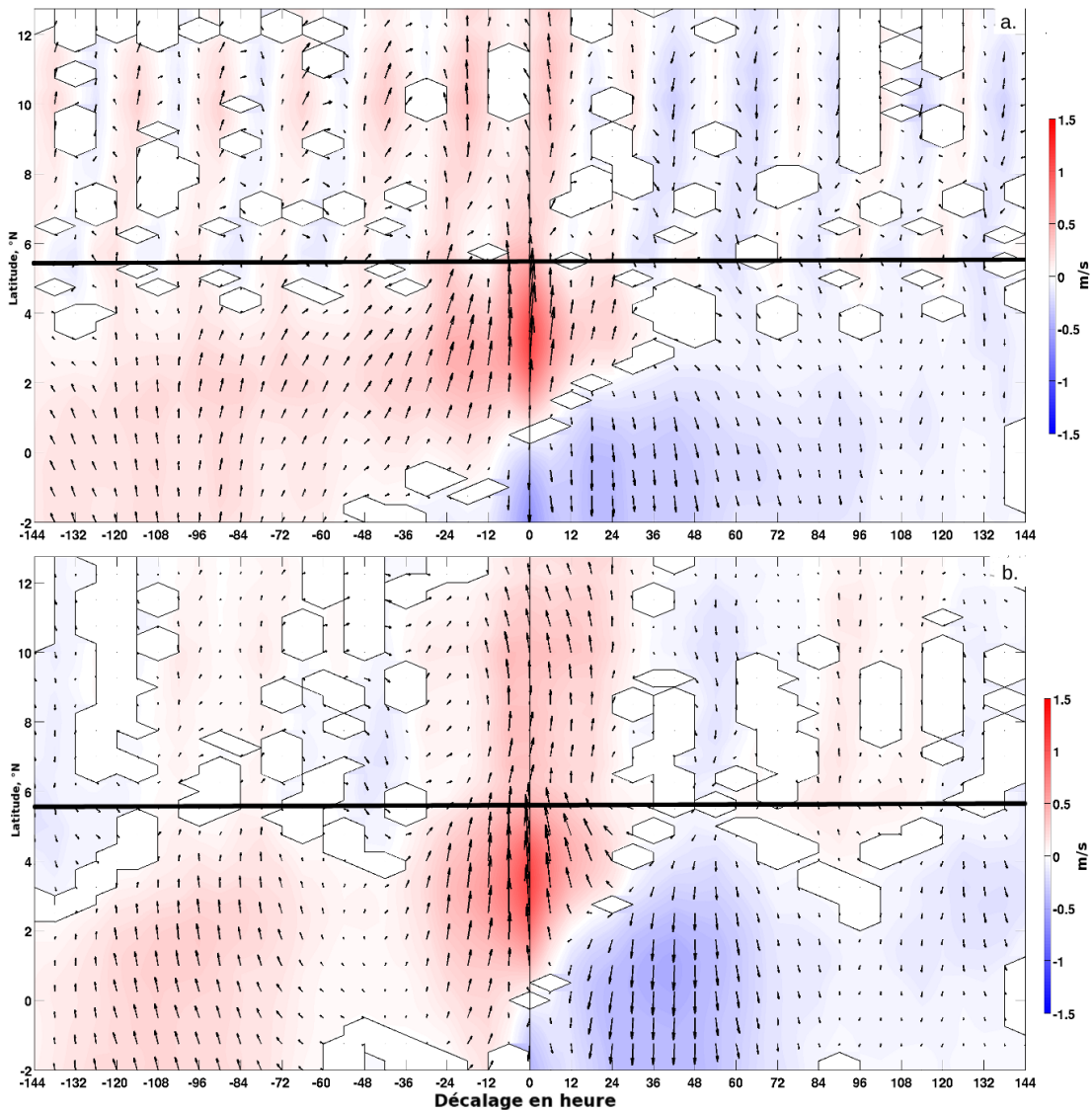


FIGURE 5.6 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , du vent de surface méridien (couleur) et horizontal (flèches) sur l'indice de vent, présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^{\circ}$) pour a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N pour la bande de longitude $[-1^{\circ}, +1^{\circ}]$, la côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.

Pour examiner la dynamique de basse couche atmosphérique reliée à ce signal, on examine la régression du profil vertical de vent moyenné entre 1W et 1E sur l'indice de vent (figure 5.7, anomalies de vent méridien en couleur et zonal en contours noirs) : au lag 0, près de la surface, on retrouve les anomalies divergentes au-dessus de l'équateur jusqu'à 4N environ, et une accélération du vent entre l'équateur et la côte. Cette accélération entraîne une augmentation de la convergence en approchant de la côte, d'où une intensification de la convection côtière autour de 5N , tandis que la divergence équatoriale entraîne une subsidence qui semble toucher toute la basse troposphère (au moins jusqu'à 500 hPa) au lag 0. On retrouve la cellule de recirculation baptisée "Low-Level Atmospheric Circulation" (LLAC) entre ces deux zones en-dessous 700 hPa : les anomalies de subsidence et de convection sont bien significatives mais s'estompent ici rapidement. Les lags suivants montrent un ralentissement général et progressif du vent sous 850 hPa en 2-3 jours (flux de mousson). On note également une anomalie de

vent zonal qui atteint près de 1 m/s au niveau du JEA (vers 600-700 hPa) au lag 12h pour Tref et au lag 24h pour Tend, semblant indiquer un ralentissement du jet après 12 à 24h entre 600 et 800 hPa. Pour finir, notons que cette description est valable pour Tref comme pour Tend.

La figure 5.8 montre les régressions linéaires des occurrences de précipitation dans ERA5 sur l'indice de vent (les anomalies de vent de surface, identiques à celles de la figure 5.6, sont également tracées) : à Tref comme à Tend, elles sont cohérentes avec les anomalies de divergence / convergence du vent de surface, c'est-à-dire moins abondantes en zone divergente sur le front équatorial (au sud de 3N) et plus abondantes en zone convergente (au nord de 3N). La bande d'anomalies " sèches " monte vers la côte en 2-3 jours, tout comme les anomalies de vent : il nous semble intéressant de comprendre le mécanisme à l'origine de ce renversement des anomalies de vent et de précipitation observé avant / après le lag 0 dans ERA5, puisque que cela influence la variabilité intrasaisonnière du flux de mousson dans cette région côtière, comme le montre le profil vertical de la régression. Ce signal de renversement s'accompagne notamment d'un ralentissement significatif du JEA, comme on le voit sur la figure 5.7 : est-ce un processus essentiellement contrôlé par la surface océanique, et dans ce cas comment se propage-t-il vers la côte en un jour ou deux ? ou bien est-ce tout simplement la météo synoptique continentale (régime des ondes d'est) qui est impliquée dans ce renversement, comme le suggère le ralentissement au niveau du JEA ? Nous avons discuté jusqu'ici les structures obtenues en zones océanique ou côtière, mais on voit sur la figure 5.6 que l'évolution de la régression du vent méridien est plus marquée par la variabilité diurne à Tref qu'à Tend pour la zone continentale (au nord de 6N). De plus, on voit très clairement que le ralentissement du JEA associé à l'indice de vent positif est surtout important à Tend (figure 5.7). Nous tentons donc par la suite de déterminer la part du signal qui pourrait être reliée au front nord de la langue d'eau froide (océan), de celle qui pourrait être forcée par le passage d'une onde d'est au niveau du JEA.

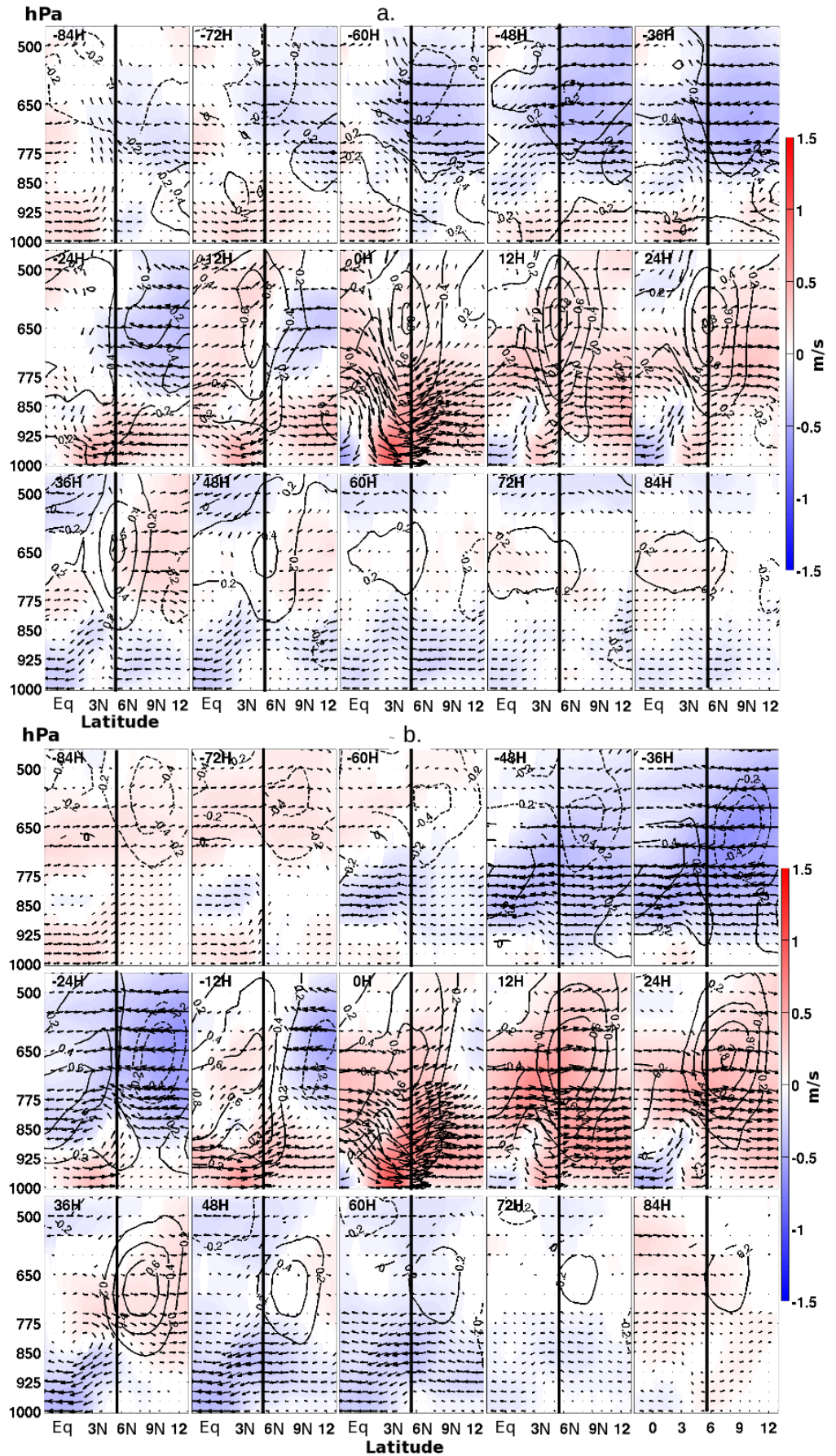


FIGURE 5.7 – Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1°E et 1°O, du vent méridien (en couleur), zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et méridien/vertical (flèches) sur l'indice de vent, du lag -84H au lag +84H autour de : a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.

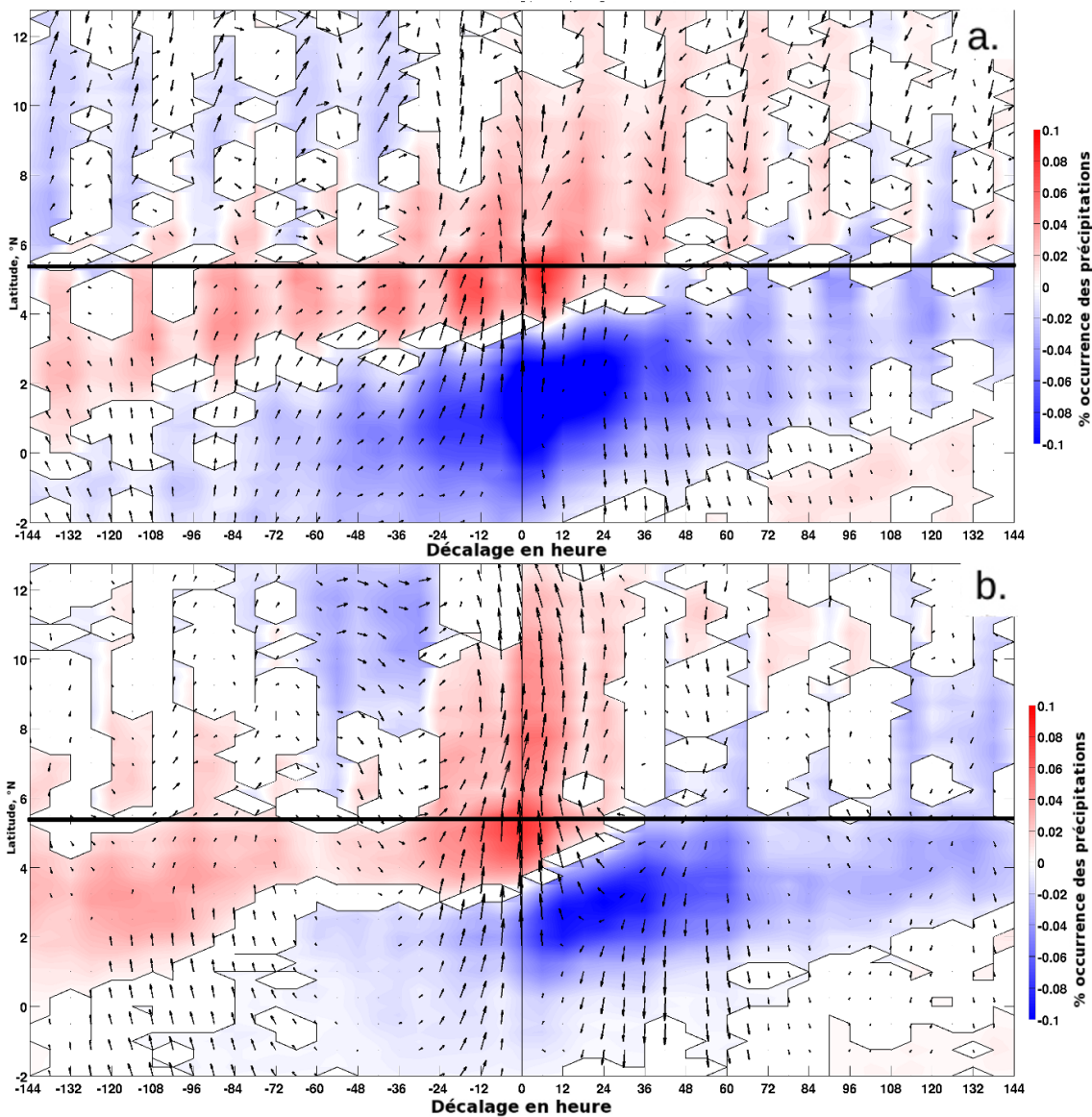


FIGURE 5.8 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , des occurrences de précipitations ERA5 (couleur) et vent horizontal de surface (flèches) sur l'indice de vent. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^{\circ}$) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N .

5.2.3 Rétroaction océanique sur le vent et les précipitations

On examine tout d'abord comment le vent de surface est corrélé aux fluctuations en intensité du front nord de la langue d'eau froide (gradSKT équatorial). La figure 5.9 montre ainsi la régression linéaire des anomalies de vent de surface (vent méridien en couleurs) sur l'indice gradSKT équatorial : on retrouve la rétroaction positive au nord (anomalies de vent vers le nord) et négative au sud du front à partir du lag 0 (anomalies vers le sud, elles commencent même un peu avant le lag 0 pour Tref, probablement parce que le vent réagit plus vite à l'intensification du front que l'océan). Cela confirme que les rétroactions positive au nord / négative au sud du front observées sur la figure 5.6 pour les deux périodes sont bien contrôlées par le front de la LEF. On peut illustrer le mécanisme impliqué en observant d'une part la régression du champ de gradient méridional de SKT (ou $d\text{SKT}/dY$) sur gradSKT (en couleur

sur la figure 5.10), et d'autre part du champ de gradient méridional de pression de surface ($dSLP/dY$) sur $gradSKT$ (en couleur sur la figure 5.11). Les anomalies de vent reliées à la SKT (tracées sur la figure 5.9) sont également reproduites sur ces figures : les anomalies positives, reliées au coup de vent de grande échelle aux lags négatifs, persistent au nord de 1N grâce au signal négatif de $dSLP/dY$ entre 1N et 4N, et sont "ralenties" par le signal positif de $dSLP/dY$ au sud de 1N. Elles se développent puis s'amortissent pendant environ 8 jours autour du lag 0, et les anomalies de $dSLP/dY$ sont parfaitement cohérentes avec les anomalies de $dSKT/dY$: l'effet du coup de vent est en effet de créer une anomalie de température froide centrée sur la position moyenne du front (non montrée), ce qui produit l'anomalie positive de $dSKT/dY$ entre 0.5N et 2.5N et négative entre l'équateur et 2S (figure 5.11).

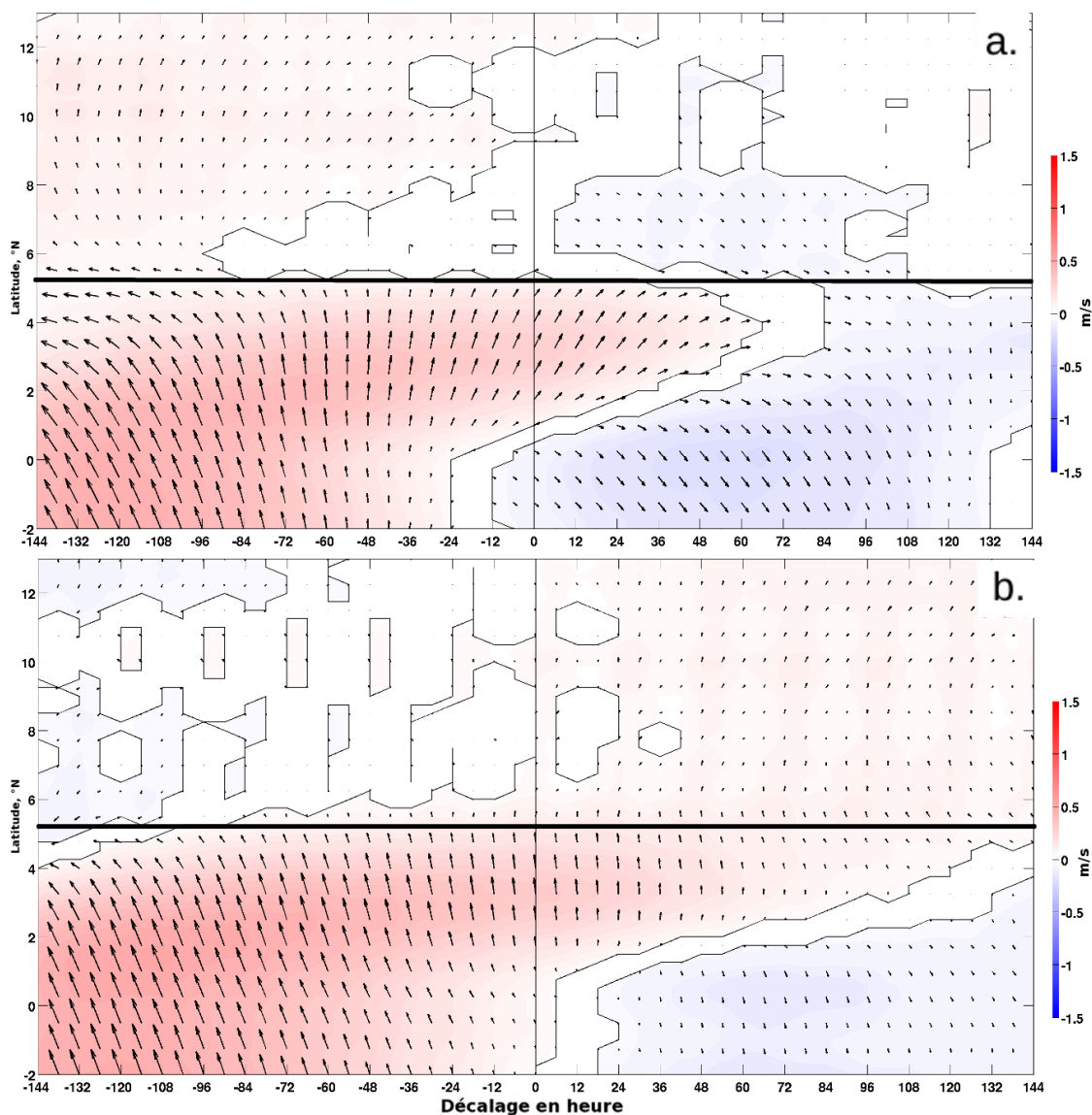


FIGURE 5.9 – Régression linéaire entre $1^{\circ}E$ et $1^{\circ}O$, du vent méridien (couleur) et horizontal (flèches) de surface sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de $5.5^{\circ}N$.

L'ensemble de ces trois figures confirme donc les résultats des travaux précédents, et montre que les anomalies de vent qui suivent un coup de vent synoptique de grande échelle dans le golfe de Guinée sont expliquées au sud de 3-4N par les anomalies de gradient de pression de surface, qui répondent aux anomalies de gradient de SKT, elles-mêmes induites par la réponse du front nord de la LEF au coup de vent initial. Notons que le léger décalage de 0.5 à 1° vers le nord observé entre ces deux champs d'anomalies est expliqué par un temps de réponse (de quelques heures) de la SLP à la SKT qui permet l'advection du signal vers le nord par le vent moyen.

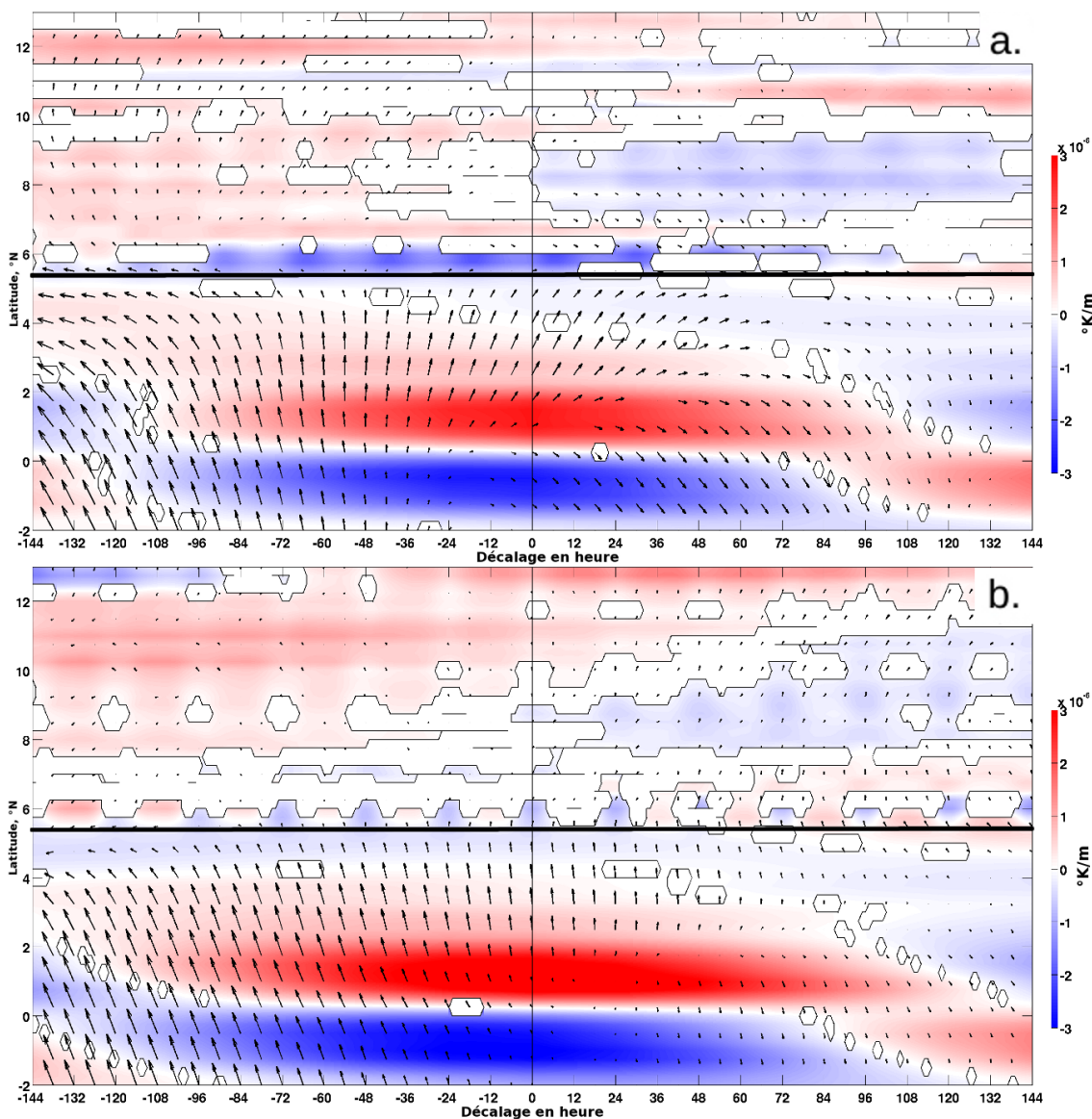


FIGURE 5.10 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , du gradient méridien de SKT, $d\text{SKT}/dY$ (couleur) et du vent horizontal en surface (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^\circ$) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N .

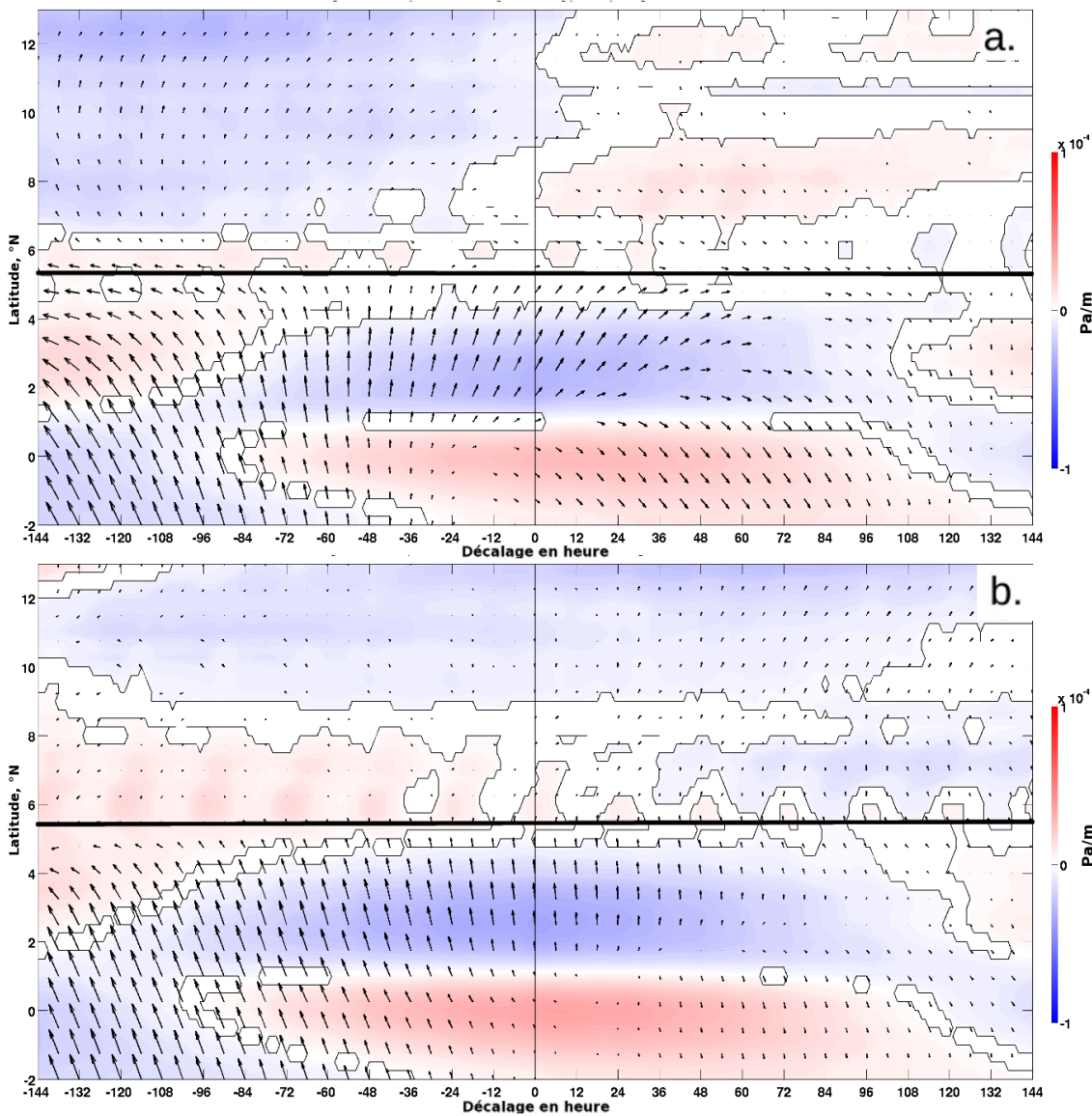


FIGURE 5.11 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , du gradient méridien de pression en surface, $d\text{SLP}/dY$ (couleur) et du vent horizontal en surface (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^\circ$) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N .

L'interaction avec gradSKT de la circulation de basse couche est à présent examinée entre les lags -3 et +3 jours pour Tref et Tend (profil méridien de la circulation sur la figure 5.12) : l'accélération du vent de surface dans le golfe de Guinée (au sud de 5N) aux lags négatifs est visible sous le niveau de pression 850 hPa, de même qu'une forte convergence côtière qui entraîne une augmentation de la convection atmosphérique à mesure qu'on se rapproche de la côte. A partir du lag -24h, la divergence de surface à l'équateur force une recirculation de basse couche, et on reconnaît la structure de la LLAC active pendant un jour ou deux, puis l'inversion du vent dans les basses couches finit par l'amortir. Ceci est observé pour Tref et Tend. Au-dessus de 850 hPa, les signaux sont différents pour ces deux périodes : pour Tref, on voit un ralentissement d'environ 0.4 m/s du vent zonal au dessus de la côte à partir du lag -12h. Le renversement du flux de basse couche (flux de mousson) entre les lags négatifs et positifs est alors

visible jusque vers 9-10N. Tandis qu'à Tend on voit plutôt une accélération aux lags négatifs du vent zonal plus au nord (entre 7°N et 9°N) associé à cette latitude au JEA, et le renversement du flux de basse couche se cantonner au sud de 3N. Ceci est également visible sur la figure 5.13, identique à la figure 5.12, sauf que les couleurs correspondent aux anomalies de vorticité : entre 500 et 800 hPa, à Tref un dipôle d'anomalies de vorticité (négatives au dessus de la côte, positives plus au nord) est corrélé à l'indice de vent à partir du lag -12h pendant quelques jours, tandis qu'un dipôle de vorticité de signe contraire précède clairement l'indice de vent à Tend.

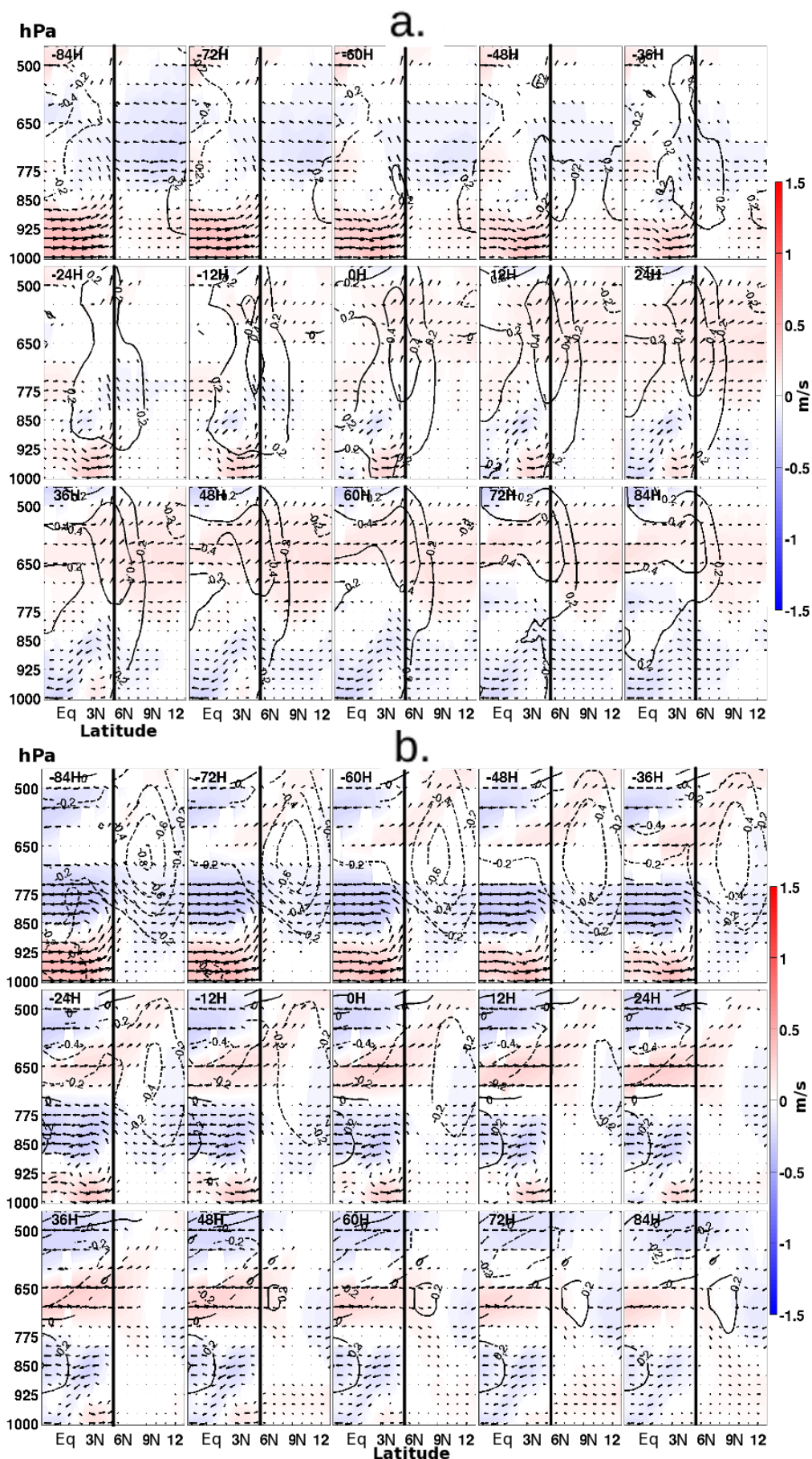


FIGURE 5.12 – Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1°E et 1°O , du vent méridien (en couleur), zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et méridien/vertical (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT, du lag -84H au lag +84H autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.

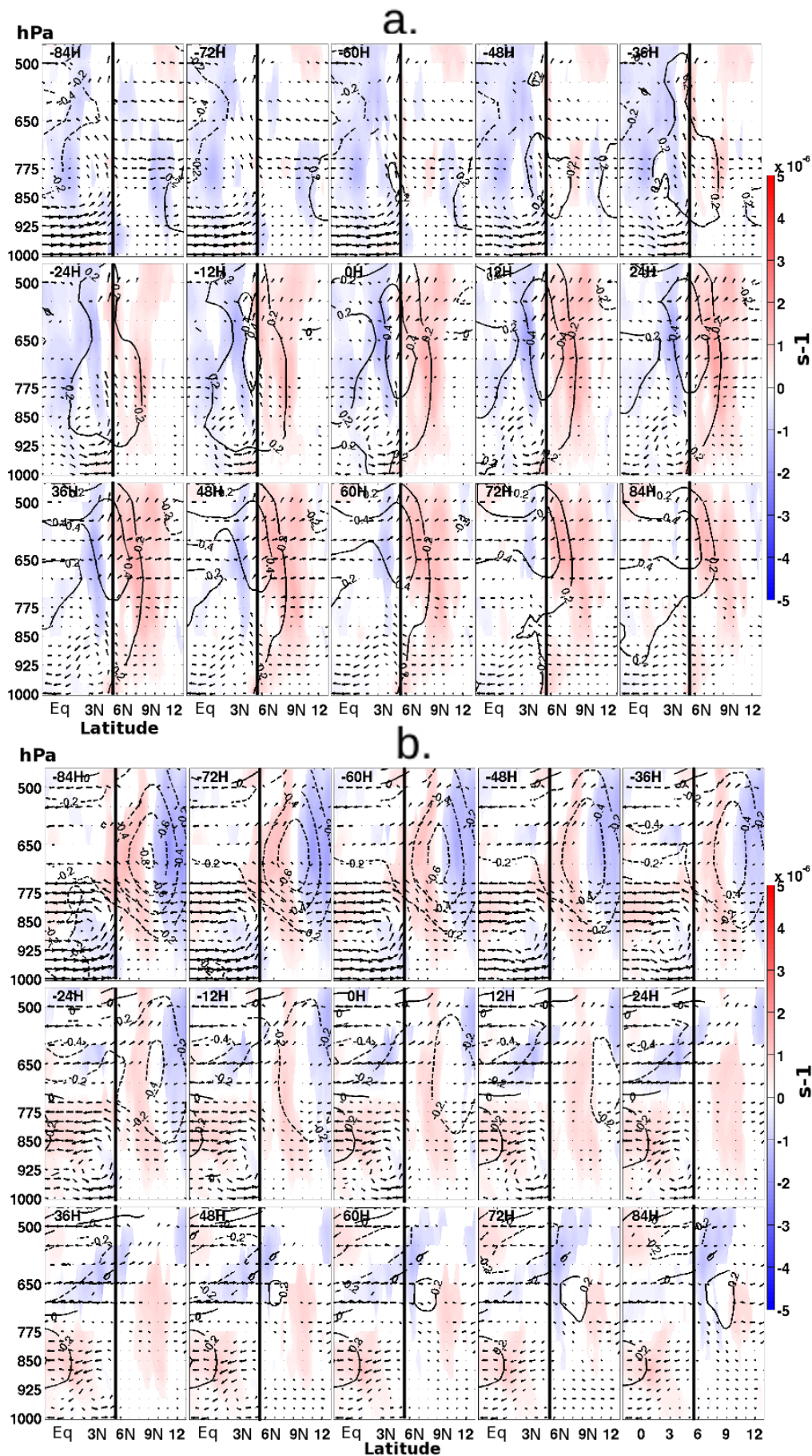


FIGURE 5.13 – Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1°E et 1°O, de la vorticité (en couleur), du vent zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et du vent méridien/vertical (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT, du lag -84H au lag +84H autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La côte est représentée à 5.5°N en ligne noire.

Pour finir, on examine l'impact de gradSKT sur les précipitations dans ERA5 (figure 5.14) : on retrouve une structure très similaire à celles obtenue avec l'indice de vent (Figures 4.8), c'est-à-dire plus de pluie au nord de 3N jusqu'au lag 1-2 jour, et moins au sud ; puis cette zone sèche " monte " vers la côte et inverse l'anomalie côtière aux lags +2-3 jours, suggérant là aussi que les précipitations sont fortement contrôlées par l'océan en intrasaisonnier, en tout cas au-dessus de la zone océanique.

Les résultats présentés dans cette section montrent donc que si l'océan influence potentiellement la variabilité du flux de mousson, et peut-être même le JEA à Tref, cela n'est plus le cas à Tend où la région côtière semble plus être dominée par un régime " continental " associé aux ondes d'est. Mais ces différences sont peut-être aussi le résultat fortuit de la migration en latitude du JEA entre ces deux dates. On veut donc vérifier le lien entre les ondes d'est, flux de mousson et précipitations côtières.

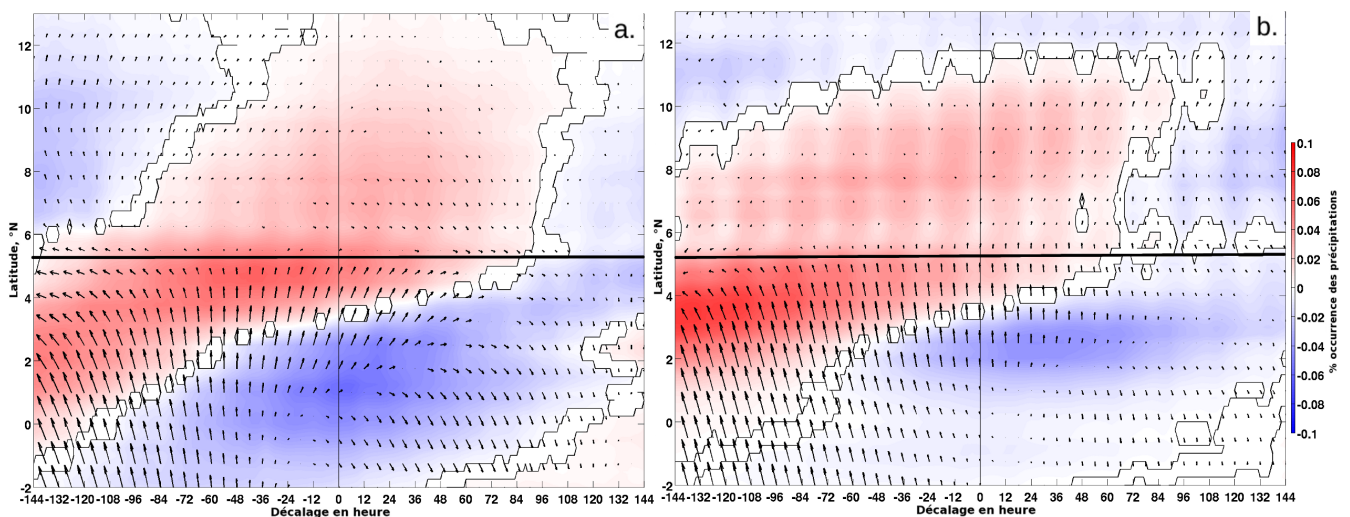


FIGURE 5.14 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , de l'occurrence des précipitations ERA5 (couleur) et du vent horizontal en surface (flèches) sur l'indice de gradient méridien de SKT à l'équateur. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^\circ$) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N .

5.2.4 Lien avec les ondes d'est

La figure 5.15 montre la régression linéaire avec écart de temps du vent horizontal à moyenne altitude (700 hPa) sur l'indice de vorticité : on y voit très clairement la structure de l'onde d'est associée au signal de vorticité, avec un " enroulement " de l'onde autour du centre de vorticité (à 12N) sur 2-3 jours. On voit aussi qu'elle semble entraîner la circulation en région océanique (au sud de 5N), surtout à Tend, avec des anomalies de vent positives (vent plus fort) au sud de 7N entre les lags -24h et +24h, qui se renversent et deviennent négatives (vent plus faible) aux lags +36h-48h. Près de la surface (à 975 hPa, figure 5.16), à Tref, le signal est dominé par l'influence du cycle diurne mais on distingue une accélération du vent méridien les deux jours précédents le lag 0 sur l'océan et le continent, et une décélération les deux jours d'après. À Tend, le signal est plus robuste avec un cycle diurne plus faible, mais

toujours avec un vent plus fort sur le nord du golfe pendant deux jours avant le lag 0, et un renversement des anomalies de vent pendant les deux jours suivants avec des anomalies significatives jusqu'au sud de l'équateur. Ces anomalies près de la surface sont en avance de 12 à 24h par rapport aux anomalies analogues à 700 hPa, en raison de la structure " en oblique " d'une onde d'est (voir Kiladis et al. 2006).

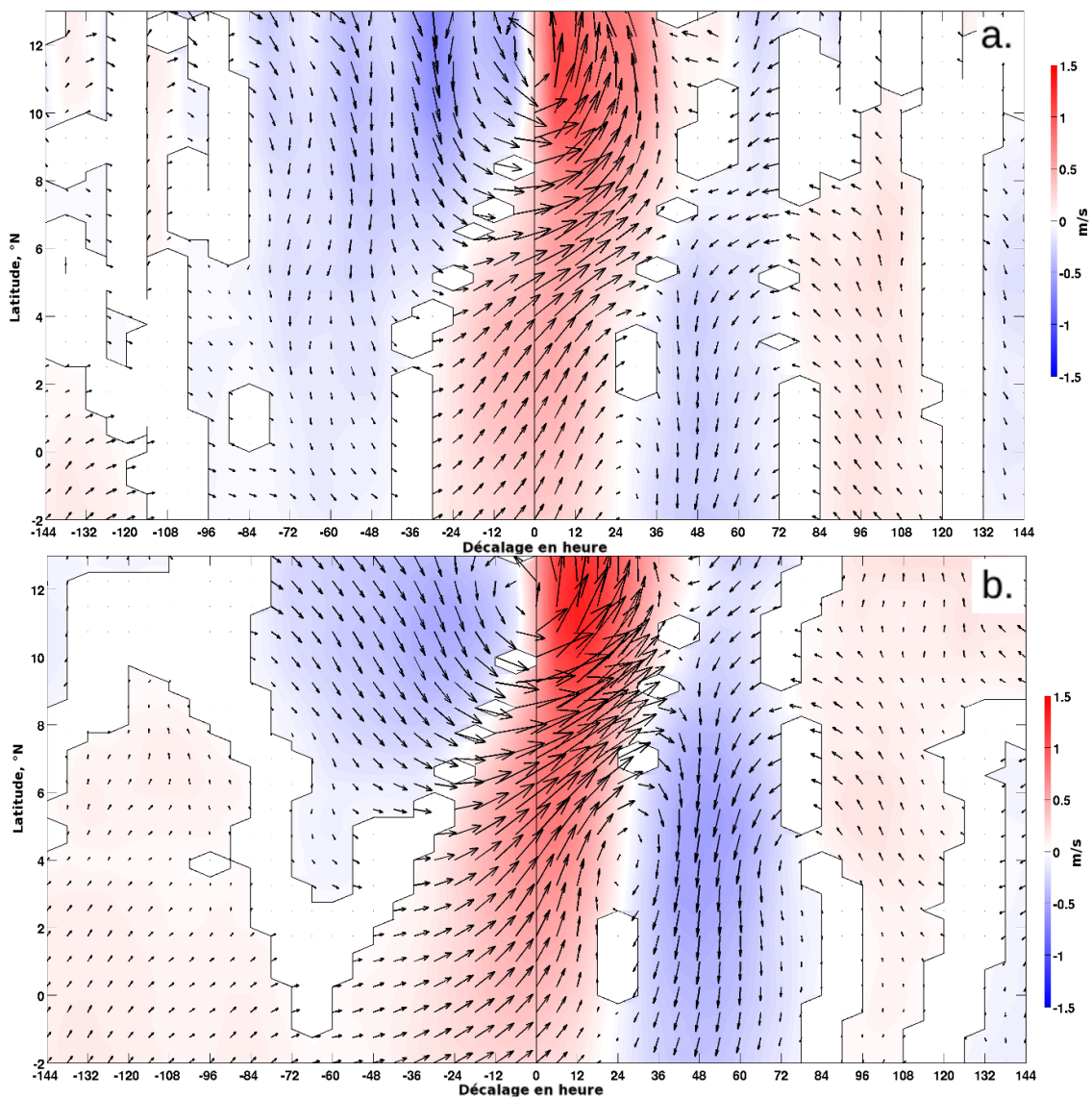


FIGURE 5.15 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , du vent méridien (couleur) et du vent horizontal (flèches) à 700hPa sur l'indice de vortacité sahélien. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^{\circ}$) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N .

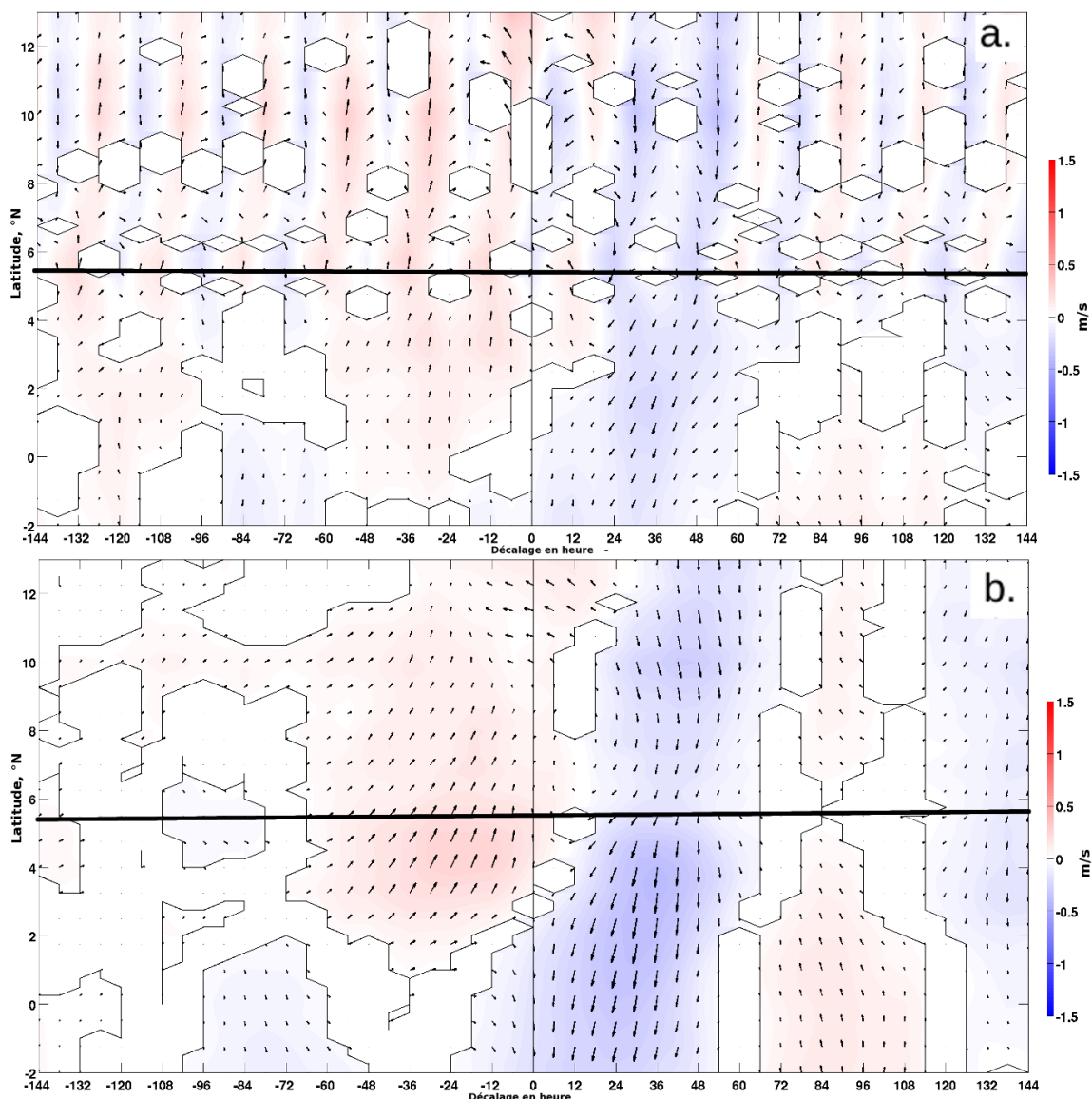


FIGURE 5.16 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , du vent méridien (couleur) et du vent horizontal (flèches) à 975 hPa sur l'indice de vorticité. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^{\circ}$) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N .

Enfin, les régressions des occurrences de précipitation ERA5 (figure 5.17) montrent pour Tend une anomalie positive à l'avant de l'onde (aux lags -30h à $+12\text{h}$), et une anomalie négative à l'arrière (lags $+18\text{h}$ à $+52\text{h}$), conformément à ce qu'on pouvait attendre. De plus, les anomalies négatives se prolongent vers le sud au-dessus de l'océan, où elles rejoignent un signal partant de 2N environ au lag 0 et se déplaçant vers le nord, comme dans les figures 4.7 et 4.14 avec l'indice de vent et gradSKT. On voit un signal similaire pour Tref, mais beaucoup moins significatif : l'indice pris pour la vorticité est en effet moins variant pour Tref que pour Tend (figure 5.4), donc certainement moins représentatif des échelles synoptiques.

Par conséquent, les anomalies de précipitation au nord de $1\text{-}2\text{N}$ sont bien fortement reliées au passage d'une onde d'est à Tend. Ce signal est également visible à Tref, mais moins clairement à cause de la forte variabilité diurne.

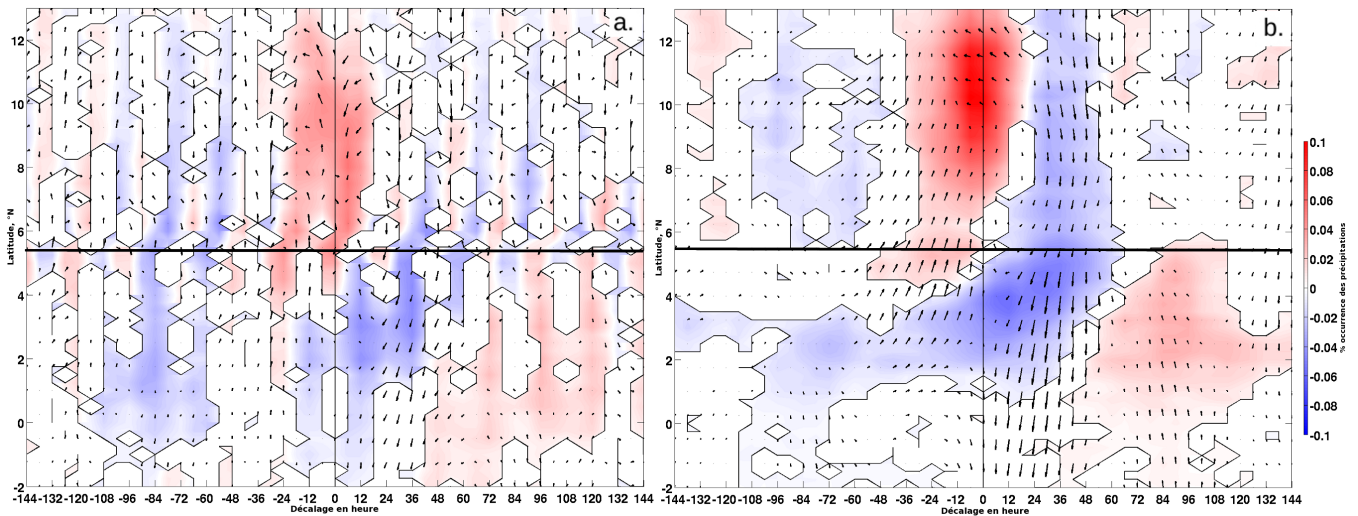


FIGURE 5.17 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O , des occurrences de précipitations ERA5 et du vent horizontal (flèches) à 975 hPa sur l'indice de vorticité. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en $^{\circ}$) autour de a) Tref, b) Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N .

5.2.5 Synthèse

Dans cette partie, nous avons étudié l'impact de la température de surface sur la variabilité intrasaisonn re de la région côtière guinéenne et des précipitations dans les réanalyses ERA5. Pour cela, nous nous sommes focalisés sur un indice de vent de surface pris dans le flux de mousson en amont de la côte, au nord du golfe de Guinée : l'indice de vent défini en section II.1. Nous avons examiné les régressions linéaires avec écart de temps de différents paramètres sur cet indice afin d'avoir des indications sur les mécanismes physiques qui pourraient contrôler sa variabilité.

Bien sûr, corrélation n'étant pas causalité, et compte-tenu du seuil de significativité à 10 %, il faut se montrer prudent dans l'interprétation des résultats obtenus. On peut conclure à une interaction claire quand on obtient des signaux localisés qu'on peut interpréter physiquement, comme par exemple ici l'influence du front équatorial sur le vent et sa signature sur le gradient méridien de pression de surface (section II.3) : les résultats montrent qu'il contrôle la latitude des précipitations et les concentrent vers la côte lorsqu'il s'intensifie. (Réciproquement, les précipitations "redescendent" vers l' quateur lorsque le front faiblit.) Mais le passage d'une onde d'est, indexé par l'indice de vorticité à 12°N , montre par ailleurs une structure d'anomalie de grande échelle, qui vient aussi influencer les précipitations côtières. Ceci a été obtenu avec les précipitations des réanalyses ERA5, et si on effectue les régressions linéaires des précipitations observées (produit TRMM), on obtient à peu près les mêmes structures (figure 5.18). On note cependant une différence : les régressions des précipitations ERA5 montrent généralement une sorte de propagation vers le nord du signal de précipitations, avec une anomalie positive au nord et négative au sud, tandis que les régressions des précipitations TRMM montrent des structures de précipitations intenses plus rapprochées de la côte. Nous pensons que cela est dû au vent moyen qui est en moyenne trop faible dans les réanalyses ERA5

entre l'équateur et la côte, comparé aux observations (voir chapitre 4) : le signal partant du front arrivant plus vite au nord du Golfe, le contrôle du front sur la latitude des précipitations est donc plus rapide dans la réalité que dans les réanalyses.

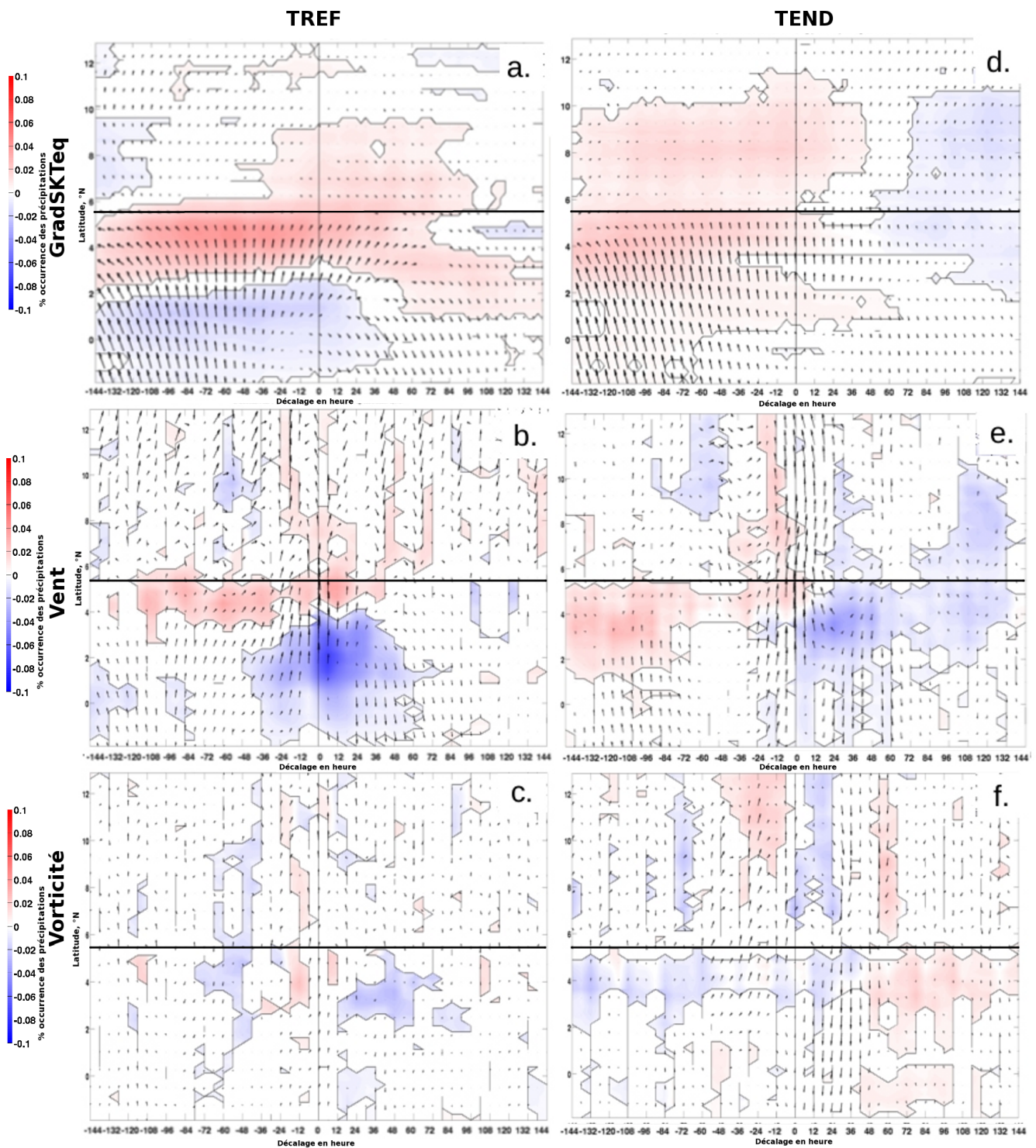


FIGURE 5.18 – Régressions linéaires des occurrences de précipitations TRMM (couleur) et du vent horizontal en surface (flèche) sur les indices : gradSKT à l'équateur (a et d), Vent (b et e), et Vorticité Sahélienne (c et f) autour de Tref (a,b,c) et Tend (d,e,f), 2000-2018.

La figure 5.18 permet alors de synthétiser les résultats obtenus à l'aune des observations de précipitation : la variabilité intrasaisonnière des précipitations dans le nord du golfe de Guinée est significativement contrôlée par les fluctuations du front équatorial en début de saison des pluies côtières, via l'impact de la latitude des précipitations

(Tref, figure 5.18a et b), et par les ondes d'est en fin de saison des pluies côtières (Tend, figure 5.18e. et f.) avec des anomalies de précipitations inversées par le passage de l'onde. Autrement dit, le front contrôle la latitude des pluies au nord du golfe de Guinée, tandis que leur fréquence est sous le régime des ondes d'est. De plus, l'importance du front décroît pendant cette période de précipitations côtières, entre Tref et Tend, tandis que celle des ondes d'est s'accroît.

Nous avons examiné ici des corrélations et tenté de les interpréter en termes d'interaction physique. Les modes " océan " et " onde d'est " apparaissent tous deux clairement importants dans les corrélations, même si cette importance varie entre Tref et Tend. Pour tenter de séparer plus nettement les structures " océan " ou " ondes d'est ", on effectue à présent des composites calées sur les agendas de fluctuations des indices associés à ces deux modes.

5.3 Impact des régimes de variabilité synoptique séparés ou combinés : analyse en composites

5.3.1 Méthode

Les composites sont calculés d'après des agendas constitués comme les jours où les indices respectent certains critères, en prenant en compte des seuils sur les séries temporelles d'indice. Pour déterminer les jours où l'influence océanique domine, nous appliquons à l'indice de vent le critère suivant : il doit être positif pour une période minimale de 3 jours consécutifs.

Pour déterminer les jours sous l'influence de la variabilité des ondes d'est (notés AEW), nous ajoutons à l'indice de vorticité un critère de contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère (TCWV pour total column water vapor) calculé avec les réanalyses ERA5. Ce critère permet de sélectionner les situations favorables au développement de la convection dans le vortex de l'onde. Les critères retenus pour la sélection des jours d'onde d'est AEW sont :

- L'indice de vorticité doit être supérieur à son dixième décile à une latitude et une longitude donnée.
- L'indice de TCWV doit être supérieur dans un carré de 2° en longitude et en latitude autour du point à sa moyenne glissante sur 6 jours, calculée dans un intervalle de quatre heures autour de l'heure du pic de vorticité (afin de s'affranchir de la variabilité diurne).

Le lissage réalisé sur les deux séries temporelles d'indice permet d'éliminer les fluctuations non-caractéristiques de chacun des deux "modes", pour ne retenir que les variations synoptiques.

Compte-tenu de la corrélation de l'indice de vorticité avec l'apparition d'une anomalie de vent de surface vers le nord 24H avant (voir figure 5.3, ou pour plus de précision, figure 5.16), l'agenda de l'indice des ondes d'est est décalé de 24H pour la formation des composites, afin d'être en phase avec l'avant de l'onde où son influence positive est la plus forte.

A partir de ces critères, nous établissons donc deux agendas (quatre avec les jours restants pour chacun des composites), nous permettant par la suite de calculer nos composites sur chacune de nos deux sous-périodes. Ces agendas seront également croisés entre eux pour mesurer la possible interaction de ces deux modes de variabilité. Le nombre de points ainsi sélectionnés pour chacun des composites, le nombre d'événements, le nombre de jours concernés, le nombre d'événements durant au moins une journée entière et la durée moyenne d'un événement, sont donnés dans le tableau 5.1. Les événements LLAC durent en moyenne trois fois plus longtemps que les événements AEW. Ces derniers ont une durée moyenne inférieure à la journée, ce qui s'explique par leur déplacement zonal et la taille réduite en longitude que nous avons choisi d'étudier. Les occurrences de leur présence simultanée ont une durée moyenne de 12H pour Tref et Tend. De plus, la durée de tels événements n'atteint presque jamais la journée. Pour autant, aucune heure de la journée ne montre d'anomalie d'occurrence significative pour aucun des événements décrits dans le tableau.

Tableau 5.1 :

Composite	Nombre évènements	Nombre jours	Durée ≥ 1 jour	Durée moyenne
LLAC	904 1551	321 507	130 225	36h 42h
noLLAC	1739 906	489 298	384 159	120h 54h
AEW	850 1170	439 503	40 104	12h 18h
noAEW	1156 885	415 339	185 133	36h 30h
LLAC & AEW	271 613	157 301	5 28	12h 12h
NoLLAC & noAEW	665 259	247 112	98 28	36h 18h

5.3.2 Résultats

La figure 5.19 montre la différence entre les périodes d'activité positive et négative du mode " interaction océan-atmosphère " (LLAC). À Tref, nous identifions l'augmentation importante de convergence de surface proche de la côte (entre 3N et 6N) ainsi qu'au-dessus du continent jusqu'à 9°N, permettant le développement de la convection et donc des précipitations dans cette région. À l'inverse au sud de 3°N, l'anomalie de divergence et la subsidence accrue ont un rôle négatif sur les précipitations, menant à leur quasi disparition entre 1°S et 3°N. On remarque qu'à cette période la différence de vent zonal est centrée sur 700 hPa à la latitude de l'augmentation de convection et limitée à son sud par la subsidence liée au pôle de divergence, expliquant en partie la variabilité de la vorticité à la côte pendant Tref (figure 5.13). De plus, le flux de mousson ne pénètre que peu sur le continent en surface à partir de la côte mais est dévié au niveau de pression 825hPa au nord de l'anomalie de vent zonal avant de redescendre en surface autour de 13°N.    Tend, le dipôle en surface de convergence / divergence, toujours localisé aux mêmes latitudes, n'interagit plus aussi fortement avec les plus hautes altitudes, la convection et la subsidence

liés à ces pôles diminuent en intensité. L'anomalie de vent zonal à 700hPa diminue de moitié en intensité, et est positionnée plus au nord d'environ 1°. Le flux de mousson ainsi que la convergence en surface sur le continent sont en revanche plus nettement présents et on observe même une ascendance vers 14°N. En revanche les anomalies de précipitation négatives au-dessus du pôle de divergence, et positive au-dessus du pôle de convergence côtiers diminuent et aucune anomalie n'est visible sur leur différence entre les périodes LLAC et noLLAC sur le continent. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus par la régression linéaire, hormis pour les précipitations provenant des réanalyses dont les régressions linéaires sur le vent et le gradient méridien de SKT équatoriale montraient autour du lag 0 une anomalie positive sur tout le continent, et pour lesquelles les composites montrent une anomalie autour de la côte ne s'étendant pas au nord de 9°N.

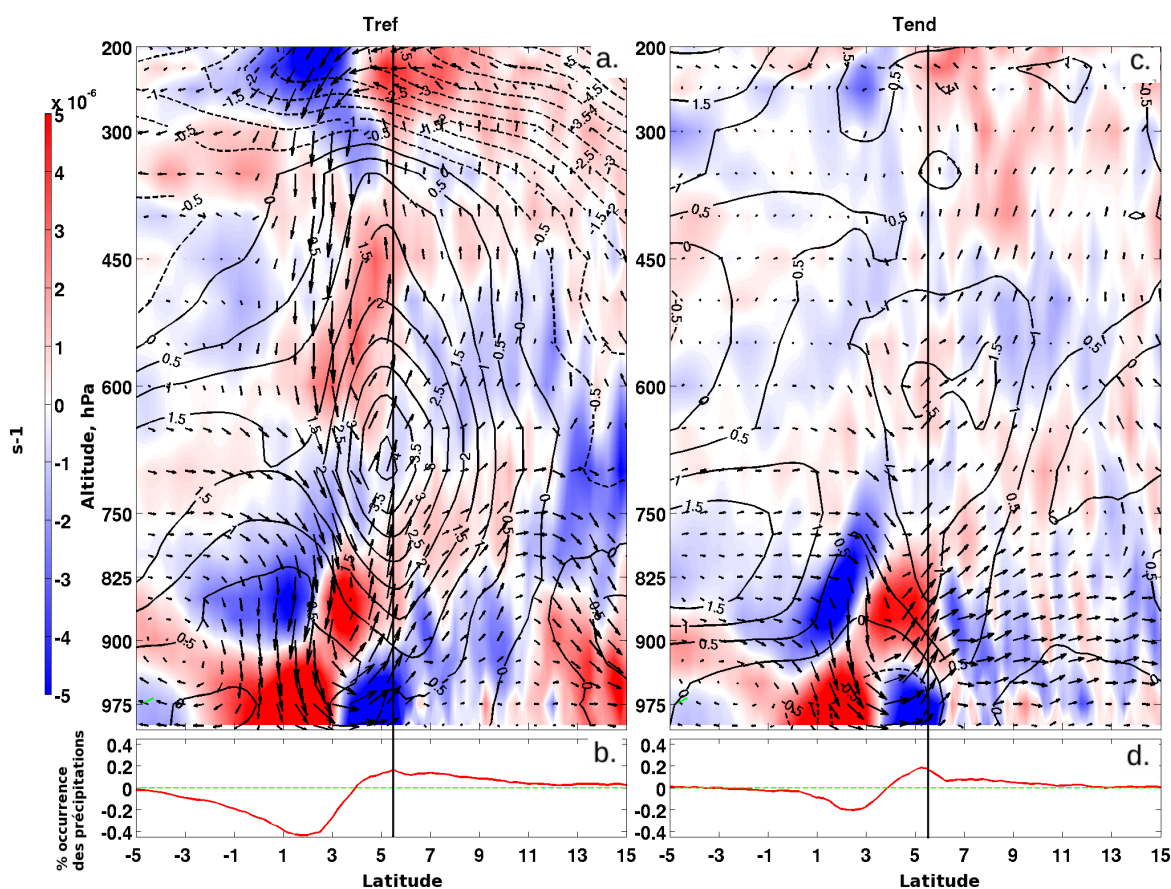


FIGURE 5.19 – Coupe verticale latitude / altitude, 1°E et 1°W, de la différence de composites LLAC-noLLAC de divergence (en couleur) et de vents (flèches, la flèche verte en bas à gauche représente un vent ascendant de 0.01 hPa/s et de 1 m/s d'orientation nord) et de la composante zonale du vent (lignes continues pour une composante vers l'est et pointillées pour une composante vers l'ouest, tous les 0.5 m/s) autour de Tref (a) et Tend (c), 2000-2018. En bas, la différence des occurrences de précipitation ERA5 autour de Tref (b) et Tend (d), 2000-2018.

La figure 5.20 montre la différence entre les composites des jours où l'influence d'une onde est détectée et des jours où aucune onde n'est détectée. Le résultat est présenté sous la forme d'une coupe verticale, intégrant les différences d'occurrence des précipitations. On observe une nette différence entre les composites à Tref et Tend. À Tref, la différence montre une anomalie de convergence au-dessus du continent au nord de 7°N où le vent est

ascendant dans la couche limite, maximal entre 9°N et 11°N, et une anomalie de divergence entre la côte et 7°N. A cette structure de grande échelle s'ajoute autour de 600 hPa une anomalie de vent vers le sud au nord de la côte (5°N). Deux anomalies de vent zonal entre 900 et 800 hPa vers l'ouest sont visibles au dessus de ces extrema de convergence, centrés sur 6°N et 10°N, ainsi qu'une circulation méridienne dans la couche limite entre ces latitudes avec un flux de retour autour de 750 hPa. Une petite anomalie positive de précipitation est également visible entre 5°N et 11°N, maximum entre 5°N et 7°N. La faiblesse de cette anomalie et la position de son maximum, là où les précipitations sont les plus variables, confirment la faible importance des ondes d'est durant cette phase de la mousson.

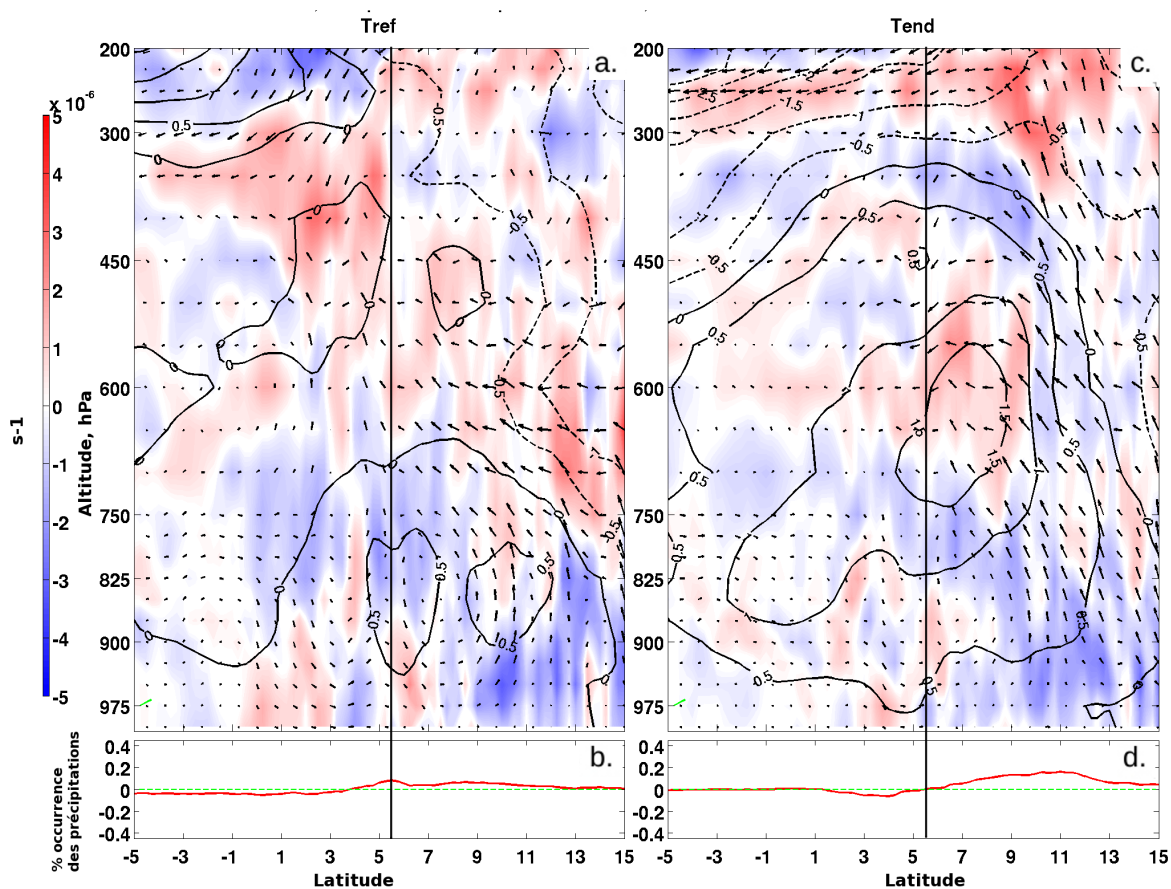


FIGURE 5.20 – Coupe verticale de la différence AEW et noAEW des composites de divergence (en couleur) et de vents (flèches, la flèche verte représentant un vent ascendant de 0.01hPa/s et de 1m/s d'orientation nord) et de la composante zonale du vent (lignes continues pour une composante vers l'ouest et pointillées pour une composante vers l'est, tous les 0.5m/s), autour de Tref (a) et Tend (c), 2000-2018. En bas la différence des occurrences ERA5 (en rouge) autour de Tref (b) et Tend (d), 2000-2018.

À Tend, la différence montre une influence claire des ondes d'est : au dessus du continent, on trouve une anomalie positive de convergence, avec des vents ascendants, et des précipitations maximum entre 9°N et 13°N où l'ascendance est présente depuis 925 hPa jusqu'à l'altitude du TEJ (200 hPa). À cette altitude, une anomalie vers le sud est observée dans toute la région étudiée, ainsi qu'une anomalie zonale vers l'est centrée au sud de 5°N. Au sud de cette anomalie d'ascendance, on observe une anomalie de vent zonal vers l'ouest, maximal (et supérieur à

1.5m/s) entre 5°N et 8.5°N et de 750 hPa à 600 hPa, cette anomalie zonale s'étend depuis la surface jusqu'à environ 450 hPa de 5°S à 12°N. On observe également autour de 600 hPa une faible anomalie vers le sud au-dessus du continent. Les caractéristiques trouvées dans les régressions linéaires sur l'indice de vortacité sont donc retrouvées dans les composites, bien que l'influence sur les précipitations au nord de la région côtière ne se retrouve nettement dans les composites qu'à Tend.

Ces deux composites montrent que le phénomène d'accélération du vent de sud couplé au gradient de SKT équatorial a une influence très marquée sur la circulation atmosphérique et les précipitations sur l'océan et la région côtière du continent, mais ne modifie que peu les précipitations au nord de 9°N. La comparaison saisonnière montre également que ce phénomène faiblit fortement entre Tref et Tend, où la convection profonde disparaît et où les anomalies de précipitations ne sont plus visibles qu'à la côte. À l'inverse, le phénomène des ondes d'est favorise la convection dans les basses couches à Tref sur le continent, mais cela ne se traduit pas dans les anomalies de précipitations, tandis qu'à Tend au nord de 9°N les ondes d'est forcent une convergence sur toute l'épaisseur de la troposphère entraînant une augmentation des précipitations. Ces deux phénomènes semblent ainsi complémentaires, c'est pourquoi nous étudierons pour conclure l'effet de leur présence en phase.

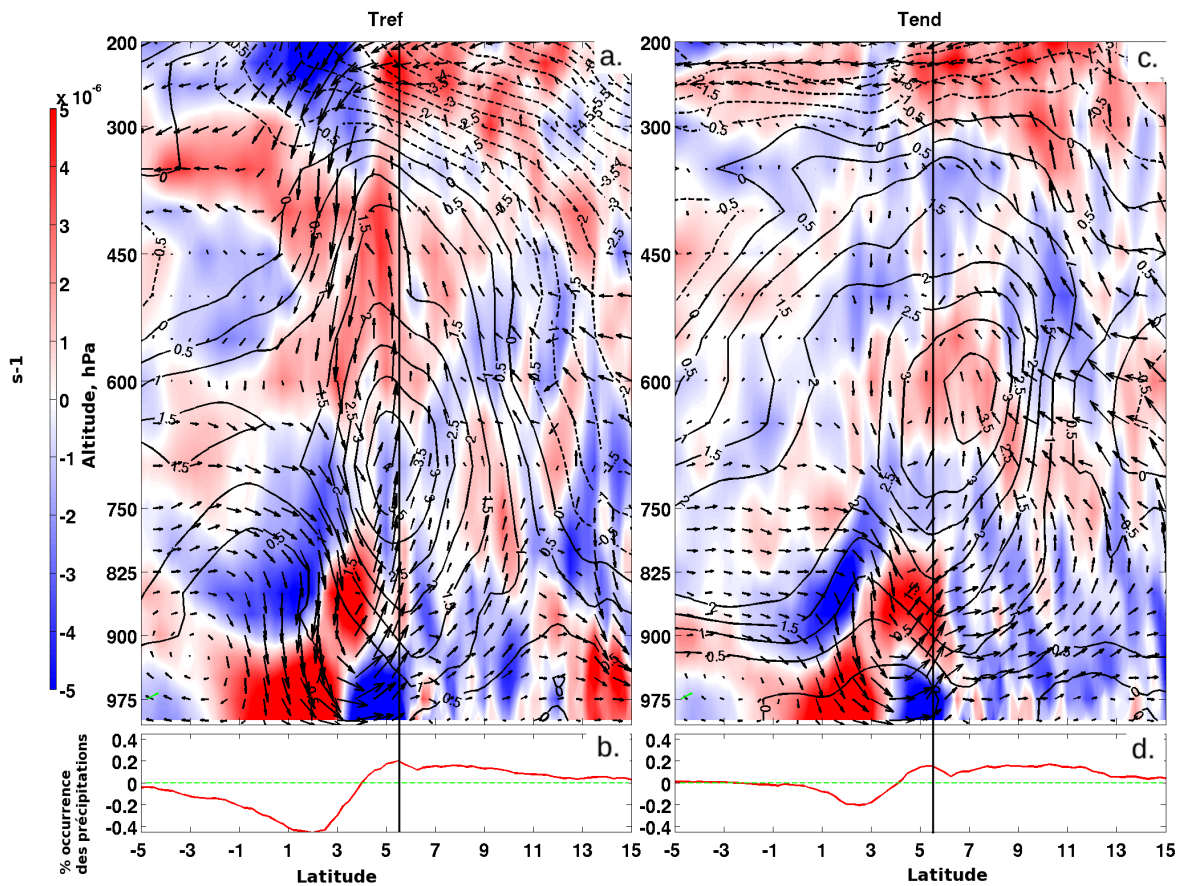


FIGURE 5.21 – Coupe verticale de la différence (LLAC et AEW)-(noLLAC et noAEW) des composites de divergence (en couleur) et de vents (flèches, la flèche verte représentant un vent ascendant de 0.01hPa/s et de 1m/s d'orientation nord) et de la composante zonale du vent (lignes continues pour une composante vers l'ouest et pointillées pour une composante vers l'est, tous les 0.5m/s), autour de Tref (a) et Tend (c), 2000-2018. En bas la différence des occurrences ERA5 (en rouge) autour de Tref (b) et Tend (d), 2000-2018.

La figure 5.21 montre la différence entre les jours où sont détectés les deux phénomènes de variabilité intra-saisonnière (événements LLAC et AEW) et les jours où aucun n'est détecté (noLLAC et noAEW). Pour les deux périodes, l'anomalie zonale vers l'est atteint en son centre un maximum de 3.5 m/s . À Tref, ce maximum est centré autour de 700 hPa sur 5°N : c'est à cette latitude que la convection est la plus forte, au-dessus de la forte convergence visible en surface. Au sud de l'anomalie zonale, au-dessus de 3°N une forte subsidence est visible depuis 200 hPa jusqu'à la surface comparable à celle vue Figure 19. Une seconde zone de convection entre 9°N et 11°N alimentée par une anomalie de convergence en dessous de 850 hPa est également visible, à Tref, elle reste faible au dessus de 750 hPa et ne semble pas produire d'anomalie dans l'occurrence des précipitations (comme dans la signature de l'onde d'est figure 5.20). Plus au nord, entre 11° et 15°N on constate une subsidence importante en dessous de 825 hPa et des anomalies de vent vers le nord faible sur tout le continent. À Tend la convection au-dessus de 5°N a fortement diminué, la convergence en surface est entièrement surmontée entre 900 hPa et 825 hPa d'une anomalie de divergence. Mais contrairement à la figure 5.19 on remarque toujours la présence d'une subsidence au-dessus de 3°N . L'anomalie de vent zonal vers l'est est maintenant centrée sur 7°N autour de 600 hPa , et son centre marque la limite sud de la convection qui s'établit dans la région de gradient négatif de vent zo-

nal, entre 7°N et 13°N. L'anomalie de convergence sur le continent s'étend en altitude jusqu'à 200hPa et augmente ainsi que l'anomalie de vent vers le nord et la subsidence disparaît entre 13°N et 15°N. Une anomalie d'occurrence des précipitations positives apparaît sur le continent depuis 5°N et jusqu'à 13°N. On trouve toujours au sud de 4°N une anomalie négative dans l'occurrence de précipitation dans la zone d'anomalie de divergence, mais moins importante qu'à Tref, en raison de la forte diminution saisonnière des précipitations sur l'océan.

La présence simultanée des deux phénomènes de variabilité intrasaisonnière semble donc favoriser l'action constatée séparément de chacun d'eux. En effet, on constate à la côte une convection plus forte que lors de la seule présence des coups de vents de sud. Sur le continent on observe à Tref au sud de 11°N une convergence plus forte en surface en comparaison de la seule influence des ondes d'est, et au nord une subsidence semblable à celle visible figure 5.19. À Tend, la convection à la côte est plus nettement importante que lors de l'influence unique des coups de vents sud, et on observe également le maintien de la subsidence au-dessus de 3°N. C'est également surtout à Tend que l'augmentation de la convergence sur le continent du fait de la simultanéité des deux phénomènes est le plus notable, particulièrement dans les précipitations ERA5 qui montre une anomalie positive sur tout le continent (figure 5.21d).

5.3.3 Synthèse

L'analyse des composites formés à partir des occurrences des événements synoptiques de LLAC et d'onde d'est nous a permis de confirmer leur influence respective sur la circulation à Tref et Tend, et plus particulièrement sur la convergence dans la basse troposphère et les précipitations. Ces résultats confortent les résultats des régressions linéaires de la section précédente : en effet, on constate à Tref, et encore plus à Tend, l'influence directe de l'onde d'est sur la convergence au dessus du continent, tandis que l'alimentation de cette convergence en humidité par l'apport de flux océanique et contrôlée via le mode couplé océan-atmosphère. Cet apport est favorisé en journée par la brise de mer, maximale à 18H, et les fronts de gravité associés. À l'inverse on ne trouve pas d'anomalie positive de précipitations au nord de 8N associée uniquement au mode océan-atmosphère, bien qu'il favorise la pénétration du flux océanique et la convergence dans la basse troposphère sur le continent. Il apparaît (figure 5.21) que lorsque les deux modes sont en phase, on trouve une anomalie positive de précipitation depuis la côte jusqu'aux latitudes où l'onde d'est favorise la convergence, à savoir 11N à Tref et 14N à Tend. Un scénario possible serait que le mode océan-atmosphère, au nord de la côte, contrôle la convergence et les précipitations à la côte, et alimente en air humide les régions plus au nord, sans que la convergence associée soit suffisante pour y générer des précipitations. Le mode d'onde d'est serait alors favorisé par la déstabilisation de l'atmosphère au-dessus du continent, provoquant des précipitations d'autant plus fortes que la perturbation est alimentée en surface par de l'air humide. On confirme alors que le mode océan-atmosphère couplé contrôlerait les latitudes des précipitations, en fonction de la pénétration du flux océanique, humide et convergent, et les ondes d'est disposeraient de ce flux pour

renforcer l'intensité de la convection sur le continent, et ainsi contrôler la variabilité et l'occurrence des précipitations.

5.4 Rôle de l'upwelling côtier sur la variabilité intrasaisonnière

Pour finir, on peut se demander au vu des résultats du chapitre 4 s'il peut y avoir une influence de l'upwelling côtier à l'échelle intrasaisonnière. Pour cela, on introduit un 4ème indice construit avec le gradient méridien de SKT entre 0.5° et 2° au sud de la côte entre les longitudes 3°O et 1°E, caractérisant l'activité intrasaisonnière de l'upwelling côtier guinéen ("gradSKT côtier" par la suite).

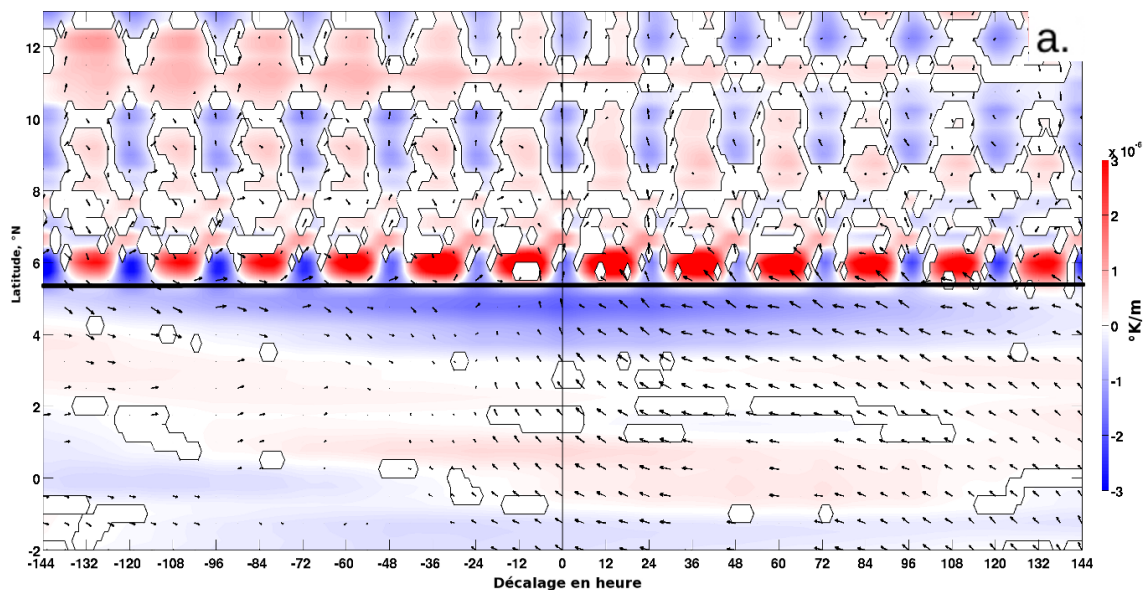


FIGURE 5.22 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O, de $dSKT/dY$ (couleur) et du vent horizontal en surface (flèche) sur l'indice gradSKT à la côte. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.

Puis on examine les régressions linéaires sur le gradSKT côtier à Tend. Les figures suivantes présentent les structures d'anomalies associées à une fluctuation du gradSKT côtier d'un écart-type, avec le signe moins : on voit ainsi les signaux qui précèdent et suivent un refroidissement de l'upwelling côtier d'environ 0.5°C (le long de la côte, côté océan, en bleu sur la figure 5.22), et en particulier son impact sur le vent de surface. L'indice de gradient côtier correspond bien à l'intensification de l'upwelling côtier pendant quelques jours côté océan, tandis qu'à cheval sur la côte on voit les anomalies de gradient positives le jour (continent plus chaud que l'océan) et négatives la nuit. La régression est calée sur minuit, en phase brise de terre (gradient négatif au lag 0). L'effet de l'upwelling côtier plus intense se repère dans l'intensité des anomalies diurnes de gradient de température terre-mer : l'anomalie de nuit, négative, est moins intense (brise de terre plus faible) et l'anomalie de jour, positive, est plus intense (brise de mer plus forte) à mesure que l'anomalie froide se développe dans l'upwelling côtier.

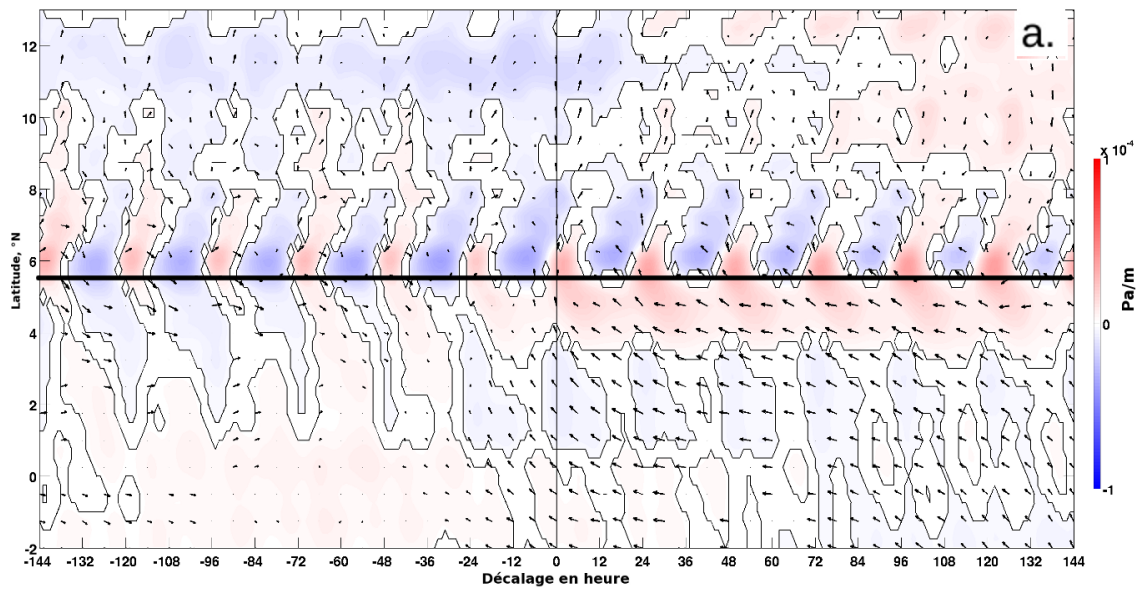


FIGURE 5.23 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O, de $dSLP/dY$ (couleur) et du vent horizontal en surface (flèche) sur l'indice gradSKT à la côte. Présentée en lags (abscisses, en heures) latitudes (ordonnées, en °) autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.

On voit aussi les anomalies de gradient de pression correspondant à ce signal (figure 5.23) : positives la nuit (brise de terre) et négatives le jour (brise de mer). Le vent du sud est accéléré (anomalies vers le nord) par la phase brise de mer à 18h et minuit (lags -6 et 0, modulo 24), tandis que la figure 5.23 suggère des anomalies inverses à 6h et 12h. Cependant il est clair que l'intensification de l'upwelling côtier tend à diminuer les fluctuations reliées à la brise de terre et à intensifier celles reliée à la brise de mer.

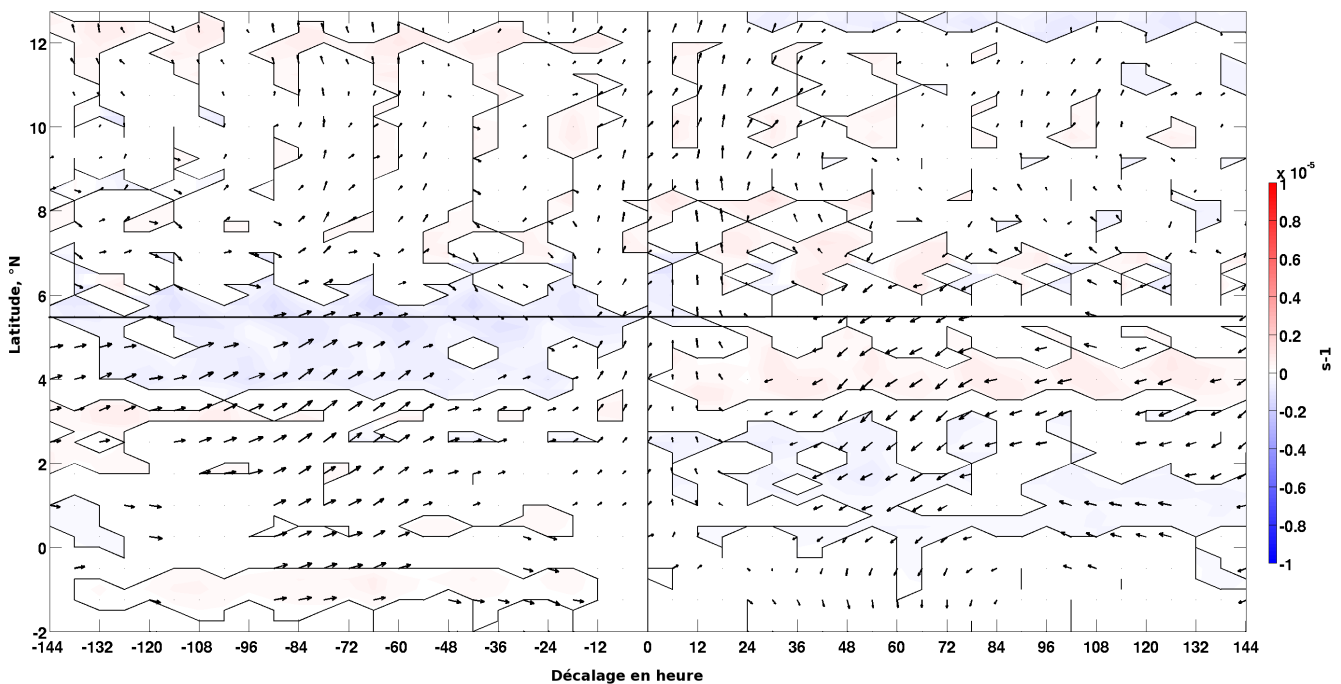


FIGURE 5.24 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O, de la divergence (couleur) et du vent horizontal (flèche) à 850hPa sur l'indice de gradSKT à la côte, autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.

Côté océan, une anomalie positive de gradient méridional de pression se développe au-dessus de l'anomalie négative de gradSKT (vers 4-5N, figure 5.23) : il semble avoir pour effet de créer une anomalie du vent dirigée vers l'ouest aux lags positifs. Le signal de gradSKT côtier est auparavant relié au passage d'une perturbation de grande échelle, avec des anomalies de vent vers l'est : quels que soient les mécanismes océaniques impliqués (il semble que cela soit plus complexe qu'un simple transport d'Ekman vers le large, voir par exemple Djakouré et al. 2017), cette perturbation entraîne l'intensification de l'upwelling côtier, qui entraîne à son tour une inversion des anomalies de vent locales. On a donc ici la signature d'une rétroaction négative entre le vent et l'upwelling côtier à l'échelle intrasaisonnière : cela appuie l'hypothèse émise au chapitre 4, à savoir que l'upwelling côtier joue un rôle dans la transition saisonnière autour de Tend, en modifiant l'influence des régimes de brise. On observe alors juste au sud de la côte des signaux, par exemple de gradient méridien de pression (figure 23), qui correspondent à la signature de la réponse atmosphérique au renforcement de l'upwelling côtier à l'échelle de quelques jours.

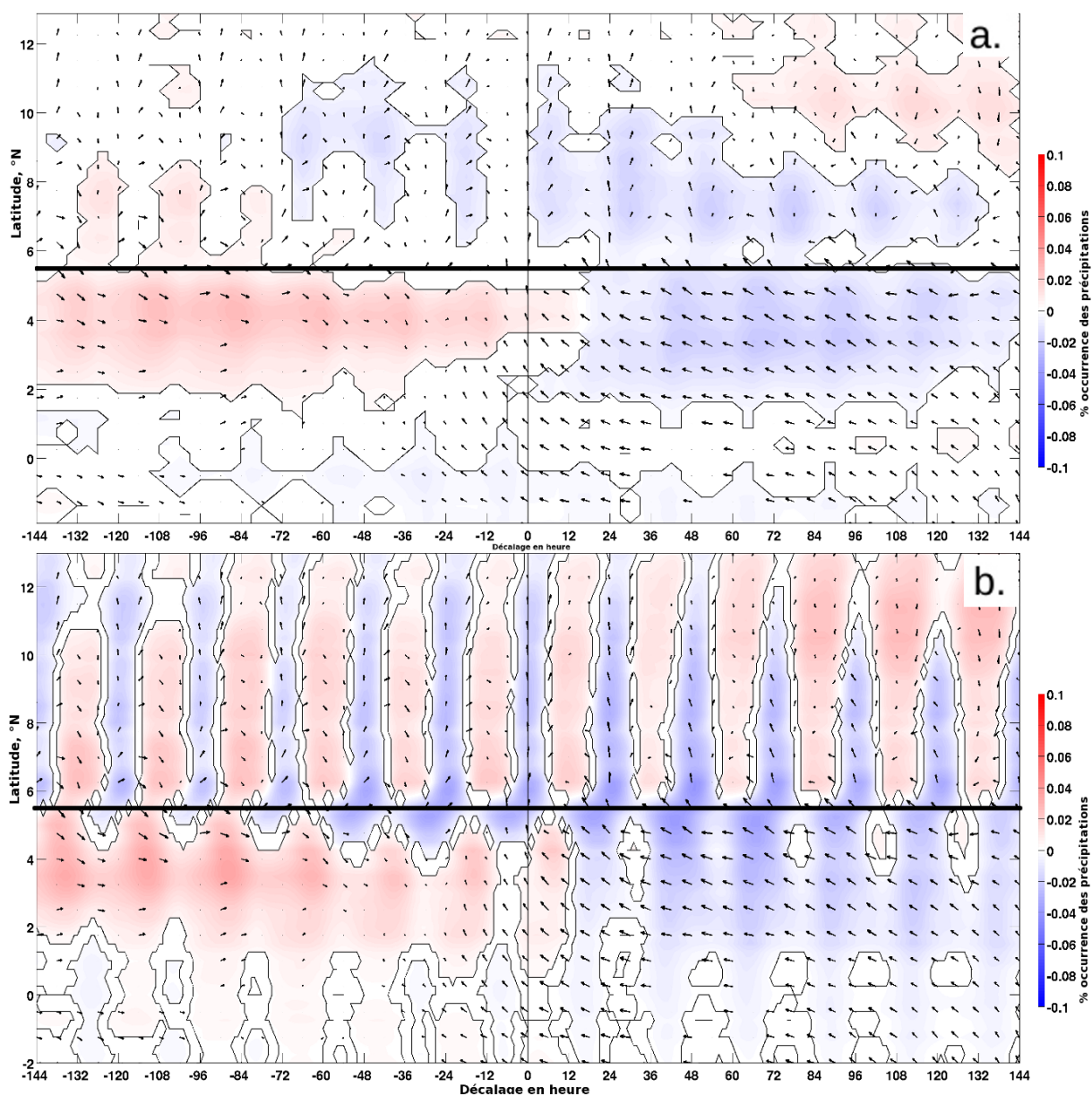


FIGURE 5.25 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O, de l'occurrence de précipitation (couleur) TRMM (a) et ERA5 (b) et du vent horizontal (flèche) à 850hPa sur l'indice de gradSKT à la côte, autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.

Côté continent, l'upwelling côtier permet au vent de surface de circuler plus vite vers le nord pendant la nuit. Ceci influence la convergence en région côtière jusqu'à 850hPa (figure 5.24) avec, dans les jours qui suivent le lag 0, une anomalie positive (divergence) faible mais néanmoins significative dans la région côtière entre 4N et 5N : la convergence côtière est diminuée, allant dans le sens des conclusions du chapitre précédent. Cela s'accompagne d'un signal de diminution des précipitations en région côtière (figure 5.25b) : aux lags négatifs, la perturbation qui renforce l'upwelling côtier dans les jours qui suivent apporte d'abord plus de pluie entre 2 et 6N. Ce signal s'inverse après le lag 0 : le renforcement de l'upwelling côtier semble diminuer cet apport, alors que les précipitations augmentent au nord de 8N après quelques jours. Ce signal est également visible dans la régression linéaire des observations TRMM (figure 5.25a), avec néanmoins une variabilité diurne peu visible sur le continent, au contraire

des réanalyses où la périodicité diurne reste très forte sur le continent.

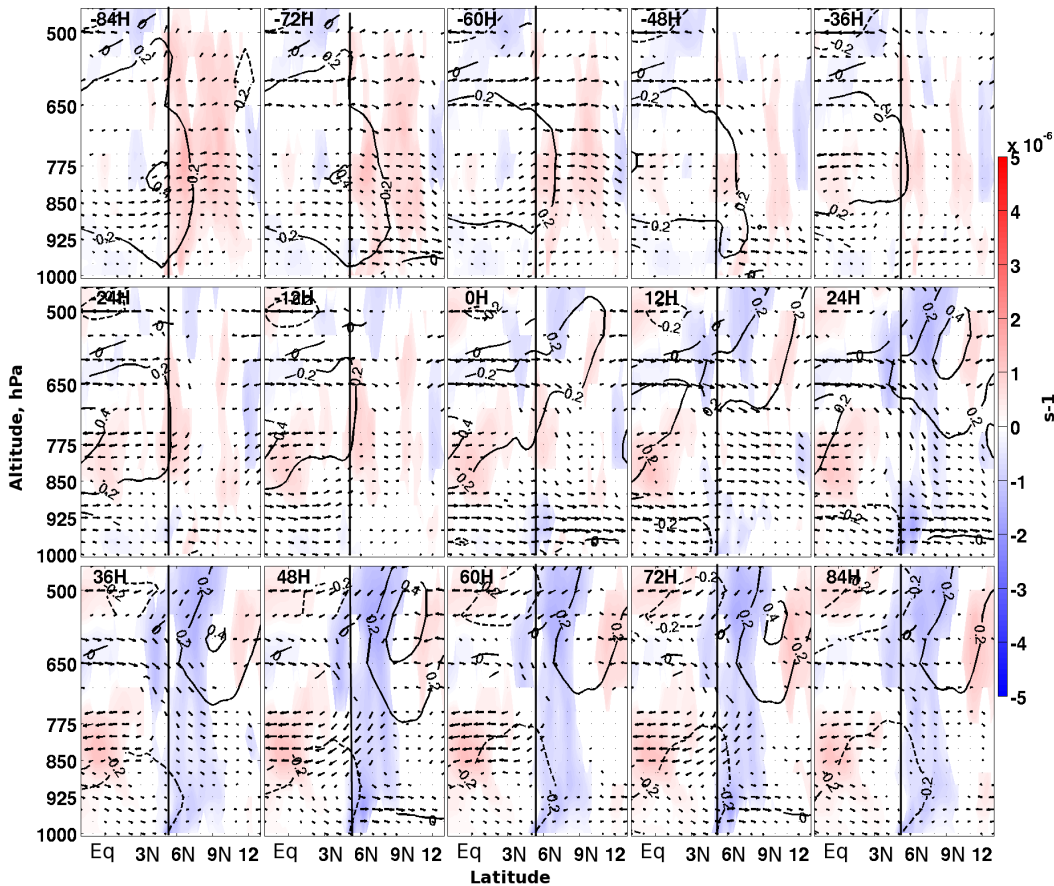


FIGURE 5.26 – Régression linéaire en coupe verticale latitude/altitude entre 1 °E et 1 °O, de la vorticité (en couleur), du vent zonal (en contour pleins lorsque positif et pointillés lorsque négatif), et du vent méridien/vertical (flèches) sur l'indice de gradSKT à la côte, autour de Tend, 2000-2018. La ligne noire symbolise la côte à une latitude moyenne de 5.5°N.

Dans le profil vertical de vorticité (figure 5.26), on retrouve aux lags négatifs la signature de la perturbation qui amène le refroidissement de l'upwelling côtier (signal de vorticité positive). A partir du lag 0, près de la côte (5-6N), on voit un signal de vorticité négative se développer entre 500 et 650 hPa, soit un peu au-dessus de la position moyenne du JEA (500-700 hPa). Ce signal se renforce aux lags suivants, et correspond à un ralentissement du vent d'est entre 6 et 9N (anomalie de +0.4 m/s). Il est ainsi possible que l'upwelling côtier, en diminuant la convergence de basse couche en région côtière, entraîne une subsidence sur cette région et un ralentissement du jet entre 500 et 800 hPa, avec un maximum entre 9N et 12N. Un dipôle d'anomalies significatives de vorticité accompagne ce ralentissement aux mêmes altitudes, avec un maximum aux environs du lag 72h. La figure 5.27 montre cette structure via la régression linéaire de la vorticité à 700 hPa : on y retrouve un signal positif entre 4N et 11N lié à la phase positive de l'onde, signal qui devient négatif après le lag 0. On peut aussi observer au bout de quelques jours une anomalie de vorticité positive au nord de 10N, ainsi que des précipitation plus intenses, renforçant l'idée que l'intensification de l'upwelling côtier tend à diminuer la formation de MCS et donc les précipitations au sud de

10N. tandis qu'il pourrait les renforcer au nord de 10N.

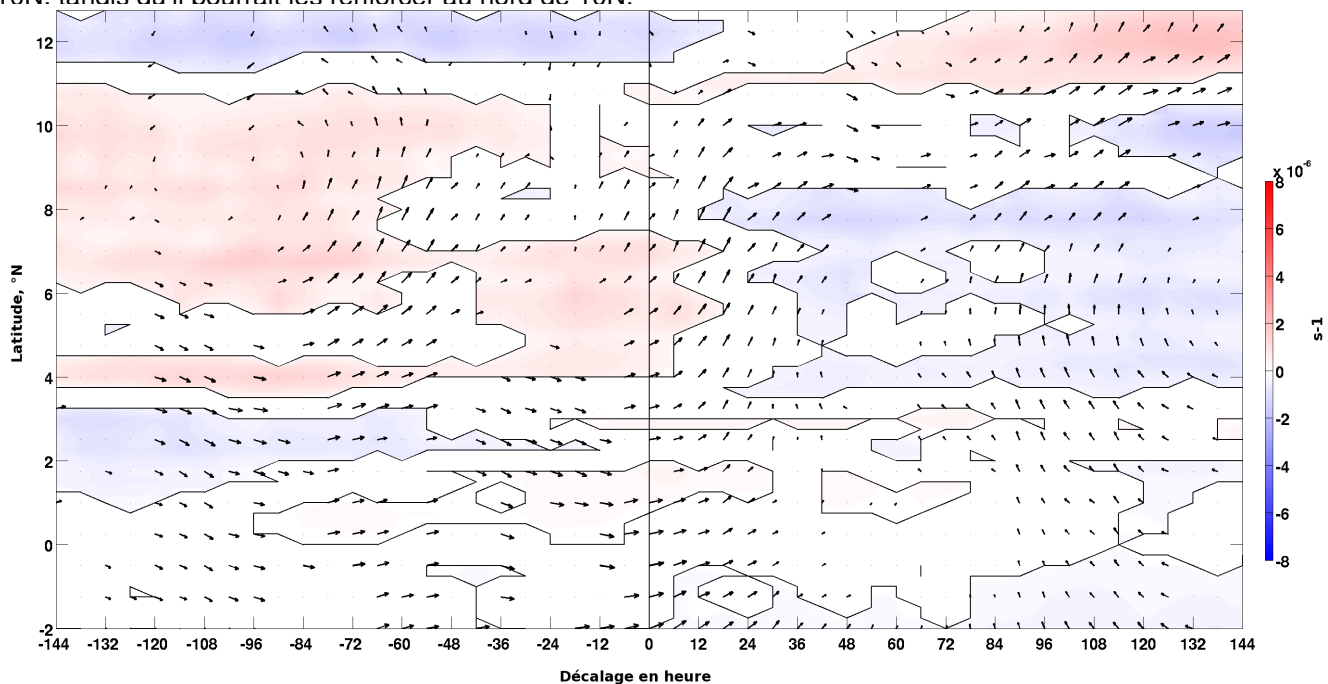


FIGURE 5.27 – Régression linéaire entre 1°E et 1°O, de la vorticité (couleur) et du vent horizontal (flèche) à 700hPa sur l'indice gradSKT à la côte autour de Tend, 2000-2018

Notons que les régressions étudiées ont été obtenues avec un indice de gradient de SKT près de la côte qui est probablement sous-estimé dans ERA5 puisque les réanalyses semblaient montrer un biais chaud dans cette zone d'upwelling côtier (voir figures supplémentaires de l'article au chapitre 4). En réalité, le rôle de l'upwelling côtier pourrait donc être plus important encore que ce qu'on peut déduire à partir des résultats avec ERA5. La régression des précipitations TRMM sur cet indice gradSKT côtier pour Tend (figure 5.25a) nous permet d'évaluer cet impact dans les observations et montrent des résultats similaires : lorsque des anomalies de vent soufflent le long de la côte vers l'est, les précipitations sont plus intenses entre 2N et 6N, et l'upwelling côtier s'intensifie. Au bout de quelques jours, les anomalies de vent sont inversées, et les précipitations diminuent entre 2N et 6N. L'influence océanique dominante autour de Tend pourrait donc être principalement côtière et plus du tout équatoriale.

Notons pour finir que nous n'avons commenté que les résultats obtenus pour des régressions linéaires à Tend, mais les résultats pour Tref (non montrés) sont très similaires, les différences pouvant être attribuées au changement saisonnier entre Tref et Tend. Il nous a paru cependant inutile de les montrer puisque ce qui nous intéresse surtout est l'influence de l'upwelling côtier une fois qu'il est pleinement développé, soit à Tend.

Bien sûr, tous ces signaux peuvent aussi s'interpréter en phase opposée : un réchauffement de l'upwelling côtier augmente les précipitations en région côtière. Mais ce signal à l'échelle intrasaisonnière contribue forcément à construire le cycle saisonnier étudié au chapitre précédent : le développement et l'amortissement des processus à l'œuvre peuvent alors être étudiés à l'échelle de quelques jours.

Pour conclure cette section, nous avons examiné le signal intrasaisonnier corrélé aux fluctuations de l'upwelling cô-

tier. On peut expliquer la diminution des précipitations côtières suivant un épisode de refroidissement de l'upwelling côtier pendant quelques jours par les deux mécanismes suivants : - la convergence côtière est diminuée suite au ralentissement des vents de surface quand ils passent au-dessus de l'upwelling, ce qui entraîne une subsidence et défavorise la convection atmosphérique profonde, - la subsidence au dessus de la côte pourrait entraîner une diminution de la vorticité sur le bord sud du jet à 700 hPa, ce qui inhibe la formation de MCS et donc tend aussi à diminuer les précipitations.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Dans cette thèse, nous avons étudié l'impact de l'océan sur la variabilité de la mousson en Afrique de l'Ouest dans sa phase " côtière ", soit entre fin mai et mi-juillet, lorsque les précipitations sont les plus fortes à la latitude des régions côtières de la Côte d'Ivoire au Nigéria. Nous poursuivons des travaux antérieurs qui ont montré l'impact du couplage océan-atmosphère dans le golfe de Guinée (à l'est de 10W) sur ces précipitations côtières : la langue d'eau froide (upwelling équatorial), contrôlée par les alizés de l'hémisphère sud qui forçissent en mars-avril, se refroidit fortement en avril-mai, ce qui génère un gradient de pression très important au-dessus du front nord (le long de 1N) et " accélère " les vents de surface vers le nord, repoussant la bande de précipitations vers la côte (Leduc-Leballeur et al. 2013, Meynadier et al. 2016). L'idée ici était de mieux comprendre cette phase de précipitations côtières : retrouve-t-on les résultats précédents avec des jeux de données différents ? Quels sont les rôles du cycle diurne ou de la variabilité intrasaisonnière dans les variations des précipitations côtières ? L'émergence de l'upwelling côtier le long de la côte guinéenne joue-t-il un rôle sur leur arrêt de juillet à septembre (" petite saison sèche") ?

Principaux résultats

Nous avons tout d'abord analysé la climatologie des nouveaux jeux de données disponibles pour la période 2008-2015 (données des bouées PIRATA, vent de surface ASCAT, et nuages convectifs MSG), puis mis au point des indicateurs temporels qui permettent de cerner au mieux le début et la fin de cette saison des pluies côtières. La langue d'eau froide au printemps boréal connaît en effet une très forte variabilité interannuelle, avec des dates de formation pouvant varier de plusieurs semaines d'une année sur l'autre. Les études précédentes ont utilisé un marquage temporel fondé plutôt sur la structure de vent qui s'établit en réponse à l'émergence de la langue d'eau froide. Le même critère est repris ici pour déterminer Tref, et des résultats similaires sont retrouvés : le front nord de la langue d'eau froide a bien pour effet de " repousser " les pluies vers le nord et de les intensifier le long de la côte.

Pour marquer la fin des précipitations côtières (Tend), un indice correspondant au gradient méridien de température de surface est utilisé juste au large de la côte, afin de caractériser l'émergence de l'upwelling côtier, soupçonné d'être relié au démarrage de la " petite saison sèche " observée l'été dans cette région. Nos résultats vont parfaitement dans ce sens : Tend coïncide avec l'arrêt des précipitations côtières, aussi bien dans les réanalyses que dans les observations. Et en effet, le refroidissement de la température de surface dans la zone d'upwelling a pour conséquence de ralentir les vents du sud juste au sud de la côte, diminuant mécaniquement la convergence côtière et la convergence du transport d'humidité autour de la côte.

L'upwelling côtier a également un effet à l'échelle diurne. Nous montrons en effet que le cycle diurne des précipitations près de la côte suit complètement la modulation de la convergence de basse couche par l'alternance brise de mer / brise de terre, pilotée par l'inversion du gradient de température de surface de part et d'autre de la côte. Les précipitations sont maximales au sud de la côte entre le coucher du soleil et le lendemain midi, lorsque la brise de terre augmente la convergence côté océan et la divergence côté continent. Il pleut ensuite le jour côté continent, sous l'impulsion de la brise de mer, mais les précipitations sont beaucoup moins abondantes : cela explique pourquoi on voit l'essentiel des précipitations tomber du côté océan pendant la phase de précipitations côtières. Or, l'émergence de l'upwelling côtier a pour effet d'augmenter le gradient de température le jour et de le diminuer la nuit, théoriquement il entraîne donc une brise de terre plus intense et une brise de mer moins intense. Comme c'est cette dernière qui génère principalement les pluies côtières océaniques, on comprend comment ces dernières pourraient être stoppées par l'émergence de l'upwelling côtier.

Un autre résultat de cette étude est la mise en évidence d'un signal convergent qu'on peut interpréter comme un front de densité issu de la brise de terre pendant la nuit et jusqu'en milieu de journée suivante, front très étalé mais qu'on peut deviner se propager vers le sud sur plusieurs centaines de km au-dessus de l'océan. Mais les données ERA5 souffrent probablement d'un biais de vent moyen trop faible entre l'équateur et la côte, et dans les observations la bande de précipitations TRMM est plus tassée contre la côte que les ERA5 : en sous-estimant l'impact de l'upwelling côtier sur la divergence près de la surface, ce biais explique peut-être pourquoi les précipitations disparaissent clairement au sud de 6N après Tend dans les observations, tandis qu'elles persistent encore un peu dans les données ERA5.

Nos analyses montrent également que, malgré une bonne reproduction de la variabilité diurne par rapport aux observations TRMM, le pic de convergence et de précipitations se produit toujours 2 à 3 heures trop tôt dans la journée. Ceci avait déjà été montré en moyenne entre juin et août pour la région centrale du Sahel [5°– 20°N, 10°– 30°E] par Bechtold et al. (2014) qui évaluait le nouveau schéma de convection utilisé dans les réanalyses ERA5. Ce schéma de convection, fonctionnant avec une fermeture CAPE, permet un cycle diurne mieux phasé que dans les précédentes versions mais est très sensible à la température de surface. Soulignons ici que nous considérons cette dernière avec beaucoup de prudence : aucune conclusion majeure n'est fondée sur ces données de température de surface continentale ERA5, seul leur gradient avec les données de température de surface océaniques est

considéré pour étudier le régime des brises de mer et de terre. Les données ERA5 de température de surface côté océan sont probablement beaucoup plus fiables, car assimilant les données de SST observées.

L'étude de la variabilité intrasaisonnière des coups de vents sud et des ondes d'est nous renseigne sur le rôle respectif de ces deux phénomènes dans la variabilité synoptique des précipitations durant la mousson. Nous avons mis en évidence qu'au début de la saison côtière (à Tref), les coups de vent sud ont principalement pour effet de pousser vers le nord les précipitations via une intensification du front océanique équatorial. Cela est observé dans les précipitations ERA5 comme dans les données TRMM, mais les observations présentent des anomalies plus concentrées vers la côte, ce qui s'explique de nouveau par le vent moyen du sud entre l'équateur et la côte qui est trop faible dans les réanalyses ERA5. Lorsqu'elles sont en phase avec les coups de vent, les ondes d'est permettent une extension des anomalies de précipitations plus au nord sur le continent, qui se succèdent avec une périodicité de l'ordre de 3 jours : lorsque ces deux anomalies intrasaisonnières apparaissent en phase, un mécanisme proposé est le suivant : un apport d'air humide par les coups de vents du sud dans la zone d'influence de l'onde d'est permet d'alimenter la convection au dessus du continent, convection elle même initiée ou favorisée par la déstabilisation de la colonne d'air produite par le passage de l'onde d'est. Enfin, nous observons entre le début et la fin de la phase côtière une diminution de l'importance du front océanique au profit de celle des ondes d'est pour le contrôle des précipitations.

Le rôle de l'upwelling côtier est mesuré à l'échelle intrasaisonnière via le gradient de température près de la côte : il semble avoir un impact significatif sur les précipitations côtières, via une anomalie subsidente lorsque l'upwelling refroidit, ce qui diminue la convergence côtière donc les précipitations. Plus étonnant, ce refroidissement côtier semble influencer la vortacité de surface très localement, mais également à plus haute altitude, vers 500-700 hPa au niveau du bord sud du Jet d'Est Africain. S'il ne s'agit pas d'un artefact statistique, ce signal pourrait aussi traduire un mécanisme expliquant pourquoi les précipitations diminuent, en réduisant le champ de vortacité moyen, ce qui défavorise la formation de systèmes convectifs.

6.1 Perspectives

Afin de consolider les résultats obtenus dans cette thèse, il conviendrait d'étendre l'étude à d'autres réanalyses provenant de modèles couplés océan - atmosphère et de modèles régionaux. C'est vrai particulièrement en ce qui concerne la présence et l'intensité de la LLAC, dont nous avons constaté que la représentation dans ERA5 est moins bonne que ce qui avait précédemment été montré dans ERA-Intérim, mais surtout dans CFSR, qui bénéficie d'un couplage entre océan et atmosphère : cela interroge sur les raisons de ces différences, notamment sur l'importance des paramétrisations du couplage océan-atmosphère. Il nous semble qu'il conviendrait également de regarder la modélisation du cycle diurne de la convection et des précipitations à la côte pour d'autres réanalyses, en utilisant

par exemple les outils d'analyse du cycle diurne mis en place pour ERA5, afin de confirmer leur lien avec l'évolution saisonnière de la mousson. Ce travail est en partie réalisé dans l'article présenté au chapitre 4, avec un début d'analyse du cycle diurne de la convergence des réanalyses JRA, MERRA-2 et CFSR.

Toujours dans l'idée de confirmer nos résultats, il conviendrait dans un premier temps de comparer les résultats obtenus en termes d'occurrence de précipitations en refaisant ces analyses avec leur intensité : en effet, on sait que les réanalyses ont tendance à "faire" globalement plus de précipitations, mais en moins d'épisodes (qui sont alors plus intenses) que dans les produits d'observation. Puis il faudrait refaire les analyses avec des produits de précipitations plus récents, compte tenu des défauts connus de TRMM dans la représentation de l'intensité des précipitations, particulièrement pour les précipitations de la convection peu profonde. La base de données IMERG (Dezfuli et al. 2017) semble un bon candidat pour cela : ce produit, développé depuis le lancement de la constellation GPM (Global Precipitation Mission), intègre les données exploitées dans le produit TRMM avec des algorithmes améliorés. Enfin, les analyses à l'échelle saisonnière (chapitre 5) doivent être confrontées aux données recueillies par la campagne d'observation DACCIIWA, afin de pouvoir tenir compte des défauts de représentation dans ERA5. Il resterait également à mieux comprendre la disparition de la convection profonde et l'intensification des précipitations de basse couche autour de Tend.

Pour l'étude de la variabilité intrasaisonnière, nous pensons qu'il serait utile d'affiner la compréhension du rôle du cycle diurne, avec par exemple une étude spécifique pour chaque tranche horaire. Cette approche a été entreprise récemment, mais a soulevé le problème de l'adéquation des précipitations dans les composites. De plus, une analyse de la répartition dans le temps des différents "modes" intrasaisonniers, avec par exemple une analyse par EOF étendu (analyses en composantes principales spatio-temporelles), permettrait peut-être de distinguer, pour les ondes d'est, la présence et l'influence des trains d'ondes qui sont ici "écrasés" par la régression linéaire. L'analyse de la répartition dans le temps permettrait également de faire le lien avec les autres modes intrasaisonniers connus (onde de Kelvin, mode Sahélien) ainsi qu'avec les changements saisonniers (petite saison sèche à la côte par exemple).

Il semble intéressant de masquer l'upwelling côtier dans une modélisation atmosphérique régionale, afin de mesurer son rôle sur l'évolution intrasaisonnière des régimes de brise, sur l'heure d'inversion du gradient de température, et sur le cycle diurne des précipitations. Cela afin de démontrer ou d'infirmer l'hypothèse que l'intensification de l'upwelling côtier contribue bien au démarrage de la " petite saison sèche ", et si oui d'examiner les mécanismes impliqués (en particulier, s'il a un impact sur le jet d'est africain). Une étude préliminaire a été menée au LATMOS avec le modèle atmosphérique régional WRF, elle montre une signature claire des mécanismes suggérés ici et qui se mettent en place suite à l'émergence de l'upwelling côtier, confirmant les résultats énoncés au chapitre 5.

Pour finir, à partir des résultats obtenus sur le couplage océan atmosphère, il nous semble aussi très urgent d'étudier la seconde saison des pluies côtières, en septembre-octobre, puisque c'est la saison où le plus d'inondations catastrophiques ont eu lieu ces dernières années. Comment les précipitations sont-elles reliées aux conditions de

surface et de dynamique atmosphérique sur l'océan ? Alors que les conditions de surface sur le continent sont très différentes, que la température de l'eau dans le Golfe de Guinée remonte et que les upwellings, équatorial et côtier, se dissipent, quel rôle joue l'océan et le couplage océan-atmosphère à cette période ? Le cycle diurne du gradient de température étant directement impacté, avec des alizés plus faibles et plus au sud, que deviennent les effets de la brise de mer et de la brise de terre ?

Bibliographie

- [1] Abayomi, A. A., B. J. Abiodun and B. J. Omotosho, 2007 : An Observational Study of Sea Breeze over Nigerian Coastal Region. *Research Journal of Applied Sciences*, 2 : 745-751.
- [2] Acheampong, P.K. (1982) Rainfall anomaly along the coast of Ghana. Its nature and causes. *Geografiska Annaler, Series A : Physical Geography*, 64, 199–211
- [3] Adler, B., Kalthoff, N., and Gantner, L., 2017 : Nocturnal low-level clouds over southern West Africa analysed using high-resolution simulations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 899–910, <https://doi.org/10.5194/acp-17-899-2017>, 2017.
- [4] Adler, B., Babić, K., Kalthoff, N., Lohou, F., Lothon, M., Dione, C., Pedruzo-Bagazgoitia, X., and Andersen, H., 2019 : Nocturnal low-level clouds in the atmospheric boundary layer over southern West Africa : an observation-based analysis of conditions and processes, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 663–681, <https://doi.org/10.5194/acp-19-663-2019>, 2019.
- [5] Akinsanola, A. A., K. I. Ogunjobi, V. O. Ajayi, E. A. Adefisan, J. A. Omotosho and S. Sanogo, 2016 : Comparison of five gridded precipitation products at climatological scales over West Africa. *Meteorol. Atmos. Phys.*, DOI 10.1007/s00703-016-0493-6.
- [6] Akinsanola, A.A., Zhou, W. Dynamic and thermodynamic factors controlling increasing summer monsoon rainfall over the West African Sahel. *Climate Dynamics*, 52, 4501–4514 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4394-x>
- [7] Alaka, G. J., and E. D. Maloney, 2012 : The Influence of the MJO on Upstream Precursors to African Easterly Waves. *Journal of Climate*, 25, 3219–3236, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00232.1>.
- [8] Ali, K. E., K. Y. Kouadio, E.-P. Zahiri, A. Aman, A.P. Assamoi and B. Bourles, 2011 : Influence of the Gulf of Guinea Coastal and Equatorial Upwellings on the Precipitations along its Northern Coasts during the Boreal Summer Period. *Asian Journal of Applied Sciences*, 4 : 271-285.

- [9] Aman, A. , Toualy, E. and Yoroba, F. (2018) On the Causes of the Minor Dry Season over the Coastal Region of the Northern Gulf of Guinea. *Atmospheric and Climate Sciences*, 8, 121-133. doi : 10.4236/acs.2018.82009.
- [10] Bain, C.L., Parker, D.J., Dixon, N., Fink, A.H., Taylor, C.M., Brooks, B. and Milton, S.F. (2011), Anatomy of an observed African easterly wave in July 2006. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 : 923-933. doi :10.1002/qj.812
- [11] Bajamgnigni Gbambie, A. S., and D.G. Steyn, 2013 : Sea breezes at Cotonou and their interaction with the West African monsoon. *Int. J. Climatol.*, 33, 2889-2899.
- [12] Bakun, A., 1978 : Guinea Current upwelling. *Nature*, 271, 147-150, <https://doi.org/10.1038/271147a0>
- [13] Bechtold, P., Semane, N., Lopez, P., Chaboureau, J.-P., Beljaars, A. and Bormann, N. (2014) Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(2), 734–753.
- [14] Belmonte Rivas, M. and Stoffelen, A. (2019) Characterizing ERA-Interim and ERA5 surface wind biases using ASCAT. *Ocean Science*, 15(3), 831–852. <https://doi.org/10.5194/os-15-831-2019>
- [15] Bennartz, R. and Schroeder, M. (2012) Convective activity over Africa and the tropical Atlantic inferred from 20 years of geostationary Meteosat infrared observations. *Journal of Climate*, 25, 156–169
- [16] Berry, G., Thorncroft, C., Hewson, T. (2007). African Easterly Waves during 2004—Analysis Using Objective Techniques. *Monthly Weather Review*, 135(4), 1251–1267. doi :10.1175/mwr3343.1
- [17] Berry, G. J., and C. D. Thorncroft, 2012 : African Easterly Wave Dynamics in a Mesoscale Numerical Model : The Upscale Role of Convection. *J. Atmos. Sci.*, 69, 1267–1283, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-099.1>.
- [18] Besson, L., and Y. Lemaître, 2014 : Mesoscale Convective Systems in Relation to African and Tropical Easterly Jets. *Monthly Weather Review*, 142, 3224–3242, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00247.1>.
- [19] Birch, C. E., M. J. Roberts, L. Garcia-Carreras, D. Ackerley, M. J. Reeder, A. P. Lock, and R. Schiemann, 2015 : Sea-Breeze Dynamics and Convection Initiation : The Influence of Convective Parameterization in Weather and Climate Model Biases. *Journal of Climate*, 28, 8093–8108, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00850.1>.
- [20] Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. et al. Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nature Geosci.* 8, 261–268 (2015). <https://doi.org/10.1038/ngeo2398>
- [21] Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Pelon, J., Chong, M. and Dabas, A. (2008), Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region : A representative case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134 : 621-634. doi :10.1002/qj.244

- [22] Bouniol, D., F. Couvreur, P. Kamsu-Tamo, M. Leplay, F. Guichard, F. Favot, and E. J. O'Connor, 2012 : Diurnal and Seasonal Cycles of Cloud Occurrences, Types, and Radiative Impact over West Africa. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51, 534–553, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-051.1>.
- [23] 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.
- [24] Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017) : ERA5 : Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate . Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS),
- [25] Chauvin, F., R. Roehrig, and J. Lafore, 2010 : Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes. *Journal of Climate*, 23, 2544–2561, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3093.1>.
- [26] Chelton, D. B., and Coauthors, 2001 : Observations of Coupling between Surface Wind Stress and Sea Surface Temperature in the Eastern Tropical Pacific. *Journal of Climate*, 14, 1479–1498, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1479 :OOCBSW>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1479 :OOCBSW>2.0.CO ;2).
- [27] Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff, 2004 : Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 303, 978–983.
- [28] Coëtlogon, G.d., Janicot, S. and Lazar, A. (2010), Intraseasonal variability of the ocean — atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136 : 426-441. doi :10.1002/qj.554
- [29] de Coëtlogon, G., Leduc-Leballeur, M., Meynadier, R., Bastin, S., Diakhaté, M., Eymard, L., Giordani, H., Janicot, S. and Lazar, A. (2014), Atmospheric response to sea-surface temperature in the eastern equatorial Atlantic at quasi-biweekly time-scales. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140 : 1700-1714. doi :10.1002/qj.2250
- [30] Cook, KH (2015), Role of inertial instability in the West African monsoon jump. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 3085– 3102. doi : 10.1002/2014JD022579.
- [31] Coppin, D., Bellon, G. (2019). Physical mechanisms controlling the offshore propagation of convection in the tropics : 2. Influence of topography. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 3251–3264. <https://doi.org/10.1029/2019MS001794>
- [32] Cornforth, R.J., Hoskins, B.J. and Thorncroft, C.D. (2009), The impact of moist processes on the African easterly jet–African easterly wave system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135 : 894-913. doi :10.1002/qj.414

- [33] Coulibaly, A., B. J. Omotosho, M. B. Sylla, et al., 2019 : Characteristics of land and sea breezes along the Guinea Coast of West Africa. *Theor. Appl. Climatol.*, 138, 953–971. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02882-0>.
- [34] Crespo, L.R., Keenlyside, N., Koseki, S. The role of sea surface temperature in the atmospheric seasonal cycle of the equatorial Atlantic. *Climate Dynamics* 52, 5927–5946 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4489-4>
- [35] Derrien, M., and H. Le Gléau, 2005 : MSG / SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC, *International Journal of Remote Sensing*, 26 :21, 4707-4732, DOI : 10.1080/01431160500166128.
- [36] M. Derrien and H. Le Gléau (2010) Improvement of cloud detection near sunrise and sunset by temporal-differencing and region-growing techniques with real-time SEVIRI, *International Journal of Remote Sensing*, 31 :7, 1765-1780, DOI : 10.1080/01431160902926632
- [37] Dezful, A. K., et co-auteurs, 2017 : Validation of IMERG Precipitation in Africa. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 18, 10, 2817-2825. DOI : <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0139.1>
- [38] Diatta, S. and Fink, A.H. (2014), Statistical relationship between remote climate indices and West African monsoon variability. *Int. J. Climatol.*, 34 : 3348-3367. <https://doi.org/10.1002/joc.3912>
- [39] Diedhiou, A., S.Janicot, A.Viltard, P.de Felice, and H.Laurent, 1999 : Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic : Results from NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, 15, 795–822
- [40] Dieng, A. L., S. M. Sall, L. Eymard, M. Leduc-Leballeur, and A. Lazar, 2017 : Trains of African Easterly Waves and Their Relationship to Tropical Cyclone Genesis in the Eastern Atlantic. *Monthly Weather Review*, 145, 599–616, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0277.1>.
- [41] Dione, C., Lohou, F., Lothon, M., Adler, B., Babić, K., Kalthoff, N., Pedruzo-Bagazgoitia, X., Bezombes, Y., and Gabella, O., 2019 : Low-level stratiform clouds and dynamical features observed within the southern West African monsoon, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 8979–8997, <https://doi.org/10.5194/acp-19-8979-2019>.
- [42] Djakouré, S., P. Penven, B. Bourlès, V. Koné, and J. Veitch, 2017 : Respective Roles of the Guinea Current and Local Winds on the Coastal Upwelling in the Northern Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.*, 47, 1367–1387, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0126.1>.
- [43] Farquharson JS. 1939. The diurnal variation of wind over tropical Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 65 :165–183. doi :10.1002/qj.49706528004

- [44] Fink, A. H., and Reiner, A. (2003), Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999, *J. Geophys. Res.*, 108, 4332, doi :10.1029/2002JD002816, D11.
- [45] Fink, A.H., Vincent, D. and Ermert, V. (2006) Rainfall types in the West African Sudanian zone during the summer monsoon 2002. *Monthly Weather Review*, 134, 2143–2164
- [46] Fitzpatrick, R. G. J., C. L. Bain, P. Knippertz, J. H. Marsham, and D. J. Parker, 2015 : The West African Monsoon Onset : A Concise Comparison of Definitions. *Journal of Climate*, 28, 8673–8694, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0265.1>.
- [47] Fitzpatrick, R. G. J., Parker, D. J., marsham, J. H., Rowell, D. P., Guichard, F. M., Taylor, C. M., . . . Tucker, S. (2020). What drives the intensification of mesoscale convective systems over the West African Sahel under Climate Change? *Journal of Climate*. doi :10.1175/jcli-d-19-0380.1
- [48] Flamant C., Deroubaix A., Chazette P., Brito J., Gaetani M., Knippertz P., Fink A., De Coëtlogon G., Menut L., Colomb A., Denjean C. et al., 2018 : Aerosol distribution in the northern Gulf of Guinea : local anthropogenic sources, long-range transport, and the role of coastal shallow circulations. *Atmospheric Chemistry and Physics, European Geosciences Union*, 2018, 18, p.12363-12389.
- [49] Fontaine, B., Garcia-Serrano, J., Roucou, P. et al. Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon : observed connection patterns (1979–2006) and climate simulations. *Climate Dynamics*, 35, 95–114 (2010). <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0599-3>
- [50] Freitag, H.P., Y. Feng, L.J. Mangum, M.P. McPhaden, J. Neander, and L.D. Stratton, 1994 : Calibration procedures and instrumental accuracy estimates of TAO temperature, relative humidity and radiation measurements. *NOAA Tech. Memo. ERL PMEL-104*, 32 pp.
- [51] Freitag, H.P., M. O’Haleck, G.C. Thomas, and M.J. McPhaden, 2001 : Calibration procedures and instrumental accuracies for ATLAS wind measurements. *NOAA. Tech. Memo. OAR PMEL-119*, NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory, Seattle, Washington, 20 pp.
- [52] Garcia-Carreras, L., Parker, D. J. (2011). How does local tropical deforestation affect rainfall? *Geophysical Research Letters*, 38(19), n/a–n/a. doi :10.1029/2011gl049099
- [53] Garcia-Carreras, L., Challinor, A. J., Parkes, B. J., Birch, C. E., Nicklin, K. J., Parker, D. J. (2015). The Impact of Parameterized Convection on the Simulation of Crop Processes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(6), 1283–1296. doi :10.1175/jamc-d-14-0226.1
- [54] Giannini, A. (2003). Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science*, 302(5647), 1027–1030. doi :10.1126/science.1089357

- [55] Gill, A.E. (1980), Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106 : 447-462. doi :10.1002/qj.49710644905
- [56] Gu, G., and R. F. Adler, 2004 : Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System. *Journal of Climate*, 17, 3364–3377, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3364 :SEA-VAW>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3364 :SEA-VAW>2.0.CO ;2).
- [57] Guedje, G. K., A. V. V. Houeto, E. B. Houngninou, A. H. Fink and P. Knippertz, 2019 : Climatology of coastal wind regimes in Benin. *Meteorol. Z. (Contrib. Atm. Sci.)*, 28, p. 23-39.
- [58] Guichard, F., J. C. Petch, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold, J.-P. Chaboureau, S. Cheinet, W. Grabowski, H. Grenier, C. G. Jones, M. Köhler, J.-M. Piriou, R. Tailleux, M. Tomasini, 2004 : Modelling the diurnal-cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *QRMS*, 130, 104, p. 3139-3172.
- [59] Guoqiang Tang, Martyn P. Clark, Simon Michael Papalexiou, Ziqiang Ma, Yang Hong, Have satellite precipitation products improved over last two decades? A comprehensive comparison of GPM IMERG with nine satellite and reanalysis datasets, *Remote Sensing of Environment*, Volume 240, 2020, 111697, ISSN 0034-4257, <https://doi.org/10.1016/j.rs e.2020.111697>.
- [60] Hagos, S. M., and K. H. Cook, 2007 : Dynamics of the West African Monsoon Jump. *Journal of Climate*, 20, 5264–5284, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1533.1>.
- [61] Harlaß, J., Latif, M., and Park, W. (2015), Improving climate model simulation of tropical Atlantic sea surface temperature : The importance of enhanced vertical atmosphere model resolution. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2401– 2408. doi : 10.1002/2015GL063310.
- [62] Hayes SP, McPhaden MJ, Wallace JM. 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific : Weekly to monthly variability. *Journal of Climate* 2 : 1500–1506.
- [63] Hersbach, H, 2008 CMOD5.N : A C-band geophysical model function for equivalent neutral wind. *ECMWF Technical Memorandum* No 554, available on : <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/9873-cmod5n-c-band-geophysical-model-function-equivalent-neutral-wind>
- [64] Hersbach, H, Bell, B, Berrisford, P, et al. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 2020 ; 146 : 1999– 2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- [65] Hodges, K. I., and C. D. Thorncroft, 1997 : Distribution and Statistics of African Mesoscale Convective Weather Systems Based on the ISCCP Meteosat Imagery. *Monthly Weather Review*, 125, 2821–2837, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<2821 :DASOAM>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<2821 :DASOAM>2.0.CO ;2).

- [66] Hsieh, J.-S., Cook, K. H. (2007). A Study of the Energetics of African Easterly Waves Using a Regional Climate Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(2), 421–440. doi :10.1175/jas3851.1
- [67] Hubert H.. 1939. Origine africaine d'un cyclone tropical atlantique. *Ann. Phys. France d'Outre-Mer* 6 : 97–115.
- [68] Huffman GJ, Adler RF, Bolvin DT, Gu G, Nelkin EJ, Bowman KP, Hong Y, Stocker EF, Wolff DB. 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.*, 8 : 38–55.
- [69] Janicot, S. et B. Sultan, 2001 : Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 523–526.
- [70] Janicot, S., F. Mounier, N. Hall, S. Leroux, B. Sultan, et G. Kiladis, 2009 : The West African monsoon dynamics. Part IV : Analysis of 25-90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *Journal of Climate*, 22, 1541–1565.
- [71] Janicot, S., F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan, et G. Kiladis, 2010 : The dynamics of the West African monsoon. Part V : The detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial Rossby waves. *Journal of Climate*, 23, 4005–4024.
- [72] Kalthoff N et al 2018 An overview of the diurnal cycle of the atmospheric boundary layer during the West African monsoon season : results from the 2016 observational campaign. *Atmos. Chem. Phys.* 18:2913–28 <https://doi.org/10.5194/acp-18-2913-2018>
- [73] Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, and N. M. J. Hall, 2006 : Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part I : Observations. *J. Atmos. Sci.*, 63, 2212–2230, <https://doi.org/10.1175/JAS3741.1>.
- [74] Kirstetter PE., Petersen W.A., Kummerow C.D., Wolff D.B. (2020) Integrated Multi-satellite Evaluation for the Global Precipitation Measurement : Impact of Precipitation Types on Spaceborne Precipitation Estimation. *Springer International Publishing Satellite Precipitation Measurement : Volume 2* p583–608 https://doi.org/10.1007/978-3-030-35798-6_7
- [75] Kniffka, A., Knippertz, P. and Fink, A.H. (2019) The role of low-level clouds in the West African monsoon system. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 1623–1647.
- [76] Kniffka, A, Knippertz, P, Fink, AH, et al. An evaluation of operational and research weather forecasts for southern West Africa using observations from the DACCIIWA field campaign in June–July 2016. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 2020 ; 146 : 1121– 1148. <https://doi.org/10.1002/qj.3729>

- [77] Knippertz, P., Fink, A.H., Deroubaix, A., Morris, E., Tocquer, F., Evans, M.J., Flamant, C., Gaetani, M., Knutson, T. R., and K. M. Weickmann, 1987 : 30–60 day atmospheric oscillations : Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Monthly Weather Review*, 115, 1407–1436.
- [78] Knippertz, P., Fink, A. H., Schuster, R., Trentmann, J., Schrage, J. M., and Yorke, C. (2011), Ultra-low clouds over the southern West African monsoon region, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21808, doi :10.1029/2011GL049278.
- [79] Knippertz, P., A. H. Fink, A. Deroubaix, E. Morris, F. Tocquer, M. J. Evans, C. Flamant, M. Gaetani, C. Lavaysse, C. Mari, J. H. Marsham, R. Meynadier, A. Affo-Dogo, T. Bahaga, F. Brosse, K. Deetz, R. Guebsi, I. Latifou, M. Maranan, P. D. Rosenberg and A. Schlueter, 2017 : A meteorological and chemical overview of the DACCIWA field campaign in West Africa in June–July 2016. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 10893–10918, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10893-2017>.
- [80] Kouadio, K., S. Bastin, A. Konare and V. Ajayi, 2018 : Does convection-permitting simulate better rainfall distribution and extreme over Guinean coast and surroundings ? *Climate Dynamics, Springer Verlag*, 55, pp.153-174. DOI : 10.1007/s00382-018-4308-y.
- [81] Kouadio, K. Y., S. Djakouré, A. Aman, K. E. Ali, V. Koné and E. Toualy, 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. of Oceanography*, v. 2013, Article ID 816561.
- [82] Laing, A.G., Carbone, R., Levizzani, V. and Tuttle, J. (2008), The propagation and diurnal cycles of deep convection in northern tropical Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134 : 93-109. doi :10.1002/qj.194
- [83] Laing, A. G., R. E. Carbone, and V. Levizzani, 2011 : Cycles and Propagation of Deep Convection over Equatorial Africa. *Monthly Weather Review*, 139, 2832–2853, <https://doi.org/10.1175/2011MWR3500.1>.
- [84] Laing, A. G., S. B. Trier, and C. A. Davis, 2012 : Numerical Simulation of Episodes of Organized Convection in Tropical Northern Africa. *Monthly Weather Review*, 140, 2874–2886, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00330.1>
- [85] Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S. (2010). Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmospheric Science Letters*, 11(4), 255–264. doi :10.1002/asl.284
- [86] Lavaysse, C., Lavender, S.L., Leroux, S., Marteau, R., Mounier, F., Philippon, N., Roehrig, R., Sultan, B. and Taylor, C.M. (2011), Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmosph. Sci. Lett.*, 12 : 58-66. <https://doi.org/10.1002/asl.280>

- [87] Lavaysse, C., Mari, C., marsham, J.H., Meynadier, R., Affo-Dogo, A., Bahaga, T., Brosse, F., Deetz, K., Guebsi, R., Latifou, I., Maranan, M., Rosenberg, P.D. and Schlueter, A. (2017) A meteorological and chemical overview of the DACCIWA field campaign in West Africa in June–July 2016. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 10893–10918. <https://doi.org/10.5194/acp-17-10893-2017>
- [88] Lavender, S. L., C. M. Taylor, and A. J. Matthews, 2010 : Coupled Land–Atmosphere Intraseasonal Variability of the West African Monsoon in a GCM. *Journal of Climate*, 23, 5557–5571, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3419.1>.
- [89] Leduc-Leballeur, Marion Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'Ouest. *Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]*. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2012. Français. tel-00728272
- [90] Leduc-Leballeur, M., de Coëtlogon, G. and Eymard, L. (2013), Air–sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal time-scales : wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139 : 387-400. doi :10.1002/qj.1981
- [91] Lemburg, A. (2020). On the relationship between the Tropical Easterly Jet over West Africa and Sahel rainfall across various time scales. *PhD Thesis, Universität Hamburg, Hamburg*. doi :10.17617/2.3228391
- [92] van der Linden, R., Fink, A. H., and Redl, R. (2015), Satellite-based climatology of low-level continental clouds in southern West Africa during the summer monsoon season, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 1186– 1201, doi :10.1002/2014JD022614.
- [93] van der Linden R, Knippertz P, Maranan M, Benedetti A. 2020 The influence of DACCIWA radiosonde data on the quality of ECMWF analyses and forecasts over southern West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 2020 ;1–21. DOI : 10.1002/qj.3763
- [94] Lindzen, R. S., Nigam, S. (1987). On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17), 2418–2436. doi :10.1175/1520-0469(1987)044<2418 :otross>2.0.co;2
- [95] Lohou, F., N. Kalthoff, B. Adler, K. Babić, C. Dione, M. Lothon, X. Pedruzo-Bagazgoitia and M. Zouzoua, 2020 : Conceptual model of diurnal cycle of low-level stratiform clouds over southern West Africa, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20, 2263–2275, <https://doi.org/10.5194/acp-20-2263-2020>.
- [96] Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron, 2008 : Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa. *Monthly Weather Review*, 136, 3477–3500, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2427.1>.

- [97] Love BS, Matthews AJ, Lister GMS. 2011. The diurnal cycle of precipitation over the Maritime Continent in a high-resolution atmospheric model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 : 934–947. DOI :10.1002/qj.809
- [98] Maggioni Viviana , Massari Christian , On the performance of satellite precipitation products in riverine flood modeling : A review, *Journal of Hydrology*, Volume 558,2018,Pages 214-224,ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.039>.
- [99] Mathon, V., H. Laurent, and T. Lebel, 2002 : Mesoscale Convective System Rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteor.*, 41, 1081–1092, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<1081:MCSRIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<1081:MCSRIT>2.0.CO;2).
- [100] Maranan, M, Fink, AH, Knippertz, P. Rainfall types over southern West Africa : Objective identification, climatology and synoptic environment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 2018 ; 144 : 1628-1648. <https://doi.org/10.1002/qj.3345>
- [101] Marsham, J. H., Dixon, N., Garcia-Carreras, L., Lister, G. M. S., Parker, D. J., Knippertz, P., and Birch, C. (2013), The role of moist convection in the West African monsoon system : Insights from continental-scale convection-permitting simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1843– 1849, doi :10.1002/grl.50347.
- [102] Merle, J., M. Fieux et P. Hisard, 1979 : Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, GATE Supplement II to V, 26 :77-102.
- [103] Meynadier, R., de Coëtlogon, G., Leduc-Leballeur, M., Eymard, L., Janicot, S. (2015). Seasonal influence of the sea surface temperature on the low atmospheric circulation and precipitation in the eastern equatorial Atlantic. *Climate Dynamics*, 47(3-4), 1127–1142. doi :10.1007/s00382-015-2892-7
- [104] Mohino, E., Janicot, S., Douville, H., and Li, L. Z. X. (2012). Impact of the Indian part of the summer MJO on West Africa using nudged climate simulations. *Climate Dynamics* 38, 2319–2334. doi : 10.1007/s00382-011-1206-y
- [105] Mounier, F. (2004). Evidence of two independent modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 31(16). doi :10.1029/2004gl020665
- [106] Mounier, F., Kiladis, G. N., Janicot, S. (2007). Analysis of the Dominant Mode of Convectively Coupled Kelvin Waves in the West African Monsoon. *Journal of Climate*, 20(8), 1487–1503. doi :10.1175/jcli4059.1
- [107] Mounier, F., Janicot, S., Kiladis, G. N. (2008). The West African Monsoon Dynamics. Part III : The Quasi-Biweekly Zonal Dipole. *Journal of Climate*, 21(9), 1911–1928. doi :10.1175/2007jcli1706.1
- [108] Myers, T. A. and J. R. Norris, 2013 : Observational Evidence That Enhanced Subsidence Reduces Subtropical Marine Boundary Layer Cloudiness. *Journal of Climate*, 26(19), 7507–7524. doi :10.1175/jcli-d-12-00736.1

- [109] Niang, C., Mohino, E., Gaye, A. T., Omotosho, J. B. (2017). Impact of the Madden Julian Oscillation on the summer West African monsoon in AMIP simulations. *Climate dynamics*, 48(7-8), 2297-2314.
- [110] Nicholson, S., 2000 : Land surface processes and Sahel climate. *Reviews of Geophysics*, 38(1), 117–139. doi :10.1029/1999rg900014
- [111] Nicholson, S. E., A. I. Barcion, M. Challa, and J. Baum, 2007 : Wave Activity on the Tropical Easterly Jet. *J. Atmos. Sci.*, 64, 2756–2763, <https://doi.org/10.1175/JAS3946.1>.
- [112] Nguyen, H., C. D. Thorncroft and C. Zhang, 2011 : Guinean coastal rainfall of the West African Monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(660), 1828–1840. doi :10.1002/qj.867
- [113] Nnamchi, H. C., and J. Li, 2011 : Influence of the South Atlantic Ocean Dipole on West African Summer Precipitation. *Journal of Climate*, 24, 1184–1197, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3668.1>.
- [114] Nnamchi, H. C., Li, J., and Anyadike, R. N. C. (2011), Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *J. Geophys. Res.*, 116, D15104, doi :10.1029/2010JD015579.
- [115] Odekunle, T. O., and A. O. Eludoyin, 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.
- [116] Okumura, Y., and S. Xie, 2004 : Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. *Journal of Climate*, 17, 3589–3602, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2).
- [117] Omotosho, J. (1985) The separate contributions of line squalls, thunderstorms and the monsoon to the total rainfall in Nigeria. *International Journal of Climatology*, 5, 543–552
- [118] Parker, D. J., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., Ellis, R. J., Felton, M., Taylor, C. M., ... Tompkins, A. M. (2005). The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(611), 2839–2860. doi :10.1256/qj.04.52
- [119] Parker, D.J., Thorncroft, C.D., Burton, R.R. and Diongue-Niang, A. (2005b), Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131 : 1461-1482. doi :10.1256/qj.03.189
- [120] Parker, D. J. (2008). A simple model of coupled synoptic waves in the land surface and atmosphere of the northern Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(637), 2173–2184. doi :10.1002/qj.343
- [121] Parker, D. J., A. Kassimou, B. N. Orju, D. P. Osika, I. Hamza, M. Diop-Kane, A. Fink, J. Galvin, F. Guichard, B. L. Lamptey, H. Hamidou, R. van der Linden, R. Redl and T. Lebel, 2017 : Local Weather. In *Meteorology of Tropical West Africa, the Forecaster's Handbook, ch. 14, Wiley Blackwell*, doi : 10.1002 / 9781118391297.ch4.

- [122] Peyrillé, P., J. P. Lafore, and J. L. Redelsperger (2007), An idealized two-dimensional framework to study the West African Monsoon. Part I : Validation and key controlling factors, *J. Atmos. Sci.*, 64, 2765–2782.
- [123] Piersig (1944) : The cyclonic disturbances of the sub-tropical eastern North Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 25(1), 2-17. traduction en anglais de : Piersig W.. 1936. Schwankungen von Luftdruck und Luftbewegung sowie ein Beitrag zum Wettergeschehen im Passatgebiet des östlichen Nordatlantischen Ozeans (in German). Arch. Deut. Seewarte 54 : Nr.6
- [124] Poan, D. E., R. Roehrig, F. Couvreux, and J. Lafore, 2013 : West African Monsoon Intraseasonal Variability : A Precipitable Water Perspective. *J. Atmos. Sci.*, 70, 1035–1052, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-087.1>.
- [125] Poan ED, Lafore J-P, Roehrig R, Couvreux F (2014) Internal processes within the African Easterly Wave system. *R Meteorol Soc, Q.J.* doi :10.1002/qj.2420
- [126] Pytharoulis, I., and C. Thorncroft, 1999 : The Low-Level Structure of African Easterly Waves in 1995. *Monthly Weather Review*, 127, 2266–2280, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2266:TLLSOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2266:TLLSOA>2.0.CO;2).
- [127] Ramage, C. S., 1971 : Monsoon Meteorology. *Academic Press*, New York and London, 296 pp
- [128] Rácz, Z. and Smith, R.K. (1999), The dynamics of heat lows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125 : 225-252. doi :10.1002/qj.49712555313
- [129] Redelsperger, J., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher, 2006 : African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 1739–1746, <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1739>.
- [130] Reynolds, R. W., Smith, T. M. (1994). Improved Global Sea Surface Temperature Analyses Using Optimum Interpolation, *Journal of Climate*, 7(6), 929-948. Retrieved Dec 22, 2020, from https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/7/6/1520-0442_1994_007_0929_igssta_2_0_co_2.xml
- [131] Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, M. G. Schlax, 2007 : Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473-5496.
- [132] Roehrig Romain. Variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine : caractérisation et modélisation. Océan, Atmosphère. *PHD thesis, Université Paris-Est*, 2010. Français. (tel-00560954v1)
- [133] Roehrig, R., F. Chauvin, and J. Lafore, 2011 : 10–25-Day Intraseasonal Variability of Convection over the Sahel : A Role of the Saharan Heat Low and Midlatitudes. *Journal of Climate*, 24, 5863–5878, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3960.1>.

- [134] Roehrig, R., D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin, and J. L. Redelsperger, 2013 : The present and future of the West African monsoon : A process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *Journal of Climate*, 26, 6471–6505, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00505.1>.
- [135] Schrage, J. M., and A. H. Fink, 2012 : Nocturnal Continental Low-Level Stratus over Tropical West Africa : Observations and Possible Mechanisms Controlling Its Onset. *Monthly Weather Review*, 140, 1794–1809, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00172.1>.
- [136] Schlueter, A., A. H. Fink, and P. Knippertz, 2019 : A Systematic Comparison of Tropical Waves over Northern Africa. Part II : Dynamics and Thermodynamics. *Journal of Climate*, 32, 2605–2625, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0651.1>.
- [137] Small, R. J., S. Xie, Y. Wang, S. K. Esbensen, and D. Vickers, 2005 : Numerical Simulation of Boundary Layer Structure and Cross-Equatorial Flow in the Eastern Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 62, 1812–1830, <https://doi.org/10.1175/JAS3433.1>.
- [138] Sow, M.; Diakhaté, M.; Dixon, R.D.; Guichard, F.; Dieng, D.; Gaye, A.T. Uncertainties in the Annual Cycle of Rainfall Characteristics over West Africa in CMIP5 Models. *Atmosphere* 2020, 11, 216.
- [139] Spengler T, Smith RK. 2008. The dynamics of heat lows over flat terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134 : 2157–2172.
- [140] Stein, T. H. M., Parker, D. J., Delanoë, J., Dixon, N. S., Hogan, R. J., Knippertz, P., Maidment, R. I., and Marsham, J. H. (2011), The vertical cloud structure of the West African monsoon : A 4 year climatology using CloudSat and CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, 116, D22205, doi :10.1029/2011JD016029.
- [141] Steinig, S., Harlaß, J., Park, W. et al. (2018). Sahel rainfall strength and onset improvements due to more realistic Atlantic cold tongue development in a climate model. *Sci. Rep.* 8, 2569 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-20904-1>
- [142] Sultan, B. and S. Janicot, 2003 : The West African monsoon dynamics. Part II : The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *Journal of Climate*, 16, 3407–3427.
- [143] Sultan B., S. Janicot, P. Drobinski, 2007 : Characterization of the Diurnal Cycle of the West African Monsoon around the Monsoon Onset. *Journal of Climate*, Vol. 20, 4014-4032, DOI :10.1175/JCLI4218.1.
- [144] Sultan, B., Labadi, K., Guégan, J.-F., Janicot, S. (2005). Climate Drives the Meningitis Epidemics Onset in West Africa. *PLoS Medicine*, 2(1), e6. doi :10.1371/journal.pmed.0020006
- [145] Sutton, L.J. (1925), Haboobs. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 51 : 25-30. doi :10.1002/qj.49705121305

- [146] Sylla M., B., Diallo, I., J., S. Pal(2013). West African Monsoon in State-of-the-Science Regional Climate Models. *Climate Variability - Regional and Thematic Patterns*. doi :10.5772/55140
- [147] Sweet, W. R., R. Fett, J. Kerling, and P. LaViolette, 1981 : Air–sea interaction effects in the lower troposphere across the northwall of the Gulf Stream. *Monthly Weather Review*,109, 1042–1052, doi :10.1175/1520-0493(1981)109,1042 :ASIEIT.2.0.CO ;2.
- [148] Thorncroft, C.D. and Blackburn, M. (1999), Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125 : 763-786. doi :10.1002/qj.49712555502
- [149] Thorncroft, C. D., Nguyen, H., Zhang, C., Peyrillé, P. (2011). Annual cycle of the West African monsoon : regional circulations and associated water vapour transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), 129–147. doi :10.1002/qj.728
- [150] Tiedtke, M. (1989) A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117(8), 1779–1800.
- [151] Urraca Ruben , Thomas Huld, Ana Gracia-Amillo, Francisco Javier Martinez-de-Pison, Frank Kaspar, Andres Sanz-Garcia, Evaluation of global horizontal irradiance estimates from ERA5 and COSMO-REA6 reanalyses using ground and satellite-based data, *Solar Energy*, Volume 164, 2018, Pages 339-354, ISSN0038-092X, <https://doi.org/10.1016/j.solener.2018.02.059>.
- [152] J. Verspeek, A. Stoffelen, M. Portabella, H. Bonekamp, C. Anderson and J. F. Saldana, "Validation and Calibration of ASCAT Using CMOD5.n," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 48, no. 1, pp. 386-395, Jan. 2010, doi : 10.1109/TGRS.2009.2027896.
- [153] Vizy, E.K., Cook, K.H. Mesoscale convective systems and nocturnal rainfall over the West African Sahel : role of the Inter-tropical front. *Climate Dynamics* 50, 587–614 (2018). <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3628-7>
- [154] Wallace, J. M., T. P. Mitchell, and C. Deser, 1989 : The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific : Seasonal and Interannual Variability. *Journal of Climate*, 2, 1492–1499, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1492 :TIOSST>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1492 :TIOSST>2.0.CO ;2).
- [155] Wang, G., Eltahir, E. A. B. (2000). Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resources Research*, 36(4), 1013–1021. doi :10.1029/1999wr900361
- [156] Weller, E., K. Shelton, M. J. Reeder and C. Jakob, 2017 : precipitation associated with convergence lines. *Journal of Climate*, 30 (9), 3169-3183.

[157] Worou, K., H. Goosse, T. Fichefet, F. Guichard and M. Diakhate, 2020 : Interannual variability of rainfall in the Guinean Coast region and its links with sea surface temperature changes over the twentieth century for the different seasons. *Climate Dynamics*, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05276-5>.

[158] Yang, G., and J. Slingo, 2001 : The Diurnal Cycle in the Tropics. *Monthly Weather Review*, 129, 784–801, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0784:TDCITT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0784:TDCITT>2.0.CO;2).

[159] Zhang, C. (2005). Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2). doi :10.1029/2004rg000158

[160] Zhang, G., and Cook, K. H. (2014), West African monsoon demise : Climatology, interannual variations, and relationship to seasonal rainfall, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 10,175– 10,193, doi :10.1002/2014JD022043.

[161] Zhang, G., K. H. Cook, and E. K. Vizy, 2016 : The Diurnal Cycle of Warm Season Rainfall over West Africa. Part I : Observational Analysis. *Journal of Climate*, 29, 8423–8437, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0874.1>.

Glossaire

AEW : African Easterly Wave (Onde d'est africaine)

AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

ASCAT : Advanced SCATterometer

ATE : After Tend

ATLAS : Autonomous Temperature Line Acquisition System

ATR : After Tref

AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometers

BTR : Before Tref

BTE : Before Tend

CAPE : Convective Available Potential Energy (Energie convective potentielle disponible)

CIN : Convective inhibition (Inhibition Convective)

CTP : Cap Trois Pointes

DACCIWA : Dynamics Aerosol Chemistry Cloud Interactions in West Africa

ECMWF : European Center for Medium Range Weather Forecast

EOF : Extended Orthogonal Function

FIT/ITD : Front Inter-Tropical / Inter-Tropical Discontinuity

GCR : Guinean Coastal Rainfall

GMF : Geophysical Model Function

IPSL : Institut Pierre Simon Laplace

IR : Infra-Rouge

JEA/AEJ : Jet d'Est Africain / African Easterly Jet

JET/TEJ : Jet d'Est Tropical / Tropical Easterly Jet

LEF : Langue d'Eau Froide

LLAC : Low Level Atmospheric Circulation

LLC : Low Level Cloud

LSB : Land Sea Breeze

MAO : Mousson d'Afrique de l'Ouest

MCS : Mesoscale Convective System (Système convectif de méso-échelle)

MJO : Madden Julian Oscillation

ML : Monsoon Layer (Couche de mousson)

MSG : Meteosat Second Generation

NCGG : Northern Coast of Gulf of Guinea

NLLJ : Nocturnal Low Level Jet
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
OLR : Outgoing Longwave Radiation
PIRATA : Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic
QBZD : Quasi-Biweekly Zonal Dipole
SAFNWC : Satellite Application Facility for Nowcasting
SEVIRI : Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SHL : Saharan Heat Low (Dépression Sahélienne)
SKT : SKin Temperature (Température de peau)
SLP : Sea Level Pressure (pression au niveau de la mer)
SST : Sea Surface Temperature (Température de surface de l'océan)
STD : Standard deviation (Ecart type)
T : Temperature
TCWV : Total Column Water Vapor
U : Composante zonale du vent
V : Composante méridionale du vent
ZCIT : Zone de Convergence Inter-Tropical

Titre : Impact de la température de surface sur les précipitations au nord du Golf de Guinée durant le printemps boréal aux échelles saisonnières à diurnes.

Mots clés : Mousson ouest africaine, cycle diurne, variations saisonnière et intra-saisonnière, brise de mer et de terre, précipitations à la côte Guinéenne, couplage surface-océan-atmosphère

Résumé : Ce travail étudie l'impact de la température de surface, principalement océanique, sur la mousson ouest africaine, pendant la saison où les précipitations sont les plus importantes autour de la côte guinéenne (au nord du golfe de Guinée), de fin mai à début juillet. Les données utilisées sont principalement les réanalyses ECMWF ERA5, mais également des produits de données observées : température de surface océanique, précipitations, couverture de différents types de nuages, et vent à la surface de l'océan. Une première partie expose les méthodes adoptées et le contexte saisonnier dans lequel s'inscrit cette phase côtière de la mousson, avant la migration des précipitations vers le nord du continent (Sahel) en été. Une étude climatologique tenant compte de la variabilité interannuelle est ensuite réalisée sur la période 2008-2015 : on retrouve le rôle déterminant de la langue d'eau froide (upwelling équatorial qui apparaît en mai) sur le début de la saison des pluies côtières. De plus, on met en évidence le rôle probable de l'upwelling côtier, qui se forme en juillet le long des côtes guinéennes entre 8W et 5E, sur la fin de ces

précipitations côtières, via la diminution de la convergence côtière du transport d'humidité. On s'intéresse ensuite au cycle diurne, qui est important près de la côte et suit complètement la modulation de la convergence de basse couche par l'alternance brise de mer / brise de terre : là encore, l'upwelling côtier semble renforcer la brise de mer et diminuer l'intensité de la brise de terre, donc diminuer les précipitations côté océan (qui constituent la majeure partie des précipitations côtières).

Pour finir, une étude à l'échelle intrasaisonnière sur la période 2000-2018 montre que l'influence océanique sur les précipitations côtières (plus précisément sur leur latitude) diminue progressivement vers la fin de la saison pour laisser le régime d'ondes d'est vers 700 hPa prendre le contrôle des précipitations, même si nos analyses suggèrent que ces deux modes interagissent entre eux. On retrouve de plus en intrasaisonnier un signal correspondant à ce qu'on trouve à l'échelle saisonnière : une intensification (diminution) de l'upwelling côtier aurait bien pour effet de diminuer (augmenter) les précipitations côtières.

Title : Impact of surface temperature on precipitation in northern Guinean Gulf during boreal spring from seasonal to diurnal scales.

Keywords : West African Monsoon, diurnal cycle, seasonal and intraseasonal variations, land sea breeze, Guinean coastal rainfall, ocean atmosphere coupling

Abstract : This work, concerning the West African monsoon, studies the role of surface temperature, mainly over the ocean, during the Spring Guinean coast rainfall season (north of the Gulf of Guinea), from May to July. The data used are mainly ECMWF ERA5 reanalyses, but also satellite observation data : ocean surface temperature, precipitation, cover of different types of clouds, and ocean surface wind.

The first part describes the methods developed and the seasonal context in which this coastal phase of the monsoon occurs, before the migration of precipitation towards the Sahel latitude in summer.

A climatological study taking into account the inter-annual variability is then carried out over the period 2008-2015. It evidences the determining role of the cold tongue (equatorial upwelling, which appears in May) on the beginning of the coastal rainy season. In addition, highlight is put on the probable role of coastal upwelling, which occurs in July along the Guinean coast between 8W and 5E. This occurrence coincides with the end of this coastal precipitation, through the decrease of moisture transport coastal convergence.

Then we study the diurnal cycle. Near the coast, it mainly consists in the modulation of the low layer convergence by the sea breeze / land breeze alternation. Again, the coastal upwelling seems to strengthen the sea breeze and decrease the intensity of the land breeze, thus reducing precipitation on the ocean side (which constitutes the major part of coastal precipitation).

This work is completed by a study of intra-seasonal variability over the period 2000-2018. Main results are that the oceanic influence on coastal precipitation latitude gradually decreases towards the end of the coastal monsoon season, leaving then the regime of easterly waves around 700 hPa take control of precipitation. Our statistical results, nevertheless, suggest that these two synoptic « modes » interact with each other. Moreover, we find, at the intra-seasonal scale, a signal corresponding to what is found at the seasonal scale : an intensification (decrease) of coastal upwelling would indeed have the effect of reducing (increasing) coastal precipitation.

