

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES PLUIES DE MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ENTRE JUIN ET OCTOBRE

MONERIE P.-A., ROUCOU P.

Centre de Recherches de Climatologie (CRC), UMR 6282 Biogéosciences uB/CNRS, Dijon, France

Résumé – Seize modèles CMIP5 sont utilisés pour analyser l'impact du changement climatique sur la fin de saison des pluies sahélienne (Septembre-Octobre). Les différences sont faites entre les périodes futurs (2031-2070 sous scénario rcp4.5) et actuelles (1960-1999 sous scénario historique). Les précipitations augmentent dans la simulation future en lien avec un renforcement des flux d'humidité en provenance de l'Europe et de la partie Est de la mer Méditerranée. Un renforcement de la pression avec une circulation anormalement anticyclonique au-dessus de l'Europe permettent ces changements : l'impact du changement climatique en région de mousson d'Afrique de l'Ouest en automne se fait principalement par le biais des latitudes moyennes.

Mots clés : Afrique de l'Ouest, changement climatique, cycle saisonnier, modèles CMIP5.

Abstract – *Climate change impact on the West African monsoon from June to October.* Sixteen CMIP5 models are used to analyse how climate changes over the West African Monsoon region between a “future period”, defined from 2031 to 2070 under the rcp4.5 emission scenario, and the “current period”, defined from 1960 to 1999 under the historical emission scenario. The results show an increase of the September to October rainfall amounts. Circulation anomalies include of an increases of sea-level pressure over the Mediterranean Sea and Europe that allow a strengthening of the moisture flux from Euro-Mediterranean regions into the Sahel. These changes are stronger in autumn.

Keywords: West Africa, Climate change, seasonal cycle, CMIP5 models.

Introduction

Au cours du XXe siècle, on a constaté une diminution des pluies de mousson à l'échelle du globe (Zhou *et al.*, 2008) et plus spécialement au Sahel où la tendance observée à la baisse est la plus forte (Solomon *et al.*, 2007). Depuis le début des années 1990, cette tendance montre plutôt une reprise des précipitations au centre du Sahel (Nicholson, 2005 ; Lebel and Ali, 2009). Dès lors, se pose la question de l'évolution générale des pluies à plus long terme dans le contexte du changement climatique. Des travaux préliminaires (Monerie *et al.*, 2012) indiquent une augmentation possible des pluies au cœur de la mousson (Juillet à Septembre) et pendant la phase de retrait (Septembre à Octobre). Cette étude repose sur l'analyse des sorties de modèles couplés océan-atmosphère CMIP5 pour préciser quelles pourraient être les modifications de la dynamique atmosphérique intervenant en cette fin de saison. La 1ère section présente un état des connaissances de l'impact du changement climatique sur la mousson africaine. Les données et la méthodologie sont présentées en section 2 et les résultats en section 3.

1. Etat des connaissances

Les plus récentes études montrent, à partir des modèles CMIP5, une tendance à l'augmentation des précipitations sur les aires de mousson (Hsu *et al.*, 2013 ; Kitoh *et al.*, 2013). Cette augmentation semble s'accompagner d'un retard de la phase de retrait (Lee and Wang, 2014) y compris pour la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) (Biasutti et Sobel, 2009 ; Biasutti, 2013 ; Kitoh *et al.*, 2013 ; Monerie *et al.*, 2013 ; Seth *et al.*, 2013).

L'augmentation des précipitations simulées se déroule principalement au cœur de la saison des pluies. La dynamique de mousson s'intensifie en réponse à l'augmentation du gradient thermique continent/océan. En effet, le réchauffement climatique favorise une importante élévation des températures au Sahara (Haarsma *et al.*, 2005). La hausse des pluies simulées dans les derniers mois de la saison de mousson pourrait être liée à un changement du cycle saisonnier des températures de surfaces de l'océan (TSO) (Biasutti et Sobel, 2009). Selon Seth *et al.* (2013), il faut aussi ajouter un effet local lié à l'augmentation de l'évaporation de surface et de l'humidité atmosphérique favorisant une instabilité atmosphérique et donc les

pluies.

2. Données et Méthodes

Les simulations analysées proviennent des sorties mensuelles de seize modèles CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012). Les analyses reposent sur les différences entre le scénario historique ou de contrôle (CTRL) couvrant les années 1960-1999 et le scénario rcp4.5 pour le climat futur (FTR) couvrant la période 2031-2070. C'est un scénario intermédiaire en terme de forçage radiatif avec une hausse de 4.5 W.m^{-2} (~540 ppm de CO_2) à l'horizon 2100 (Meinshausen *et al.*, 2011; Thomson *et al.*, 2011). Il est toutefois insuffisant pour maintenir la hausse des températures en-dessous de 2°C . Le choix d'utiliser des périodes longues de 40 ans permet de s'affranchir de la variabilité multi-décennale pour essayer de ne conserver que les modifications propres au changement climatique.

Pour analyser les simulations, nous avons adopté une approche multi-modèle permettant une réduction des biais par rapport à l'utilisation d'un seul modèle (Lambert and Boer, 2001, parmi d'autres). Seuls les biais communs à l'ensemble des modèles sont alors conservés dans l'ensemble multi-modèle. Enfin, pour donner un poids identique à chaque modèle, nous n'avons conservé qu'une seule simulation pour chacun d'entre eux comme suggéré par Pennell and Reichler (2011).

Tous les champs analysés (précipitations, évapotranspiration, humidité spécifique et vent à 850 hPa), sont interpolés à une résolution commune de $2,5^\circ$ de longitude pour $2,5^\circ$ de latitude pour homogénéiser les résolutions et réaliser la moyenne multi-modèle. Par ailleurs, pour juger de la signification des résultats, nous avons adopté le concept « one model, one vote » ou en français « un modèle, un vote » de Santer *et al.* (2009). Il consiste à associer aux champs du multi-modèle une carte d'occurrence du nombre de modèle produisant une anomalie de même signe pour chaque point de grille. La méthode permet de dégager un consensus entre les modèles.

3. Résultats

3.1. Augmentation des précipitations et de la convergence d'humidité pendant la mousson

La figure 1a montre la différence des précipitations moyennes en juillet-août-septembre (JAS) entre la période future et la période historique (FTR-CTRL). Les valeurs indiquent une possible augmentation de la pluviométrie sur la région sahélienne au seuil de 5 % selon le test de Student. Ce résultat corrobore ceux décrits dans Fontaine *et al.* (2011) pour les modèles CMIP3 et par d'autres auteurs (Monerie *et al.*, 2012, 2013 ; James et Washington, 2013 ; Biastutti, 2013) pour les modèles CMIP5. La figure 1b montre qu'il existe un fort consensus pour le Sahel Central. De 11 à 14 modèles (parmi 16) s'accordent pour montrer une hausse des précipitations. La hausse des précipitations au Sahel centre est généralement associée à un renforcement des gradients de température continent-océan et à une accentuation des vents de moussons et des flux d'humidité convergeant au Sahel (Haarsma *et al.*, 2005). Une augmentation de la convection et des ascendances pourraient alors expliquer l'augmentation de la pluviométrie. A l'inverse, à l'ouest du Sahel, on note une diminution des précipitations (fig. 1a). Des travaux antérieurs indiquent que cette baisse pourrait trouver son origine dans un renforcement de la subsidence en haute et moyenne troposphère mais aussi dans une accélération du Jet d'Est Africain (JEA) qui favoriserait le transport d'humidité vers l'océan Atlantique (Monerie *et al.*, 2012).

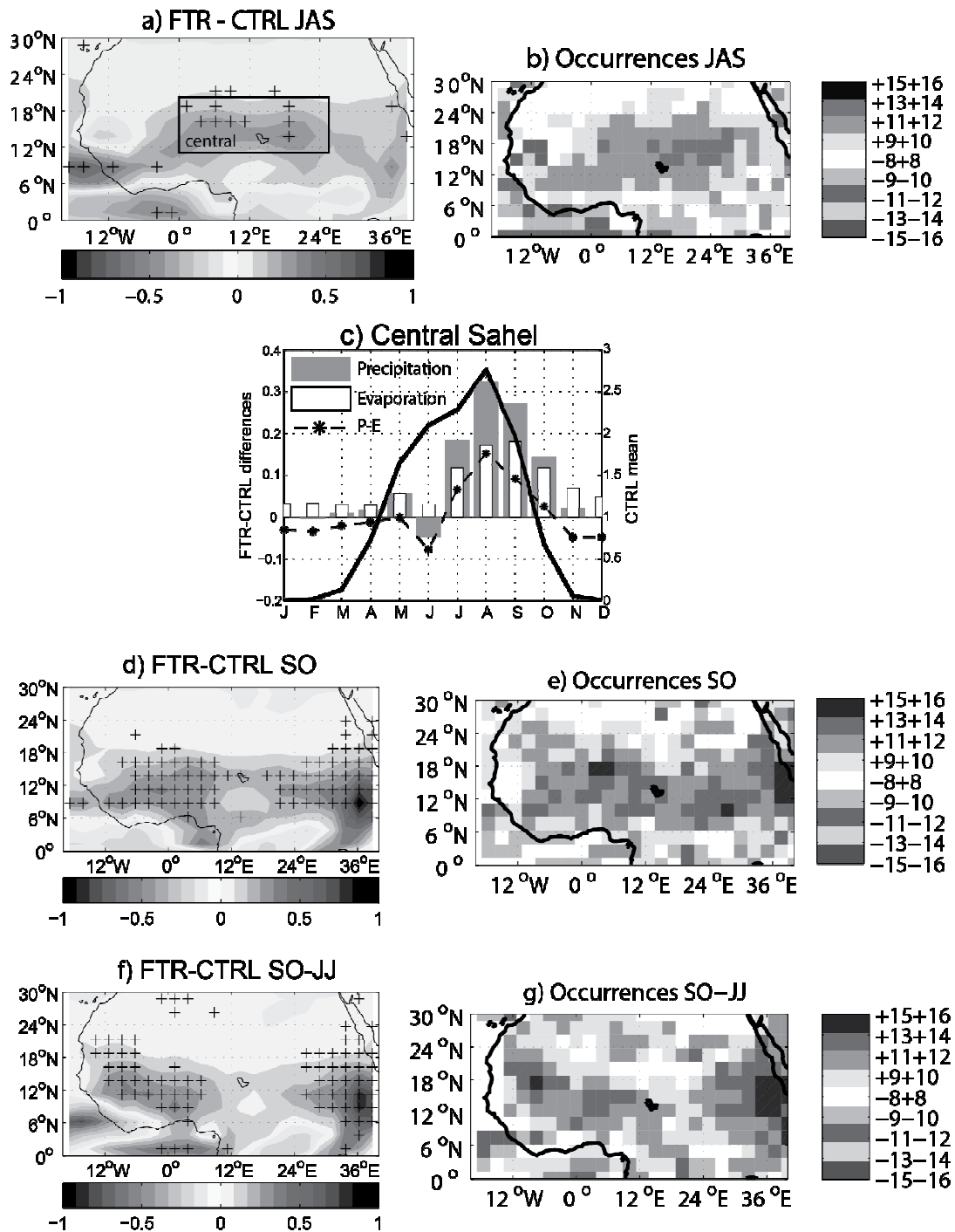


Figure 1. (a) Différences FTR-CTRL de précipitations (mm.jour-1) ainsi que (b) l'occurrence des modèles sur les anomalies de précipitations : une valeur de +11 ou +12 (-11 ou -12) indique que 11 à 12 modèles sont en accord avec une hausse (baisse) des précipitations. (d) Evolution des précipitations (mm.jour-1) de janvier à décembre et moyennée pour le Sahel centre (0°Est-25°Est ; 10°nord-20°Nord) ; le climat moyen (CTRL) est représenté en ligne continue noire (abscisse de droite) et les différences FTR-CTRL sont représentées par des histogrammes pour les précipitations (en gris, mm.jour-1) et pour l'évaporation (en blanc, mm.jour-1) (abscisse de gauche). Les différences FTR-CTRL de P-E sont représentées par des étoiles et un trait discontinu noir (abscisse de gauche). Les croix indiquent les différences significatives selon un test de Student ($p=0.05$).

La figure 1c présente l'évolution des précipitations moyennes entre janvier et décembre (ligne continue) au Sahel Central (boite sur la figure 1a), ainsi que l'anomalie FTR-CTRL de précipitations (barres grises), d'évaporation (barres blanches) et la différence entre précipitation et évaporation (P-E)(étoiles et trait discontinu). Au centre du Sahel, les

précipitations projetées sont plus importantes entre juillet et août, cœur de la saison des pluies sahéliennes, mais également pendant le mois d'octobre. La hausse des précipitations de septembre-octobre s'accompagne d'une augmentation de la convergence ($P-E > 0$) indiquant un renforcement du système de mousson de juillet à octobre.

3.2. La fin de saison des pluies

La figure 1d montre les différences de précipitations FTR-CTRL en septembre-octobre et une hausse généralisée des précipitations sur l'ensemble du Sahel. La majorité des modèles simule cette hausse des précipitations (figure 1e). Ce résultat est cohérent avec ceux de plusieurs auteurs qui associent cette hausse à un décalage du début et de la fin de la mousson (Biasutti et Sobel, 2009 ; Biasutti, 2013 ; Kitoh *et al.*, 2013). Pour mieux appréhender les évolutions à l'intérieur du cycle saisonnier, la figure 1f montre les différences SO-JJ de la période FTR moins SO-JJ de la période CTRL. On note une hausse des précipitations significative en Afrique de l'ouest notamment à l'ouest de 10°E en raison d'une diminution de la pluviométrie en JJ à l'ouest du Sahel pendant la période future (non montré). Ces différences sont robustes puisque simulées par une majorité de modèles (figure 1g).

Quelles sont les modifications de la dynamique atmosphérique relatives à ces modifications de fin de saison ? La figure 2 montre les anomalies de pression au niveau de la mer ainsi que des flux d'humidité en SO et la différence SO-JJ. En SO, une anomalie positive de pression est centrée sur l'Irlande et s'étend sur l'ouest de l'Europe continentale (figure 2a). Le maximum d'anomalie est simulé par 14 modèles sur 16 (figure 2c). Les modifications des flux d'humidité induites par les différences de pression conduisent d'une part à un renforcement du flux de mousson de sud-ouest au sud de 12°N et d'autre part à une accélération des flux du nord en provenance de la mer Méditerranée. Plus précisément, les différences SO-JJ FTR moins SO-JJ CTRL (fig. 2b) montrent que les principales modifications du champ de pression entre la fin et de début de la mousson se produisent sur l'Europe Continentale au nord de l'Italie et des Balkans. Reproduites par 13 à 14 modèles, elles indiquent que les pressions augmenteraient davantage en SO favorisant ainsi le renforcement des flux en direction du Sahel dans la période future.

Conclusion

Ce travail montre qu'il est possible de dégager un consensus sur l'évolution de la pluviométrie sahélienne. La réponse des modèles CMIP5 semble converger vers une augmentation de la pluviométrie pendant la saison de mousson au Sahel Central contrastant avec une diminution sur le Sahel Ouest. Ces résultats corroborent ceux de travaux antérieurs reposant sur l'examen des simulations de l'exercice CMIP3 (Monerie *et al.*, 2012). Ils sont aussi en accord avec la loi de Clausius-Clapeyron, qui nous apprend que la teneur en vapeur d'eau de l'air augmente avec la température indiquant que le réchauffement climatique est un facteur d'intensification du cycle de l'eau. L'augmentation simulée des précipitations au Sahel pourrait donc répondre en partie à l'accélération du cycle de l'eau.

Cependant il faut aussi considérer d'autres interactions plus spécifiques à la région de mousson africaine. En effet si l'augmentation des précipitations paraît être un signal robuste dans les 16 modèles que nous avons utilisés, il faut aussi noter que cette évolution ne se restreint pas à la seule saison des pluies. Elle se manifeste aussi par un décalage saisonnier associé à une hausse des précipitations en SO déjà remarquée par (Biasutti, 2013 ; Seth *et al.*, 2013). Nous avons tenté d'examiner la dynamique atmosphérique associée à cette évolution. La hausse des précipitations répond prioritairement à une augmentation de la convergence d'humidité pendant et en fin de saison des pluies. En SO le renforcement des flux d'humidité de NE augmente la convergence sur la bande sahélienne et donc les précipitations. A cet

apport d'humidité extérieur à la région on peut ajouter celui provenant de l'évaporation locale provenant des excédents pluviométriques tombés pendant la saison en réponse au réchauffement des températures continentales. Les flux renforcés s'inscrivent dans un contexte associant (i) des hausses de pressions en Europe de l'ouest qui amène l'humidité vers le secteur méditerranéen ; (ii) une augmentation des pressions sur le nord de la Méditerranée entre SO et JJ qui s'accroît entre la période future et la période historique. Rowell *et al.* (2003) et Fontaine *et al.* (2003) ont par le passé montré le rôle de l'est de la mer Méditerranée sur la mousson. Des TSO méditerranéennes plus chaudes conduisent à une augmentation de l'évaporation constituant une source d'humidité supplémentaire qui est ensuite transportée par le flux de nord-est. Cette advection de vapeur d'eau contribue à l'augmentation de la pluviométrie, via un renforcement de la convergence d'humidité. En se réchauffant davantage, la mer Méditerranée pourrait être un facteur pesant sur l'évolution climatique future de la mousson, expliquant l'augmentation des pluies.

Ces résultats soulèvent quelques questions : est-ce que le nombre de jours de pluie augmentera ? L'intensité des pluies sera-t-elle plus élevée ? Ce qui pose aussi le problème de la fréquence des événements extrêmes. Il semble aussi que les anomalies de circulation au départ de la Méditerranée s'insèrent dans un cadre plus large impliquant la circulation des latitudes moyennes (voir fig. 2). Ces éléments devront être interrogés dans de futurs travaux.

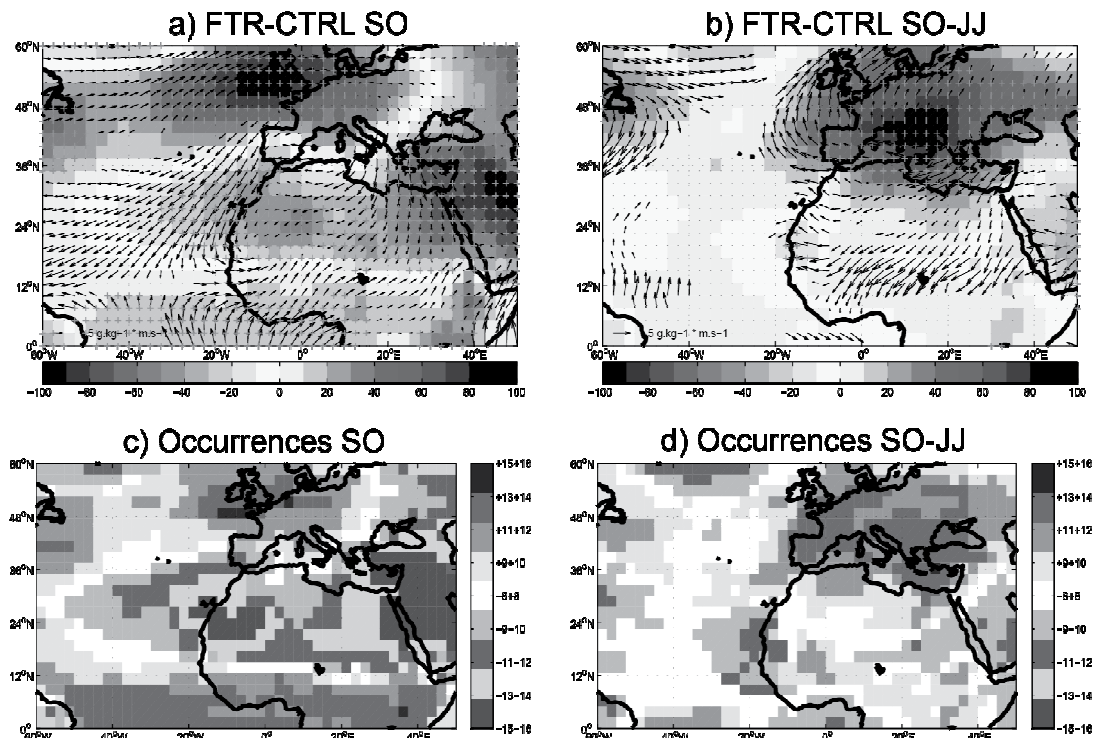


Figure 2. Différences FTR-CTRL de pression au niveau de la mer (Pa) et des flux d'humidité à la surface ($\text{g.kg}^{-1} \cdot \text{m.s}^{-1}$) pour (a) SO et (b) SO-JJ. Les différences de pression sont représentées par des aplats grisés et des croix indiquent les différences significatives selon un test de Student ($p=0.05$). Seules les différences significatives de flux d'humidité sont représentées (au moyen de vecteurs). Les cartes d'occurrences présentent le consensus des modèles pour (c) SO et (d) SO-JJ. 16 modèles ont été utilisés pour le calcul de la pression et 13 modèles pour les flux d'humidité de surfaces.

Bibliographie

Biasutti M., 2013 : Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**(4), 1613-1623.

Biasutti M., Sobel A.H., 2009 : Delayed Sahel rainfall and global seasonal cycle in a warmer climate. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L23707.

- Fontaine B., Roucou P., Trzaska S., 2003 : Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis. *Geophys. Res. Lett* **30(3)**, 1117-1120
- Fontaine B., Roucou P., Monerie P. A., 2011 : Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario. *Atmospheric Science Letters*. **12(1)**, 83-88.
- Haarsma R.J., Selten F. M., Weber S. L., Kliphuis M., 2005 : Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophysical Research Letters*, **32(17)**, L17702.
- Hsu P.-C., Li T., Murakami H., Kitoh A., 2013 : Future change of the global monsoon revealed from 19 CMIP5 model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 1247-1260, doi:10.1002/jgrd.50145.
- James R., Washington R., 2013 : Changes in African temperature and precipitation associated with degrees of global warming. *Climatic Change*, 1-14.
- Kitoh A., Endo H., Krishna Kumar K., Cavalcanti I. F., Goswami P., Zhou T., 2013 : Monsoons in a changing world: a regional perspective in a global context. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 3053–3065, doi:10.1002/jgrd.50258.
- Lebel T., Ali A., 2009 : Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007), *J. Hydrol.*, **375(1–2)**, 52–64, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030.
- Lee J.-Y., Wang B., 2014 : Future change of global monsoon in the CMIP5. *Climate Dynamics*, 1-19.
- Meinshausen M., Smith S. J., Calvin K., Daniel J. S., Kainuma M., Lamarque J., Matsumoto K., Montzka S., Raper S., Riahi K. and Coauthors, 2011 : The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, **109(1-2)**, 213-241.
- Monerie P.-A., Fontaine B., Roucou P., 2013 : Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 117(D16)
- Monerie P.-A., Roucou P., Fontaine B., 2012 : Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario. *International Journal of Climatology*. **33**, 881-896. DOI: 10.1002/joc.3476.
- Nicholson S., 2005 : On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. *Journal of Arid Environments* **63**: 615–641, DOI: 10.1016/j.jaridenv.2005.03.004.
- Pennell C., Reichler T., 2011 : On the effective number of climate models. *Journal of Climate*, **24(9)**, 2358-2367.
- Rowell D. P., 2003 : The Impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian Rainfall Season. *Journal of Climate* **16(5)**, 849-862.
- Santer B. D., Taylor K., Gleckler P., Bonfils C., Barnett T., Pierce D., Wigley T., Mears C., Wentz F., Brüggemann W. and Coauthors, 2009 : Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **106(35)**, 14778-14783.
- Seth A., Rauscher S. A., Biasutti M., Giannini A., Camargo S. J., Rojas M., 2013 : CMIP5 Projected Changes in the Annual Cycle of Precipitation in Monsoon Regions. *Journal of Climate*, **26**, 7328–7351.
- Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K., Tignor M., Miller H., 2007 : IPCC Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A., 2012 : An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93(4)**, 485-498.
- Thomson A. M., Calvin K. V., Smith S. J., Kyle G. P., Volke A., Patel P., Delgado-Arias S., Bond-Lamberty B., Wise M. A., Clarke L. E. and Coauthors, 2011 : RCP4. 5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*, **109(1-2)**, 77-94.
- Zhou, T., Yu R., Li H., Wang B., 2008 : Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century. *Journal of Climate*, **21(15)**, 3833-3852.