

LES INTERACTIONS D'ECHELLE AU SEIN DU SYSTEME CLIMATIQUE : L'EXEMPLE DE L'IMPACT DES PHASES CHAUDES DE L'EL NIÑO OSCILLATION AUSTRALE EN INDONESIE

Vincent MORON ^{1, 2, 3}, Andrew W. ROBERTSON ³ et Jian Hua (Joshua) QIAN ³

¹ Aix-Marseille Université et CEREGE (UMR 7330 CNRS)

Europôle Méditerranéen de l'Arbois

BP 80

13545 Aix en Provence, France

moron@cerege.fr

² Institut Universitaire de France

103, bd Saint-Michel

75005 Paris, France

³ International Research Institute for Climate and Society

Columbia University

P.O. Box 1000

61 Route 9W, Monell Building, Palisades

NY 10964-1000, USA

Résumé

Cet article examine la modulation spatio-temporelle de l'impact des phases chaudes de l'El Niño Oscillation Australe sur les pluies indonésiennes. Les anomalies de pluies sont largement négatives sur la quasi-totalité de l'Indonésie au moment du démarrage de la mousson australe (septembre-novembre), qui est systématiquement retardé, particulièrement au sud de l'équateur, en liaison avec une anomalie de subsidence à grande échelle, des alizés d'ESE plus forts et/ou plus durables que la normale, et des anomalies négatives de la température de la surface océanique (TSO) au niveau des mers indonésiennes. Par contre, le signal pluviométrique au cœur de la mousson australe (décembre-mars) est spatialement très hétérogène, malgré l'anomalie de subsidence persistante à grande échelle, avec des anomalies négatives au-dessus de la plupart des mers, mais des anomalies positives sur certaines parties d'îles, ainsi que sur l'ouest de l'Indonésie. La mousson australe d'WNW est alors moins puissante qu'à l'habitude, ce qui est plutôt défavorable aux pluies, mais l'émergence d'anomalies positives de TSO au niveau des mers indonésiennes et une accentuation du cycle diurne contribuent au contraire à augmenter localement les pluies.

Mots-clés : interaction d'échelle, Indonésie, El Niño Oscillation Australe, pluie.

Abstract

Scale interactions in climate system: case study of the impact of warm phase of El Niño Southern Oscillation in Indonesia

This paper analyses the spatio-temporal modulation of the impact of El Niño Southern Oscillation on Indonesian rainfall. The regional-scale rainfall anomaly is spatially uniform across monsoonal Indonesia from September to November, with large delays of the onset of austral summer monsoon associated with anomalous large-scale subsidence, enhanced ESE winds and cold sea surface temperatures (SST) anomalies across Indonesia seas. During the core of the austral summer monsoon (*i.e.* in December-March), the regional-scale low-level easterly anomaly now reduces the intensity of usual WNW austral summer monsoon. The local SST warms and the quiescent regional-scale winds are able to enhance the diurnal cycle between sea and mountainous islands. Negative rainfall anomalies across most of the Indonesian sea contrast now with positive rainfall anomalies over mountains and particular faces of islands, and western Indonesia.

Keywords: scale interaction, Indonesia, El Niño Southern Oscillation, rainfall.

Introduction

La majorité des pluies tropicales est d'origine convective (Ricciardulli et Sardeshmukh, 2001) et donc associée avec des cumulo-nimbus dont la taille est typiquement inférieure à 10 km et la durée de vie limitée à quelques heures. Le cycle de vie de ces unités convectives est fortement lié au cycle diurne (par exemple, Ichikawa et Yasunari, 2006). Les cumulo-nimbus ne sont pas obligatoirement isolés les uns des autres et des structures nuageuses plus vastes et plus durables organisent la convection (amas nuageux de méso-échelle, dépression tropicale, cyclone, etc.). L'intensité et la fréquence de ces phénomènes sont elles-mêmes influencées par des oscillations atmosphériques encore plus vastes et plus lentes, comme l'oscillation de Madden-Julian (Madden et Julian, 1971), dont l'extension horizontale dépasse 5000 km et la période est typiquement de 30-60 jours. Une saison pluvieuse de 2-8 mois intègre l'ensemble de ces échelles de mouvement, ce qui entraîne un filtrage spatial et temporel des variations liées à l'échelle convective de base.

Par ailleurs, l'atmosphère tropicale réagit de façon relativement homogène sur des échelles spatiales très vastes supérieures au million de km² aux champs de températures et d'humidité de surface. Une anomalie chaude en surface provoque ainsi une anomalie de convergence du vent et une anomalie d'ascendance dans la troposphère, même si ces dernières sont aussi reliées au niveau thermique moyen. Si l'air est suffisamment proche de la saturation, la condensation en moyenne troposphère et la libération de chaleur latente associée permettent de coupler la convergence dans les basses couches avec une divergence dans les couches supérieures de la troposphère. L'air évacué horizontalement au sommet de la troposphère peut retomber vers la surface à plusieurs milliers de kilomètres. Ce phénomène perturbe la répartition de masse atmosphérique et est directement à l'origine des téléconnexions. La plus importante d'entre elles est associée avec le phénomène El Niño Oscillation Australe (ENOA), dont les phases chaudes et froides se produisent tous les 3-7 ans dans le Pacifique tropical (Rasmusson et Carpenter, 1982) et dont les conséquences avérées sont perceptibles dans la quasi-totalité de la zone tropicale (Ropelewski et Halpert, 1987, 1996 ; Kiladis et Diaz, 1989 ; Klein *et al.*, 1999), même si sa signature spécifique est mélangée avec d'autres signaux quand on s'éloigne du Pacifique tropical.

La vision classique de l'ENOA associe pour un événement « chaud » (c'est-à-dire caractérisé par des anomalies thermiques chaudes du centre à l'est du Pacifique équatorial) une anomalie d'ascendance et donc, des pluies anormalement élevées du Pacifique central aux côtes sud-américaines, habituellement peu arrosées, couplées à une anomalie de subsidence, et donc, des précipitations anormalement faibles au-dessus du « continent maritime » (qui comprend l'archipel Indonésien, le sud des Philippines, la Nouvelle Guinée et la Péninsule Malaise ainsi que l'ensemble des mers intérieures et de la « warm pool » qui correspond à la partie occidentale du Pacifique tropical). La circulation zonale de Walker est alors nettement affaiblie, voire même inversée dans certains cas extrêmes, comme par exemple en janvier 1983 lorsque des vents d'ouest soufflèrent à rebours des alizés habituels sur une grande partie du Pacifique équatorial. Bien que le continent maritime soit habituellement considéré comme étant au cœur de l'ENOA du point de vue géographique (Meehl, 1987 ; Klein *et al.*, 1999 ; McBride *et al.*, 2003 ; Chang *et al.*, 2005), les anomalies pluviométriques associées aux épisodes chauds sont loin d'y être homogènes dans l'espace et dans le temps (cf. par exemple Haylock et McBride, 2001 ; Aldrian *et al.*, 2004, 2005, 2007 ; Chang *et al.*, 2004 ; Giannini *et al.*, 2007 ; Moron *et al.*, 2009, 2010 ; Qian *et al.*, 2010 ; Robertson *et al.*, 2011).

Cet article examine les anomalies océano-atmosphériques liées aux phases chaudes de l'ENOA à partir de plusieurs fichiers de données depuis 1981. L'accent est mis sur les différentes échelles en jeu et les interactions entre différents processus. Les données utilisées

sont présentées dans la section 1. Les résultats sont ensuite montrés dans la section 2 avant une conclusion en section 3.

1. Données

1.1. Les températures de surface océanique (TSO)

Les données de TSO proviennent du fichier "Reynolds" disponible à partir de novembre 1981 sur une grille de 1° de résolution horizontale. La définition des épisodes ENOA est généralement réalisée grâce aux différents indices régionaux calculés comme la moyenne des anomalies thermiques équatoriales entre 160°W et la côte sud-américaines (de l'indice Niño 4 au centre du Pacifique au Niño 1+2 près des côtes sud-américaines). De nombreuses études (par exemple Trenberth et Stepaniak, 2001 ; Ashok *et al.*, 2007 ; Kao et Yu, 2009) ont analysé les différences entre deux types d'épisode chaud ; (1) ceux où l'intensité des anomalies thermiques positives est maximale vers le centre du Pacifique (comme en 1991 ou en 2002), dénommés parfois ENOA *Modoki* ; (2) et ceux, plus classiques (Rasmusson et Carpenter, 1982), où les anomalies thermiques positives sont maximales au niveau du Pacifique Est (comme en 1982 ou en 1997). Notre objectif n'est pas ici de distinguer les éventuelles différences entre ces deux types d'épisode à l'échelle de l'Indonésie, et la définition des épisodes chauds est donc basée sur l'indice Niño 3.4 (170°W - 120°W , 5°N - 5°S) qui permet de les considérer conjointement (Kao et Yu, 2009). La série temporelle du Niño 3.4 (figure 1a) montre évidemment les deux épisodes chauds majeurs de 1982/83 et 1997/98, mais aussi des épisodes moins intenses, mais plus durables comme en 1991-1995 (Trenberth et Hoar, 1996) et en 2002-2007, lorsque les phases froides intermédiaires sont brèves et peu intenses. Les épisodes chauds sont définis de façon assez lâche afin d'avoir un effectif suffisant, même durant les brèves périodes durant lesquelles les données GPCP et CMORPH sont disponibles (cf. section 1.2). Cinq mois consécutifs avec une anomalie mensuelle $> +0,5^\circ\text{C}$ suffisent à définir un épisode chaud. Neuf épisodes complets et un partiel (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009) correspondent à cette définition (figure 1a) avec des anomalies thermiques positives qui durent en moyenne 14 mois, d'avril à mai de l'année suivante, et qui sont maximales lors de l'été austral (figure 1b), même si certains épisodes, comme ceux de 1987/88 ou de 2004/05, ne correspondent pas à cette évolution canonique (Rasmusson et Carpenter, 1982).

1.2. La pluviométrie

Les données pluviométriques proviennent de trois fichiers différents. Le premier fichier contient les données CMORPH – CPC Morphing technique – à une résolution de $0,25^\circ$ disponibles toutes les 3 heures depuis le 7 décembre 2002. Les sommes quotidiennes sont utilisées ici jusqu'à fin décembre 2009. Il y a moins de 0,5% de valeurs manquantes qui sont remplacées par la moyenne climatologique de chaque point. Ces données proviennent du traitement de données satellites micro-ondes et infrarouges (Joyce *et al.*, 2004). Les données combinées de pluies du fichier GPCP – Global Precipitation Climatology Project (Huffman *et al.*, 2001) – sont également utilisées. Elles sont disponibles du 1^{er} octobre 1996 au 30 avril 2008. Il s'agit de données composites, combinant des estimations satellitales et des pluviomètres tout comme les données pentadaires issues du fichier CMAP – CPC Merged Analysis of Precipitation (Xie et Arkin, 1997) – disponibles de janvier 1979 à septembre 2009 sur une grille de $2,5^\circ$ de côté. L'utilisation de ces différentes données permet d'une part de vérifier l'adéquation générale entre des fichiers qui ne combinent pas les mêmes données de base (par exemple, GPCP et CMAP utilisent les pluies mesurées par les pluviomètres, contrairement à CMORPH) et ne reposent pas sur les mêmes algorithmes, et d'autre part, de discerner les signaux typiques d'une échelle particulière. Par exemple, la grille de $2,5^\circ$ de côté

des données CMAP ne permet absolument pas de documenter les éventuelles différences entre les côtes nord et sud de l'île de Java, alors que les données GPCP et surtout CMORPH offrent cette possibilité.

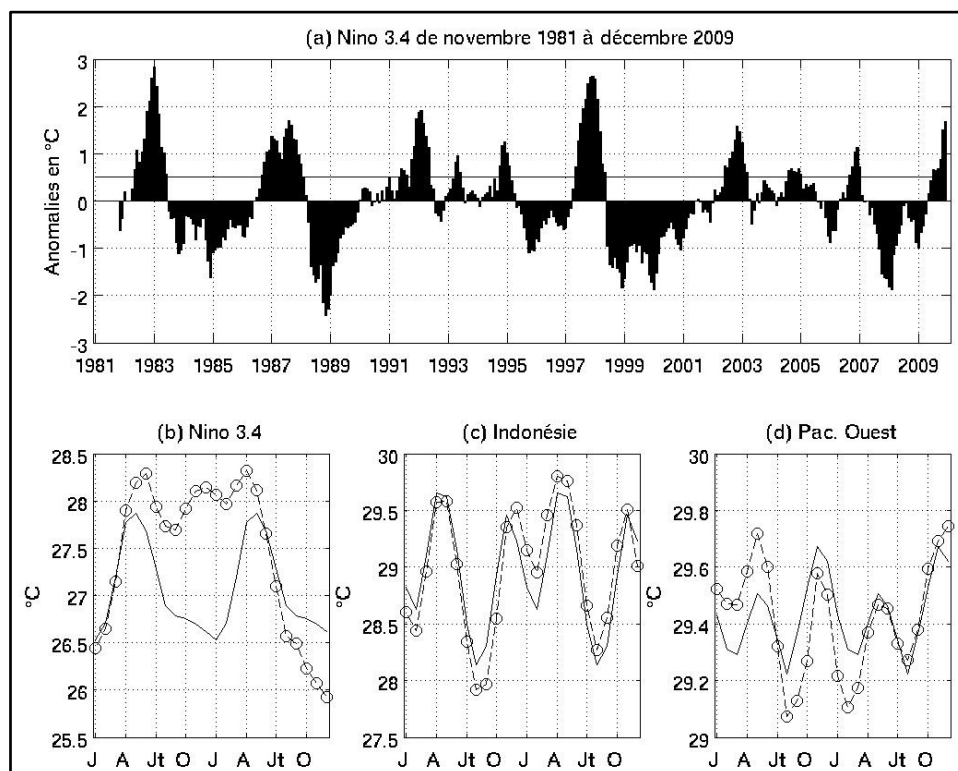


Figure 1 : (a) Anomalie thermique moyenne mensuelle (en °C) des températures de surface océanique (TSO) dans la boîte Niño 3.4 (170°-120°W, 5°S-5°N) par rapport à la moyenne 1981-2009. La ligne horizontale à +0,5°C permet de définir les épisodes chauds (au moins 5 mois consécutifs > +0,5°C) en 1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009. (b) Evolution bisannuelle des TSO brutes (en °C) sur la boîte Niño 3.4 lors des épisodes chauds (en traits tiretés + ronds) superposée à la moyenne mensuelle (traits pleins). (c) Idem que (b) pour une boîte indonésienne (105°-120°E, 7.5°S-équateur). (d) Idem que (b) pour une boîte sur le Pacifique ouest, correspondant approximativement à la « Warm Pool » (150°-165°E, 7.5°S-7.5°N). (a) Monthly mean of sea surface temperature (SST) anomalies (in °C) for Niño 3.4 box (170°-120°W, 5°S-5°N) relatively to the long-term 1979-2009 mean. The horizontal line at +0.5°C defines the warm ENSO events (at least 5 consecutive months > +0.5°C), i.e. 1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009. (b) Bi-annual time evolution (in °C) of Niño 3.4 SST during warm ENSO events (dashed line and circle) superimposed on climatological annual cycle (full line). (c) same as (b) for Indonesian sea (105°-120°E, 7.5°S-Equator). (d) same as (b) for Pacific Warm Pool (150°-165°E, 7.5°S-7.5°N).

1.3. Les vents

Les données quotidiennes de vent à 850 et 200 hPa ont été extraites des réanalyses de seconde génération du NCEP sur la période allant de janvier 1979 à décembre 2009. La divergence horizontale a été calculée à partir des vents. Le potentiel de vitesse à 850 hPa provient des réanalyses de première génération du NCEP.

2. Résultats

2.1. Les conditions pluviométriques et atmosphériques moyennes

La figure 2 présente la moyenne des pluies perçue à travers les trois fichiers de données. Ces cartes ne sont pas strictement comparables puisque les données sont issues de mesures et de périodes différentes (cf. section 1.2). Néanmoins, on peut remarquer que les variations

régionales sont cohérentes avec un minimum absolu (< 1000 mm/an) du sud du domaine avec un talweg relatif (< 1500 mm/an) remontant sur Sulawesi, les Moluques et le sud des Philippines, et deux maxima d'intensité comparable (> 3000 mm/an) sur l'est de l'Océan Indien au large de Sumatra d'une part et sur le Pacifique tropical du NW d'autre part (figure 2).

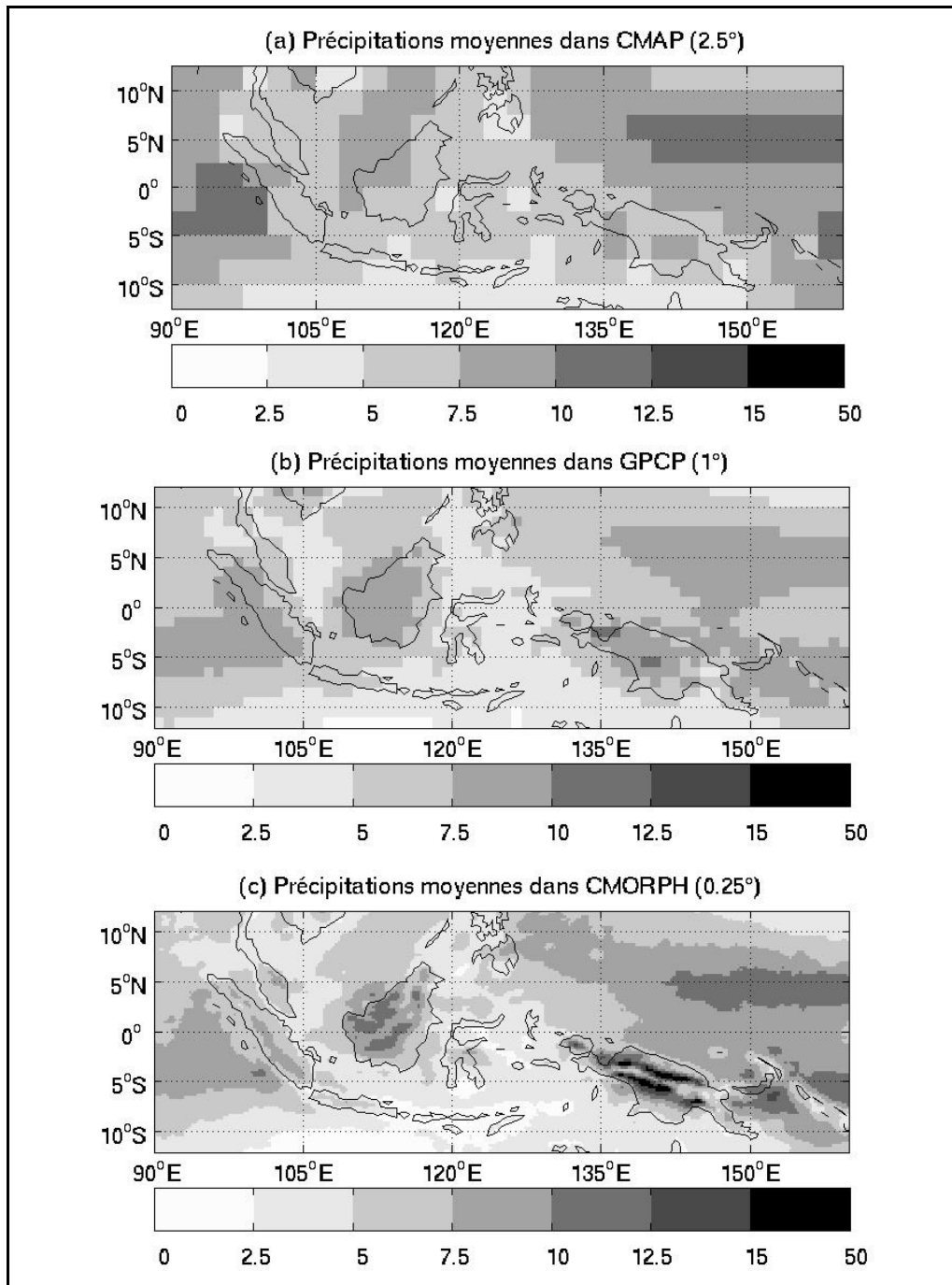


Figure 2 : Précipitations moyennes annuelles (en mm/jour) dans les fichiers (a) CMAP (2.5°, 1979-2009), (b) GPCP (1°, 1996-2008) et (c) CMORPH (0.25°, 2002-2009). *Mean rainfall (in mm/day) in (a) CMAP (2.5°, 1979-2009), (b) GPCP (1°, 1996-2008), (c) CMORPH (0.25°, 2002-2009) datasets.*

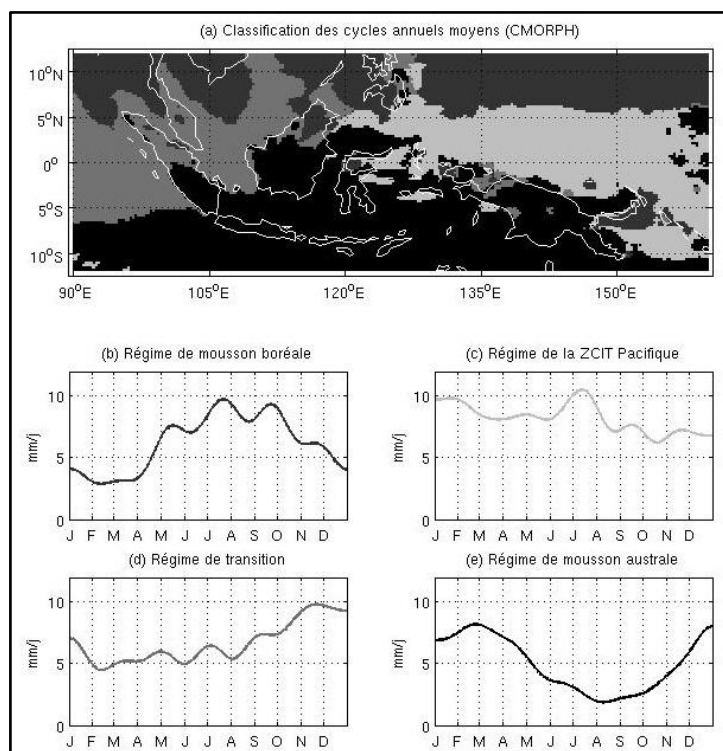
Ces deux derniers secteurs correspondent à la localisation semi-permanente de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) alors que l'axe plus sec correspond à de multiples facteurs, dont l'abri topographique entre Bornéo et la Nouvelle Guinée. De nombreux détails, visibles

dans les données GPCP (figure 2b) et surtout CMORPH (figure 2c), ne sont évidemment pas perceptibles dans les données CMAP (figure 2a). Les pluies augmentent ainsi nettement sur les parties montagneuses, notamment sur la Nouvelle-Guinée où deux maximas > 12 mm/j (soit > 4 m/an) orientés WNW-ESE apparaissent sur la chaîne centrale qui culmine à plus de 5000 m (Pic Jaya : 5039 m), mais aussi sur les Monts Van Rees au nord de l'Irian Jaya qui ne dépassent pas 2000 m.

L'impact des montagnes n'est pas nécessairement proportionnel à leur altitude ici, car un forçage modeste suffit pour déclencher la convection profonde si l'air est chaud et très proche de la saturation dans les basses couches, comme c'est généralement le cas ici. Les premières pentes et/ou des reliefs modestes peuvent donc être plus arrosés que les hauts sommets à partir du moment où ils sont régulièrement frappés par un flux chaud et humide, comme cela a été démontré sur le Mont Cameroun par J.-B. Suchel (1987). Il est également évident que l'impact de volcans isolés comme le Lombok (3726 m) sur l'île éponyme n'est pas nécessairement perceptible, même avec une résolution de $0,25^\circ$. On peut également noter que certaines îles assez montagneuses, comme Timor (le point culminant étant le Foto Tatamailau : 2963 m), ne semblent pas particulièrement affectées par des fortes précipitations (figure 2c), mais on est alors sur un secteur où la mousson de WNW est moins durable et potentiellement moins intense. On note enfin que la différence entre les mers, plutôt sèches, et les îles, plutôt arrosées, s'accroît entre les données GPCP et CMORPH, notamment sur l'espace limité par les grandes îles indonésiennes (Sumatra, Bornéo, Nouvelle-Guinée et Java ; figures 2b et c). On peut voir là le rôle du cycle diurne (Ichikawa et Yasunari, 2006 ; Qian, 2008) couplé avec la topographie.

Le rythme annuel des pluies est compliqué dans le détail. Toutefois, Aldrian et Dwi Susanto (2003) ont délimité trois grands types de régime annuel à partir d'un réseau riche de plus de 800 pluviomètres. Une classification a été réalisée sur les données CMORPH (figure 3).

Figure 3 : (a) 4 classes du cycle annuel moyen des pluies (CMORPH, $0,25^\circ$, 2002-2009) d'après une classification en nuées dynamiques appliquées aux moyennes quotidiennes des pluies, lissées par un filtre récursif éliminant les périodes plus courtes que 60 jours, et pré-filtrées par une analyse en composantes principales retenant 75% de la variance totale. Les panels (b-e) présentent la moyenne des pluies filtrées brutes (en mm/j) pour chacune des 4 classes. (a) 4 clusters of mean annual cycle of rainfall (CMORPH, $0,25^\circ$, 2002-2009) from a k-means clustering of daily mean rainfall, low-pass filtered using a recursive filter removing periods faster than 60 days, and pre-filtered by an empirical orthogonal function accounting for 75% of the total variance. Panels (b-e) display low-pass filtered mean rainfall (in mm/day) for each cluster.

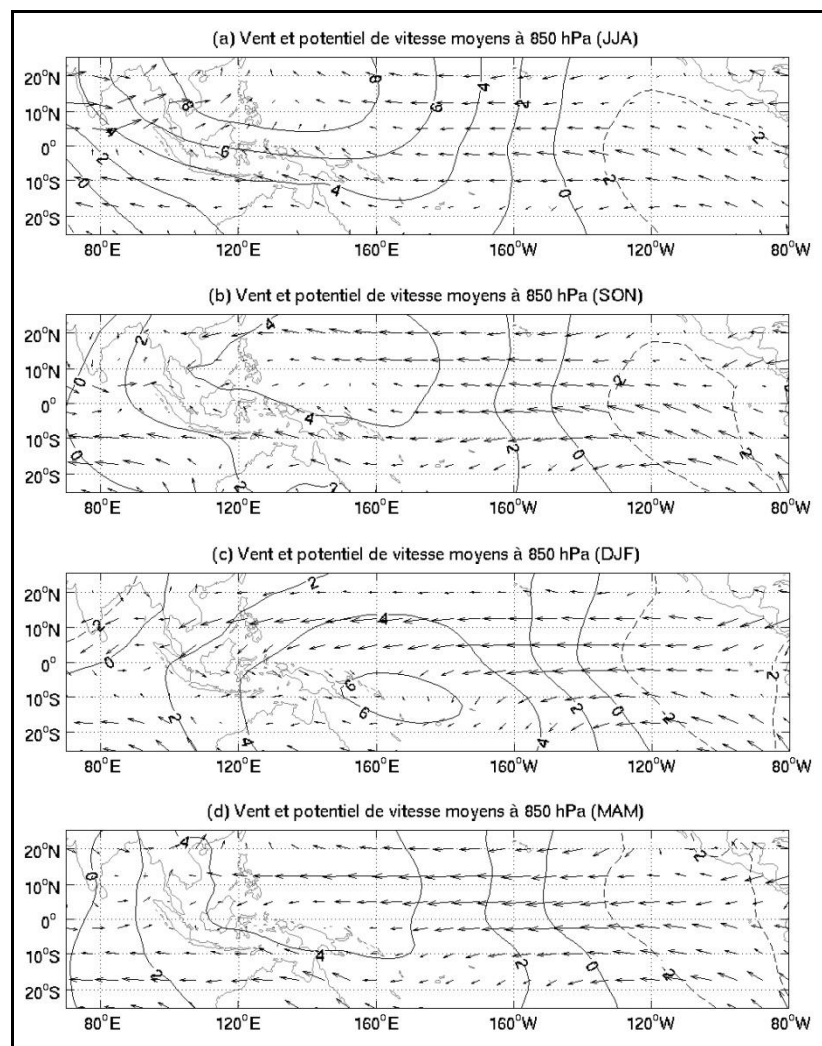


La moyenne quotidienne a d'abord été calculée sur chaque point de grille, puis a été filtrée récursivement afin d'éliminer les périodes inférieures à 60 jours et de ne retenir que le cycle annuel ainsi que ses premières harmoniques. Le cycle annuel moyen a été standardisé (moyenne nulle et variance unitaire) sur chaque point de grille, et les composantes principales expliquant 75% de la variance totale ont été soumises à une classification par nuées dynamiques. Un indice de « *classifiabilité* » (Michelangeli *et al.*, 1995 ; Moron et Plaut, 2003) permet de définir le nombre optimal de classes.

Dans le cas de l'Indonésie, cet indice est égal à 1 (c'est-à-dire que la classification finale ne dépend pas de l'initialisation aléatoire des centres de gravité) pour 2 et 4 classes, présentées sur la figure 3a. Le régime de mousson boréale (figure 3b) occupe pratiquement toute la zone au nord de 5°N, ainsi que certaines façades orientées au sud et/ou à l'est, comme en Nouvelle Bretagne (figure 3a). Le régime associé avec la ZCIT du Pacifique tropical Nord (figures 3a et c) connaît des pluies assez continues tout au long de l'année, alors que le régime de transition (figures 3a et d), avec un maximum pluvieux en fin d'automne boréal, est commun sur le SE asiatique. Le régime de mousson australe (figure 3e) est pratiquement symétrique à celui de l'hémisphère nord et recouvre la quasi-totalité de l'archipel Indonésien, de la Nouvelle-Guinée et des mers intérieures (figure 3a).

Le cycle annuel de la circulation atmosphérique à grande échelle est illustré par les vents et le potentiel de vitesse moyens à 850 hPa (figure 4).

Figure 4 : Vent (en m/s) et potentiel de vitesse (en 10^6 m/s) moyens à 850 hPa en (a) JJA, (b) SON, (c) DJF et (d) MAM. Les données proviennent des réanalyses du NCEP entre 1979 et 2009 et sont représentées avec un pas horizontal de 3 longitudes/latitudes par rapport à la résolution originale. *Mean wind (in m/s) and velocity potential (in 10^6 m/s) at 850 hPa in (a) JJA, (b) SON, (c) DJF and (d) MAM. Data are extracted from NCEP reanalyses from 1979 to 2009.*



L'Indonésie se situe au niveau de la branche ascendante de la circulation de Walker Pacifique, la branche subsidente se localisant sur le Pacifique Est. Le maximum de convergence à grande échelle se décale des basses couches du Pacifique tropical du NW en JJA (figure 4a) sur l'est du continent maritime en DJF (figure 4c), approximativement au niveau de la « *warm pool* ». Cette translation correspond à la réponse asymétrique de l'atmosphère au cycle annuel du rayonnement solaire couplé avec la géographie particulière du fuseau océano-asiatique (Chang *et al.*, 2005). En conséquence, les vents dans les basses couches, qui sont très réguliers au niveau du Pacifique tropical, changent au-dessus de l'Indonésie, d'ESE en JJA (figure 4a) à l'WNW en DJF (figure 4c) au sud de l'équateur.

2.2. La signature des épisodes chauds dans les anomalies pluviométriques à l'échelle régionale

La figure 5 présente les anomalies pluviométriques trimestrielles (panels a, e, i) pour JJA, pour SON (panels b, f, j), pour DJF (panels c, g, k) et pour MAM+1 (panels d, h, l) déterminées à partir des événements chauds ENOA par rapport à la moyenne disponible. Il faut garder à l'esprit que les composites sont calculées sur des périodes différentes et que le nombre d'événements chauds inclus varie de 3 à 10. Notons que les anomalies supérieures à 15-20% en valeur absolue correspondent approximativement au seuil bilatéral à 95% selon un test en T de Student.

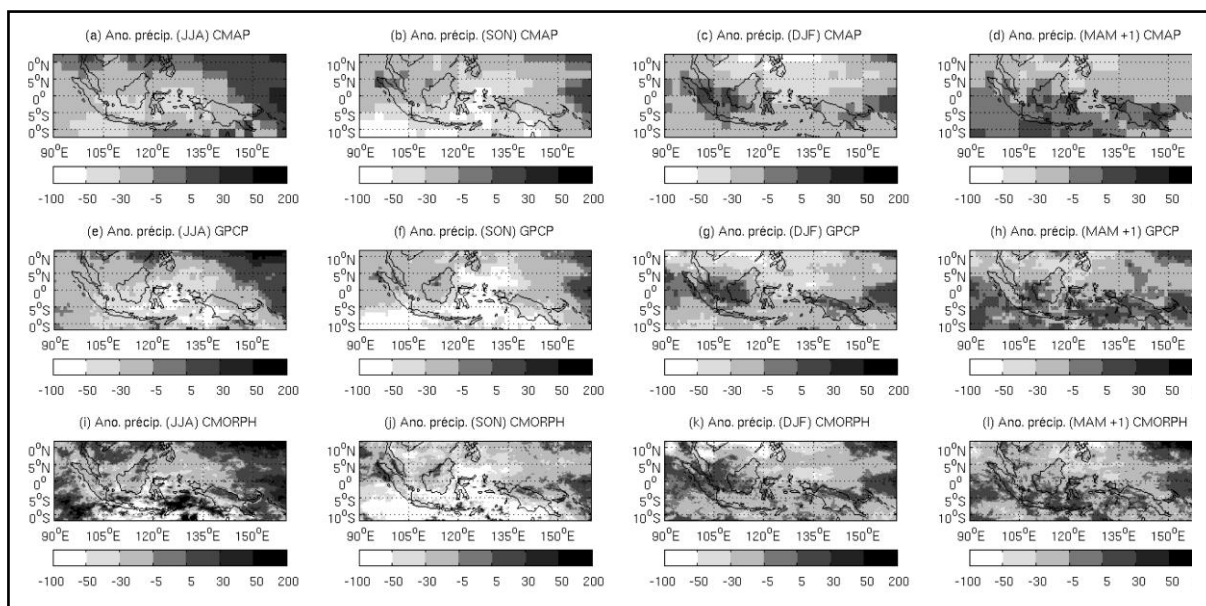


Figure 5 : Anomalies des cumuls trimestriels de précipitations (JJA, SON, DJF, MAM+1) des épisodes chauds de l'ENOA (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009 pour CMAP ; 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07 pour GPCP ; 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009 pour CMORPH) exprimées en % de la moyenne sur la totalité de la période disponible pour chaque fichier. *3-month rainfall anomaly (JJA, SON, DJF, MAM) during warm ENSO events (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009 for CMAP; 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07 for GPCP; 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009 for CMORPH) expressed as percentage relatively to the climatological mean for CMAP, GPCP and CMORPH.*

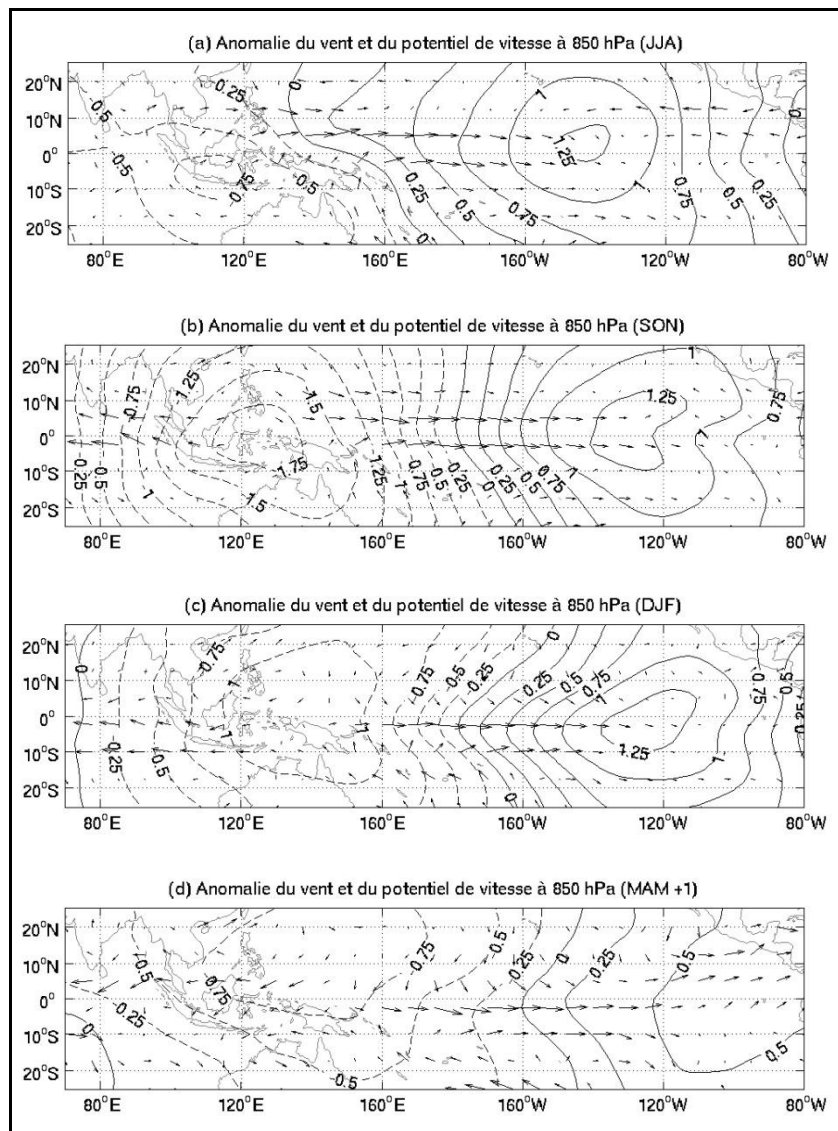
Les anomalies pluviométriques sont cohérentes entre les trois fichiers malgré la différence d'échantillonnage temporel et spatial. Les anomalies en JJA (figures 5a, e et i) et surtout SON (figures 5b, f et j) sont très clairement négatives sur l'ensemble de l'Indonésie et la Nouvelle-Guinée. La cohérence entre les trois fichiers est particulièrement nette en SON (figures 5b, f et j) avec des anomalies plus faibles, voire légèrement positives sur la Péninsule Malaise, le Nord de Sumatra, le NW de Bornéo et le Pacifique central. Les anomalies négatives sont alors

particulièrement fortes sur la partie où la mousson australe théoriquement démarre (Haylock et McBride, 2001 ; Moron *et al.*, 2009, 2010). Les phases chaudes de l'ENOA sont donc clairement associées avec un retard du démarrage de la mousson australe. Les anomalies deviennent beaucoup plus faibles et spatialement contrastées en DJF (figures 5c, g et k), c'est-à-dire quand la mousson australe d'WNW est en moyenne installée au-dessus de l'Indonésie. Les anomalies restent négatives et significatives sur un fuseau médian qui s'évase clairement au nord de l'équateur, de la Mer de Chine méridionale au Pacifique du NW. Les anomalies sont au contraire variables, notamment sur les îles indonésiennes et la Nouvelle-Guinée. Ce schéma se renforce en MAM (figures 5d, h et l), à la fin de la mousson australe avec des anomalies proches de zéro au sud de l'équateur et des anomalies négatives qui s'affaiblissent au nord.

2.3. La réponse océano-atmosphérique régionale

La figure 6 présente les anomalies de vent et de potentiel de vitesse à 850 hPa lors des phases chaudes de l'ENOA. Un couple associe une anomalie de divergence à grande échelle au-dessus du continent maritime, et une de convergence au-dessus du Pacifique Est, ces anomalies étant inversées à 200 hPa (non montré).

Figure 6 : Anomalies du vent (en m/s) et du potentiel de vitesse (en 10^6 m/s) à 850 hPa en (a) JJA, (b) SON, (c) DJF, (d) MAM +1 des épisodes chaudes de l'ENOA (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009) exprimées par rapport à la moyenne de la période 1979-2009. *Wind (in m/s) and velocity potential (in 10^6 m/s) anomalies at 850 hPa in (a) JJA, (b) SON, (c) DJF, (d) MAM +1 during warm ENSO events (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009) expressed relatively to the long-term 1979-2009 climatology.*



Ce dipôle est évidemment associé à une anomalie d'ouest dans les basses couches, qui signe l'affaiblissement de la circulation de Walker sur le plan équatorial en liaison avec l'abaissement du gradient thermique zonal puisque les températures augmentent sur le Pacifique est et central, notamment la boîte Niño 3.4 (figures 1a et b), alors qu'elles diminuent, quoique très légèrement, au niveau de la « Warm Pool » à l'ouest du Pacifique (figure 1d). En valeur brute, cela correspond à un l'étalement des eaux chaudes de surface en direction du centre du Pacifique (Rasmusson et Carpenter, 1982). Le continent maritime est donc, dans son ensemble, sous l'anomalie de subsidence à grande échelle tout au long de l'épisode chaud puisque les anomalies de potentiel de vitesse à 850 hPa sont systématiquement négatives de JJA (figure 6a) à MAM + 1 (figure 6d). Les anomalies de vents à 850 sont faibles et dirigées vers l'W-NW au-dessus de l'Indonésie. Cette anomalie est donc susceptible d'accélérer les alizés et, au contraire, d'affaiblir la mousson australe (figure 4).

La figure 7 permet de détailler la réponse des vents en basse (850 hPa) et haute (200 hPa) troposphère sur une boîte $105^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$ 10°S – 2.5°S , soit approximativement sur une partie de l'Indonésie affectée par la mousson australe.

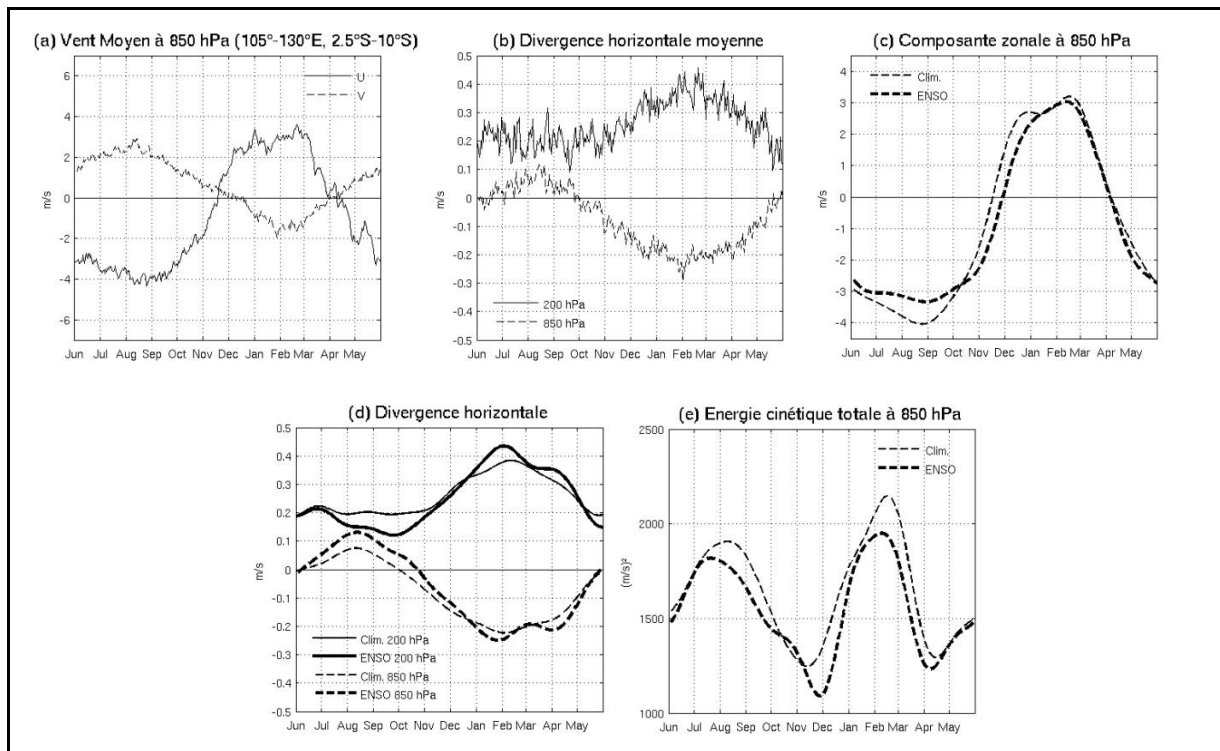


Figure 7 : (a) Moyenne quotidienne (période 1979-2009) de la composante zonale et méridienne du vent à 850 hPa (en m/s) moyennée sur $105^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$, 10°S – 2.5°S . (b) moyenne quotidienne (période 1979-2009) de la divergence horizontale à 850 et 200 hPa (en m/s) moyennée sur $105^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$, 10°S – 2.5°S . (c) moyenne quotidienne de la composante zonale et méridienne du vent à 850 hPa (en m/s) moyennée sur $105^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$, 10°S – 2.5°S lors des événements chauds de l'ENOA (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009) comparée avec la climatologie 1979-2009. Les valeurs brutes sont filtrées par un filtre passe-bas ne retenant que les périodes > 60 jours. (d) idem que (c) pour la divergence horizontale à 200 et 850 hPa. (e) idem que (c) pour l'énergie cinétique totale (en m^2/s^2). (a) Daily mean (period 1979-2009) of zonal and meridional components of the 850 hPa wind (in m/s) averaged over $105^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$, 10°S – 2.5°S . (b) daily mean (period 1979-2009) of horizontal divergence at 850 and 200 hPa (in m/s) averaged over $105^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$, 10°S – 2.5°S . (c) daily mean of zonal and meridional components of the 850 hPa winds (in m/s) averaged over $105^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$, 10°S – 2.5°S during warm ENSO events (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1992/93, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009) compared with the long-term climatological mean on 1979-2009. Raw data are low-pass filtered (cut-off: 1/60 cycle-per-day). (d) same as (c) except for horizontal divergence at 200 and 850 hPa. (e) same as (c) except for total kinetic energy (in m^2/s^2).

La climatologie du vent à 850 hPa montre que la phase de mousson australe (= vent d'WNW) dure 4,5 mois environ de mi-novembre à fin mars (figure 7a). La divergence (*convergence*) à 200 (850) hPa (figure 7b) est maximale en janvier-février quand la mousson atteint sa puissance saisonnière maximale (McBride *et al.*, 2003 ; Chang *et al.*, 2004 ; Robertson *et al.*, 2011). L'impact des événements chauds se caractérise par un retard de 10-20 jours dans l'installation de la mousson d'WNW (figure 7c). Les alizés d'ESE sont plus rapides et/ou durent plus longtemps en octobre-novembre. Il est intéressant de constater que ces deux mois correspondent aussi à des anomalies locales de TSO négatives (figure 1c), ce qui peut correspondre au moins partiellement au fait que les vents de surface sont alors plus puissants que la normale, puisque des vents plus forts tendent à augmenter les flux de chaleur depuis l'océan, ce qui tend à refroidir la TSO.

Le basculement saisonnier des vents à partir de fin-novembre / début décembre change totalement la donne. L'anomalie d'est dans les basses couches ralentit désormais le flux de mousson (figure 7c). L'énergie cinétique totale à 850 hPa est donc d'abord augmentée à la fin de la saison sèche de fin octobre à début novembre, puis diminuée durant le reste de la saison des pluies (figure 7e). Les TSO locales deviennent d'ailleurs anormalement chaudes à partir de décembre (figure 1c), alors que les anomalies thermiques restent faiblement négatives au niveau de la Warm Pool Pacifique (figure 1d). Cette modification est certes subtile, mais le niveau moyen des TSO ainsi que l'épaisseur considérable de la couche de mélange océanique sont susceptibles de modifier très sensiblement les conditions de déclenchement de la convection profonde. Les épisodes chauds correspondent à une diminution de la divergence (*convergence*) à 200 (850) hPa jusqu'à mi décembre, donc à moins de convection profonde, alors que l'inverse se produit ensuite (figure 7d). Nous avons donc un changement majeur des conditions océano-atmosphériques régionales à partir du moment où le cycle saisonnier rentre, avec retard, dans la phase de mousson australe. Deux processus semblent particulièrement importants : les anomalies locales de TSO (figure 1c) qui sont d'abord négatives puis deviennent positives (Hendon, 2003) et le ralentissement du vent dans les basses couches (figure 7c), ces deux processus étant évidemment reliés entre eux sans qu'une analyse statistique comme celle-ci puisse préciser le sens de la relation causale. Comment ces deux mécanismes peuvent-ils expliquer l'affaiblissement de l'amplitude des anomalies pluviométriques et leur fragmentation spatiale entre SON et DJF (figure 5) ?

Une illustration de certains des mécanismes impliqués est fournie par la figure 8 qui montre les anomalies de précipitations en DJFM associée aux jours pendant lesquels l'énergie cinétique totale définie dans la figure 7 est inférieure à 1000 (m/s)^2 . Cela correspond donc aux jours où le vent dans les basses couches est particulièrement faible au cours de la mousson australe. Le nombre de jours varie de 8 en 1989/90 à 50 en 1982/83. La corrélation entre cette fréquence et la moyenne saisonnière DJF du Niño 3.4 est de 0,61 sur la période 1979-2009. La figure 8 montre l'anomalie de précipitations (fichier GPCP) de ces jours calculée selon la méthode suivante : on soustrait la moyenne des précipitations reçue lors de ces jours particuliers à la moyenne climatologique quotidienne pondérée par la fréquence totale de ces jours particuliers. Le panel (a) de la figure 8 présente tous les jours, indépendamment de l'état de l'ENOA. On remarque clairement une différenciation assez généralisée entre les îles (anomalies positives) et les mers et océans (anomalies négatives), même si une anomalie positive plus homogène est localisée sur la partie est de l'Océan Indien, jusqu'à la partie SW de Bornéo. L'opposition île-mer est particulièrement nette pour Java et la Nouvelle-Guinée. Si on se focalise seulement sur les années ENOA (soit 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07 dans le cas du fichier GPCP), ce contraste est encore plus flagrant (figure 8b). Une analyse des données CMORPH aboutit à un résultat très proche (non montré). L'hypothèse est que le cycle diurne et les brises mer-île (Ichikawa et Yasunari, 2006 ; Qian 2008) sont renforcés

lorsque la mousson australe est peu puissante (Moron *et al.*, 2010 ; Qian *et al.*, 2010). La convergence diurne au-dessus des montagnes est susceptible d'y accroître localement les précipitations.

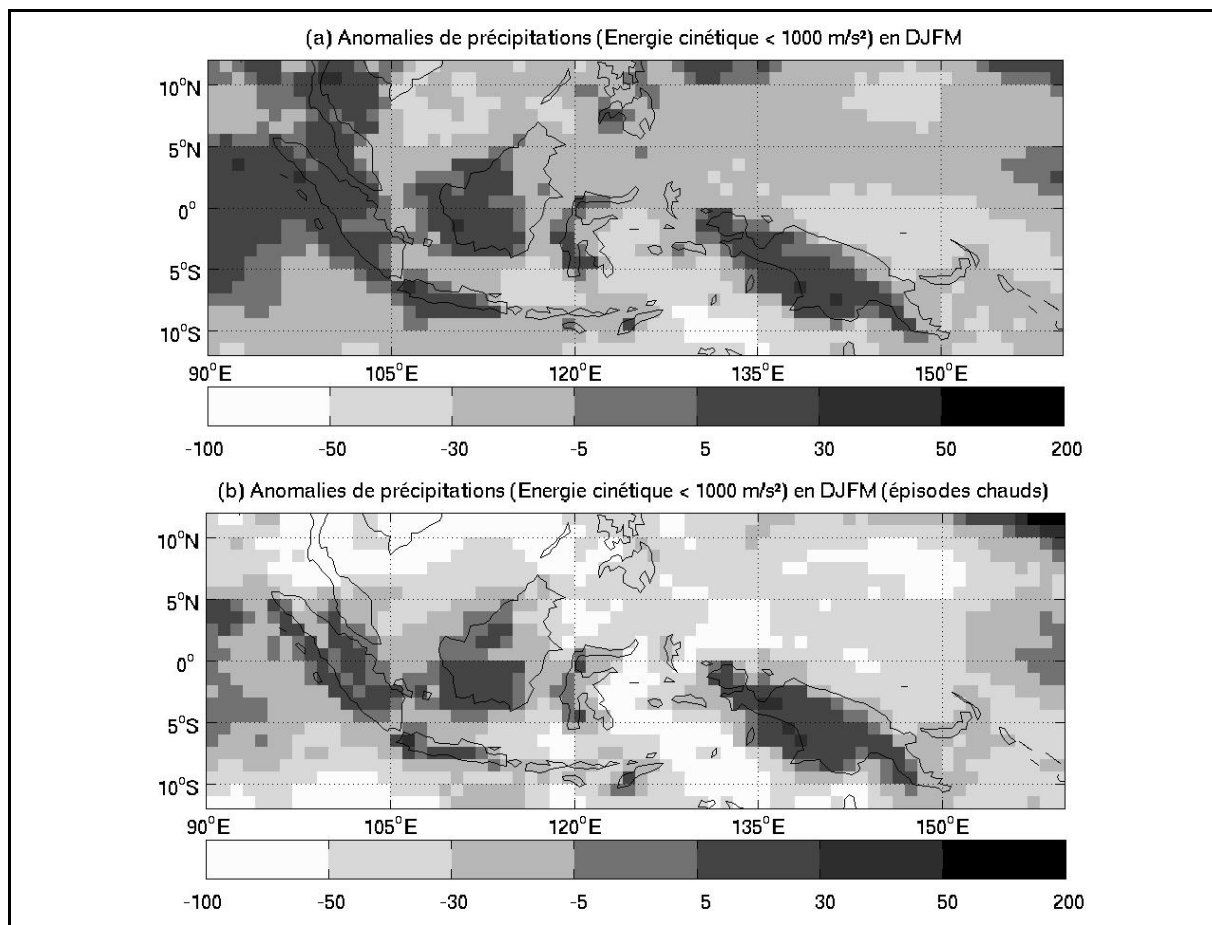


Figure 8 : (a) Anomalie des précipitations GPCP quotidiennes en DJFM (exprimées en % de la climatologie 1996-2008) quand l'énergie cinétique totale à 850 hPa moyennée sur 105°-130°E, 10°S-2.5°S est < 1000 (m/s)². (b) idem que (a) pour les jours inclus dans les épisodes chauds de l'ENOA disponibles (1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07). (a) GPCP rainfall anomaly in DJFM (in % of the long-term mean on 1996-2008) when total kinetic energy at 850 hPa spatially-averaged on 105°-130°E, 10°S-2.5°S < 1000 (m/s)². (b) same as (a) except for days in available warm ENSO events only (1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07).

Conclusion

Les anomalies de pluies en Indonésie associées aux événements chauds de l'ENOA sont hétérogènes à la fois dans le temps et dans l'espace. La transition entre saison sèche et saison des pluies en septembre-novembre est caractérisée par des anomalies pluviométriques négatives fortes et homogènes en liaison avec un retard de 10-20 jours dans la mise en place de la mousson australe. Cela est principalement lié à l'anomalie de subsidence enregistrée sur le pôle occidental de la circulation de Walker Pacifique. Cette anomalie à grande échelle persiste tout au long de l'été austral. Les vents d'ESE dans les basses couches sont alors plus forts que la normale et les anomalies locales de TSO dans la Mer de Java sont négatives. L'ensemble des mécanismes atmosphériques concourent donc à affaiblir les précipitations à l'échelle régionale à cette période de l'année.

Un changement radical s'opère à l'échelle régionale quand les anomalies d'est dans les basses couches s'opposent aux vents d'WNW de la mousson, soit vers début décembre dans la mer de Java. La décélération du vent dans les basses couches est concomitante avec des

anomalies positives de TSO dans les mers Indonésiennes. Le vent plus faible va également de pair avec une accentuation du cycle diurne. Les anomalies de pluies sont alors déterminées par des mécanismes antagonistes : l'ENOA atteint alors sa pleine puissance et on peut faire l'hypothèse que la subsidence à grande échelle est alors marquée au-dessus de la majeure partie du continent maritime. Les anomalies de vent dans les basses couches restent d'ailleurs toujours d'est tout au long de l'été austral. Mais les anomalies positives de TSO couplées avec un cycle diurne plus fort sont susceptibles d'engendrer localement des anomalies pluviométriques positives. On a donc l'émergence d'anomalies pluviométriques positives au-dessus des îles (mais aussi sur l'espace maritime à l'ouest de l'Indonésie), alors que les anomalies restent négatives sur la plupart des mers. Autrement dit, les conditions locales couplées avec le cycle saisonnier, c'est-à-dire le basculement vers la mousson australe changent radicalement les conditions issues d'un forçage à grande échelle (ENOA) qui lui est relativement stationnaire, entre septembre et mars tout du moins. Il est possible que l'Indonésie puisse rétroagir sur l'ENOA à la fin de l'épisode puisque les anomalies de convection profonde (cf. les anomalies de divergence à 850 et 200 hPa sur la figure 7b) deviennent positives au-dessus de l'Indonésie à la fin de l'épisode chaud.

Cette évolution a des conséquences importantes à au moins trois niveaux ; (i) d'abord sur la prévisibilité potentielle des précipitations saisonnières depuis les TSO antécédentes puisque le signal est d'abord spatialement homogène et fort (jusqu'en octobre-novembre) puis devient spatialement hétérogène et moins fort, au moins sur les îles. Les tentatives de prévision des pluies à partir de l'ENOA doivent tenir compte de ces modifications dans les échelles impliquées et l'image d'une Indonésie anormalement sèche lors des épisodes chauds de l'ENOA doit être par ailleurs sérieusement nuancée ; (ii) au niveau de la simulation numérique. Il apparaît clair qu'une modélisation réaliste des conditions atmosphériques au-dessus du continent maritime nécessite une prise en compte réaliste du cycle diurne et de la géographie/topographie des îles (Qian, 2008) ; (iii) au niveau enfin du fonctionnement de la circulation atmosphérique générale, car le continent maritime est une pièce essentielle de cette dernière. Le rôle de la rétroaction de l'anomalie de divergence positive à 200 hPa au-dessus de l'Indonésie à partir de janvier sur la variabilité de l'ENOA nécessite ainsi des analyses plus approfondies.

Au final, cette analyse montre que les conséquences d'un phénomène climatique donné comme l'ENOA sont clairement ubiquistes en fonction des interactions d'échelle impliquant autant les forçages fixes de la dynamique atmosphérique (comme le relief ou la géométrie des terres et des mers) que les éléments à plus ou moins grande échelle dont les cycles annuels et diurnes sont profondément modifiés par le phénomène d'échelle quasi-planétaire. Enfin, du point de vue méthodologique, cela illustre l'intérêt de la prise en compte des valeurs brutes au côté des anomalies.

Remerciements : Toutes les données utilisées dans cet article ont été téléchargées gratuitement sur le site de l'International Research Institute for Climate and Society (<http://ingrid.lidgo.columbia.edu>). L'interaction entre les auteurs a été facilitée par des crédits de l'Institut Universitaire de France pour l'un d'entre nous (VM). Ces recherches sont également financées par des crédits provenant de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration - contrat n° NA0504R4311004).

Bibliographie

ALDRIAN E., DWI SUSANTO R., 2003 : Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *Int. J. Climatol.*, 23, 1435-1452.

- ALDRIAN E., DÜMENIL GATES L., JACOB D., PODZUN R., GUNAWAN D., 2004 : Long-term simulation of Indonesian rainfall with the MPI regional model. *Clim. Dyn.*, 22, 795-814.
- ALDRIAN E., SEIN D., JACOB D., DÜMENIL GATES L., PODZUN R., 2005 : Modelling Indonesian rainfall with a coupled regional model. *Clim. Dyn.*, 25, 1-17.
- ALDRIAN E., DÜMENIL GATES L., WIDODO F. H., 2007 : Seasonal variability of Indonesian rainfall in ECHAM4 simulations and in the reanalyses: the role of ENSO. *Theor. Appl. Climatol.*, 87, 41-59.
- ASHOK K., BEHERA S. K., RAO S. A., WENG H., YAMAGATA T., 2007 : El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, 112, C11007.
- CHANG C. P., WANG Z., JU J., LI T., 2004 : On the relationship between Western Maritime continent monsoon rainfall and ENSO during Northern Winter. *J. Clim.*, 17, 665-672.
- CHANG C. P., WANG Z., MCBRIDE J., LIU C. H., 2005 : Annual cycle of southeast Asia-Maritime continent rainfall and the asymmetric Monsoon Transition. *J. Clim.*, 18, 287-301.
- GIANNINI A., ROBERTSON A. W., QIAN J. H., 2007 : A role for tropical tropospheric temperature adjustment to El Niño Southern Oscillation in the seasonality of monsoonal Indonesia precipitation predictability. *J. Geophys. Res.*, 112, D16110.
- HAYLOCK M., MCBRIDE J., 2001 : Spatial coherence and Predictability of Indonesian wet season rainfall. *J. Clim.*, 14, 3882-3887.
- HENDON H. H., 2003 : Indonesian rainfall variability: impacts of ENSO and local Air-Sea interaction. *J. Clim.*, 16, 1775-1790.
- HUFFMAN G. J., ADLER R. F., MORRISSEY M., BOLVIN D. T., CURTIS S., JOYCE R., MCGAVOCK B., SUSSKIND J., 2001 : Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. *J. Hydrometeor.*, 2, 36-50.
- ICHIKAWA H., YASUNARI T., 2006 : Time-space characteristics of diurnal rainfall over Kalimantan and surrounding oceans as observed by TRMM-PR. *J. Clim.*, 19, 1238-1260.
- JOYCE R. E., JANOWIAK J. E., ARKIN P. A., XIE P., 2004 : CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Hydrometeor.*, 5, 487-503.
- KAO H. Y., YU J. Y., 2009 : Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *J. Climate*, 22, 615-632.
- KILADIS G. N., DIAZ H. F., 1989: Global climatic anomalies associated with extremes of the southern oscillation. *J. Clim.*, 2, 1069-1090.
- KLEIN S. A., SODEN B. J., LAU N. G., 1999 : Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Clim.*, 12, 917-932.
- MCBRIDE J. L., HAYLOCK M. R., NICHOLLS N., 2003 : Relationships between the Maritime continent heat source and the El Niño Southern Oscillation phenomenon. *J. Clim.*, 16, 2905-2914.
- MADDEN R. A., JULIAN P. R., 1971 : Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- MEEHL G. A., 1987 : The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian ocean regions. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 27-50.
- MICHELANGELI P. A., VAUTARD R., LEGRAS B., 1995 : Weather regimes: recurrence and quasi-stationarity. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1237-1256.

- MORON V., PLAUT G., 2003 : The impact of El Nino-Southern Oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. *Int. J. Climatol.*, 23, 363-379.
- MORON V., ROBERTSON A. W., BOER R., 2009 : Spatial coherence and seasonal predictability of monsoon onset over Indonesia, *J. Clim.*, 22, 840-850.
- MORON V., ROBERTSON A. W., QIAN J. H., 2010 : Local versus regional-scale characteristics of onset and post-onset rainfall over Indonesia. *Climate Dynamics*, 34, 281-299.
- QIAN J. H., 2008 : Why precipitation is mostly concentrated over Islands in the Maritime continent? *J. Atmos. Sci.*, 65, 1428-1441.
- QIAN J. H., ROBERTSON A. W., MORON V., 2010 : Multi-scale interaction between ENSO, monsoon and the diurnal cycle over Java, Indonesia. *J. Atmos. Sci.*, 67, 3509-3524.
- RASMUSSEN E. M., CARPENTER T. H., 1982 : Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- RICCIARDULLI L., SARDESHMUKH P. D., 2001 : Local Time and Space Scales of Organized Tropical Deep Convection. *J. Clim.*, 15, 2775-2790.
- ROBERTSON A. W., MORON V., QIAN J. H., CHANG C. P., TANGANG F., ALDRIAN E., KOH TY, JUNENG L., 2011 : *The maritime continent monsoon. "The global monsoon system: research and forecast"*, 2nd Edition, World Scientific, (Eds.) C.-P. Chang et al., 85-98.
- ROPELEWSKI C. F., HALPERT M. S., 1987 : Global and regional scale precipitations associated with El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 985-996.
- ROPELEWSKI C. F., HALPERT M. S., 1996 : Quantifying Southern Oscillation - Precipitation relationships. *J. Clim.*, 9, 1043-1059.
- SUCHEL J. B., 1987 : *Les climats du Cameroun*. Thèse d'état, Université de Bordeaux.
- TRENBERTH K. E., HOAR T. J., 1996 : The 1990–1995 El Niño Southern Oscillation event: longest on record. *Geophys. Res. Letters*, 23, 57-60.
- TRENBERTH K. E., STEPANIAK D. P., 2001 : Indices of El Niño evolution. *J. Clim.*, 14, 1697-1701.
- XIE P., ARKIN P. A., 1997 : Global Precipitation: A 17-Year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, 78, 2535-2578.