



HAL
open science

Les Talwegs Tropicaux-Tempérés en Afrique australe : mécanismes et évolution face au changement climatique

Clémence Macron

► **To cite this version:**

Clémence Macron. Les Talwegs Tropicaux-Tempérés en Afrique australe : mécanismes et évolution face au changement climatique. Géographie. université de Bourgogne, 2015. Français. NNT : . tel-01130167

HAL Id: tel-01130167

<https://theses.hal.science/tel-01130167v1>

Submitted on 11 Mar 2015

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.

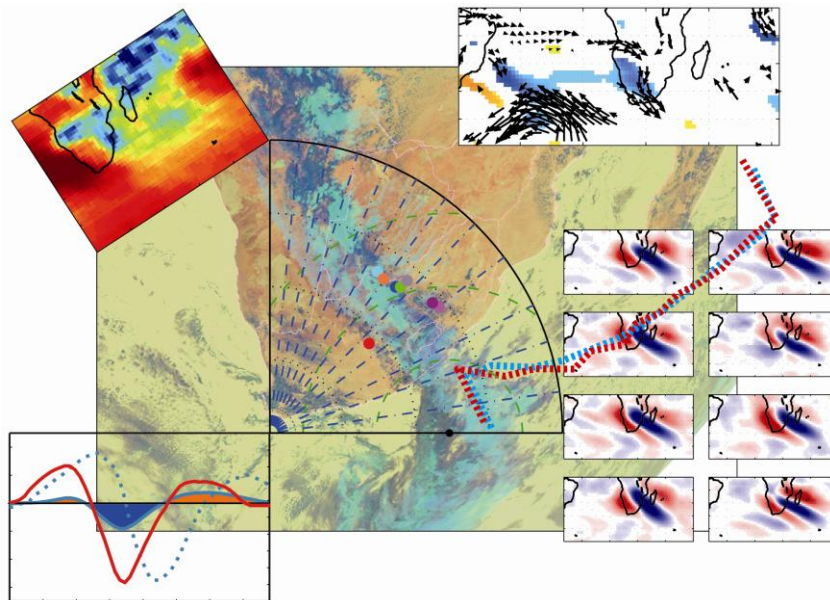
UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur
de l'université de Bourgogne

DISCIPLINE : GEOGRAPHIE (CLIMATOLOGIE)

**LES TALWEGS TROPICAUX TEMPÉRÉS EN AFRIQUE AUSTRALE:
MÉCANISMES ET ÉVOLUTION FACE AU CHANGEMENT
CLIMATIQUE (2010-2099)**



Pour être présentée et soutenue publiquement le 01 Juillet 2014 par

Clémence Macron

Devant le jury composé de :

Vincent DUBREUIL	LETG-COSTEL –Rennes 2 –CNRS	Rapporteur
Vincent MORON	CEREGE-Aix-Marseille I –CNRS	Rapporteur
Gérard BELTRANDO	PRODIG- Paris VII - CNRS	Examineur
Nicolas FAUCHEREAU	NIWA, Auckland, New Zealand	Examineur
Jérôme VIALARD	LOCEAN - CNRS, UPMC, IRD, MNHN	Examineur
Benjamin POHL	CRC –CNRS/uB	Co-directeur de Thèse
Yves RICHARD	CRC –CNRS/uB	Directeur de Thèse

Remerciements

« Les paroles s'envolent, les écrits restent »

Le temps passe et il est déjà l'heure d'écrire les remerciements pour toutes les personnes qui m'ont aidée et soutenue pendant ces trois années.

La première personne que je tiens à remercier est Emmanuelle Venin, sans sa compréhension, je n'aurais sans doute pas pu postuler à cette thèse.

Bien sûr, merci à mes deux directeurs de thèse Yves et Benjamin, pour leur encadrement, leur soutien et leurs conseils. Cette aventure ensemble a débuté bien avant le début de cette thèse, durant mes années de Master. Débarquée de mon Sud natal, Yves a eu la gentillesse de m'encadrer et de me guider depuis le Master 1 sur la route de l'Afrique du Sud. Ses connaissances et son recul m'ont permis de progresser et de m'améliorer. Ben nous a rejoints sur le chemin du Master 2. Que de temps passé à mes côtés sur cette fameuse fonction « find » et sur tout un tas d'autres sujets plus ou moins scientifiques... Merci d'avoir été un peu plus qu'un co-encadrant et de m'avoir aidée, soutenue et encouragée tout le long de ce bout de chemin qui touche à sa fin.

Je remercie aussi les membres de mon comité de pilotage, Claude Kergomard, Mathieu Rouault et Jérôme Vialard, qui m'ont apporté de précieux conseils lors de nos réunions. Nos discussions m'ont grandement aidée dans l'élaboration de ce travail. Un grand merci à Vincent Dubreuil et Vincent Moron de me consacrer un peu de leur temps en acceptant d'être les rapporteurs de cette thèse. Merci aussi à Gérard Beltrando, Nicolas Fauchereau et Jérôme Vialard d'accepter d'en être les examinateurs.

Merci à Bernard Fontaine et Pierre Camberlin pour m'avoir accueillie pendant ces années au CRC et pour leur disponibilité sans faille. Je n'oublie pas le département de géographie avec une pensée particulière pour Agnès.

Pendant ce voyage fictif de 3 ans en Afrique du Sud, j'ai croisé, apprécié et noué des liens avec certaines personnes que je tiens à saluer. Une pensée pour l'ensemble des membres du CRC, Michèle et Coco, Pascal, Thierry, Simon, Albin, Nadège, Nathalie et Benjamin (Bois) mais aussi les autres de passage Alice, Amélia, Aurélien, Momo et Nïkoko !

J'en profite également pour faire un coucou à mes compagnons de voyage qui ont laissé un grand vide depuis leur envol. Je pense bien sûr à

Adrien, Cédric, Joseph, Julien et Romain... ça manque quand même de filles tout ça... ;). Une pensée pour l'ancien groupe des crevards (Clotilde, Gaëlle, Ivan, JD, Polo et Rémi) pour ces repas, ces soirées, ces discussions bref d'avoir été là ! Un énorme Merci à Gaëlle, dernière rescapée du groupe, et Paul-Arthur pour leur amitié, soutien et patience quand mes hormones de future maman me jouaient des tours !

À tous les nouveaux arrivants Anthony, Axelle, Basile et Jessica : bonne route ! À Justin pour ses conseils sur Zotero et sa fameuse « naïveté ».

Dans ce lot de remerciements, je ne pouvais pas ne pas remercier le maître de la contrepèterie et la reine des abeilles, alias Lionel et Elise et leur Experimentarium. Mes escalas au CSGA, à Autun et Clamecy ont été des purs moments de joie, rires et partage. Merci de m'avoir fait participer à cette merveilleuse expérience et de m'avoir fait rencontrer des personnes d'autres horizons (Laëtitia, Pauline les Mat(t)hieu, Yannick, Camille, Alex, Morgan et désolée pour tous ceux que je ne cite pas !).

Et enfin un simple merci ne suffirait pour exprimer toute la gratitude que j'ai pour mes proches.

À Anne-Sophie, Alizée et Kiki pour leur amitié sans failles depuis une dizaine d'années et ce malgré la distance A Sophie, pour nos soirées filles et bouillages ;). À la team TCC (PP et Emilie, Christelle et Mickaël) pour nos soirs de Féria d'anthologie !!!

À ma maman pour son réconfort, à mon père pour son soutien, à ma famille et belle-famille pour leur présence.

À Romain évidemment, merci d'avoir été et d'être toujours là, de ta patience et de ton amour. Cette thèse c'est aussi grâce à toi !

Et à mon rayon de soleil, ma petite Louise.

RESUME – Les Talwegs Tropicaux-Tempérés en Afrique australe : mécanismes et évolution face au changement climatique

Au sein de l'hémisphère sud, l'Afrique australe et le sud-ouest de l'océan Indien forment l'une des trois zones préférentielles de développement des interactions entre les tropiques et les moyennes latitudes. Il s'agit de la Zone de Convergence Sud-Indienne (ZCSI) où se forment, principalement en été austral, des systèmes synoptiques (entre 3 et 5 jours) caractérisés par des bandes nuageuses orientées nord-ouest/sud-est : les Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT). Cette recherche doctorale vise à améliorer les connaissances liées aux TTT, avec une étude sur la dynamique associée à ces systèmes et une analyse de leur évolution possible au cours du XXI^{ème} siècle.

❖ La première partie de l'étude s'attache à identifier les conditions favorables à la formation et au développement des TTT. Une classification en régimes de temps est utilisée pour identifier les TTT d'une part, et les perturbations des moyennes latitudes d'autre part, permettant de mieux documenter la variabilité spatio-temporelle des TTT et les conditions de leur développement. Ces événements sont responsables d'environ 20% des précipitations saisonnières sud-africaines. Cette contribution augmente selon un gradient ouest-est. La comparaison entre les deux classifications confirme que les perturbations des moyennes latitudes sont une condition nécessaire pour le développement de TTT, mais non suffisante. Dans les tropiques, des advections d'humidité depuis l'océan Atlantique tropical associées à un excès d'énergie statique humide sur le canal du Mozambique forment les conditions supplémentaires favorables à la convection atmosphérique profonde à proximité du continent.

❖ La seconde partie étudie comment les TTT, les précipitations et de manière plus générale le climat d'Afrique australe, pourraient évoluer au cours du XXI^{ème} siècle sous l'effet du forçage radiatif associé aux émissions de gaz à effet de serre (GES). Cette approche est multi-modèle (huit modèles climatiques sont retenus de l'exercice 5 du GIEC) et multi-trajectoire (RCP 8.5 et 2.6). Les huit modèles restituent convenablement les caractéristiques actuelles du climat d'Afrique australe ainsi que les bandes nuageuses associées aux TTT, tant en termes de variabilité spatiale que de fréquence d'occurrences. Sur le XXI^{ème} siècle, ils divergent sur l'évolution des précipitations saisonnières (NDJF). En revanche, ils convergent sur l'augmentation des quantités précipitées par jour de pluie sur le sud-est de l'Afrique australe. Ces changements ne sont pas à relier à une évolution spatio-temporelle des TTT, leur structure spatiale, leur fréquence d'occurrence et leur contribution aux précipitations restent stationnaires tout au long du siècle, mais à des événements pluviogènes extrêmes plus fréquents et plus intenses.

MOTS-CLES : Afrique australe, talweg tropical-tempéré, perturbation des moyennes latitudes, interactions d'échelle, classification, modèles « système-Terre », changement climatique, RCP2.6, RCP 8.5, CMIP5.

ABSTRACT – Tropical Temperate Toughs over southern Africa: mechanisms and evolution in response to climate change

In the Southern Hemisphere, Southern Africa and the south-west Indian Ocean are one of the three preferred regions where interactions between the tropics and midlatitudes develop. This is the South Indian Convergence Zone (SICZ), where northwest-southeast oriented cloud bands form at the synoptic scale (between 3 and 5 days). These bands are mainly found during the austral summer and are commonly referred to as tropical temperate troughs (TTTs). This research aims at improving our knowledge related to TTTs, with a study on the dynamics associated with these systems, and an analysis of their possible evolution during the 21st century.

❖ The first part of this thesis aims at identifying favorable conditions for the formation and the development of TTTs. Weather regimes analysis is used to identify TTTs on the one hand and mid-latitude perturbations on the other hand, allowing us to better document the spatial and temporal variability of TTTs together with background climate conditions. The events identified account for 20% of seasonal rainfall on average. Their contribution increases according to a west to east gradient. The comparison between these two classifications, partitioned using a *k-means* clustering, first confirms that midlatitude perturbations are a necessary condition for TTT development, but they are not sufficient. An excess of moist static energy over the Mozambique Channel partly supplied by advections from remote regions (mostly the southern Atlantic basin and the south-west Indian Ocean) form additional conditions favoring deep atmospheric convection over and near the Southern Africa.

❖ The second part investigates possible changes in precipitation, TTTs and more generally climate over Southern Africa during the 21st century in response to radiative forcing associated with greenhouse gas emissions (GHG). A multi-model (height climate models taken on the IPCC Fifth Assessment Report) and multi-scenario (RCP 8.5 and 2.6) approach is chosen. All models are skillful to reproduce Southern Africa current climate characteristics and cloud bands associated with TTTs, both in terms of spatial variability and frequency of occurrences. During the 21th century, there is no consensus between the models on the future evolution of seasonal rainfall (NDJF). However, all simulate an increase in the amounts precipitated by rainy day over the south-east part of southern Africa. These changes are not related to an evolution of TTTs: their spatial patterns, frequency of occurrences and contribution to rainfall remain stationary throughout the 21st century, but they associated with extreme rainfall events that become more frequent and more intense.

KEY-WORDS: Southern Africa, tropical-temperate tough, midlatitude perturbations, scale interactions, classification, general circulation models, climate change, RCP2.6, RCP 8.5, CMIP5.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
Chapitre 1. Cadre géographique, données et outils statistiques	7
1.1. Cadre géographique	7
1.1.1. De la Zone de Convergence Sud-Indienne aux Talwegs-Tropicaux-Tempérés.....	7
1.1.2. Contexte océanographique	13
1.1.3. Pluviométrie en Afrique australe : champ moyen et variabilité associée aux TTT.	15
1.2. Données.....	21
1.2.1. Réanalyses ERA-40	21
1.2.2. Les modèles de climat CMIP5.....	24
1.2.3. Données pluviométriques	34
1.3. Outils statistiques et considérations méthodologiques	37
1.3.1. Synthétiser les structures spatio-temporelle de la convection : l'Analyse en Composantes Principales	37
1.3.2. Classer les jours : la méthode en nuées dynamiques	39
1.3.3. Recherche de signaux précurseurs : l'Analyse composite	44
1.3.4. Évaluer les ESM et quantifier le changement climatique	46
1.4. Synthèse de chapitre.....	48
Chapitre 2. Les Talwegs Tropicaux-Tempérés : vers une meilleure connaissance du phénomène	49
2.1. Mécanismes impliqués dans la formation des TTT	49
2.1.1. Le rôle prépondérant des perturbations tempérées	50
2.1.2. Température de surface océanique.....	52
2.1.3. Dépressions sur le continent	55
2.2. Dynamique atmosphérique associée aux TTT.....	56
2.2.1. Caractérisation de la dynamique tropicale et des moyennes latitudes	57
2.2.2. Résumé	60
2.2.3. Comment les Talwegs Tropicaux-Tempérés se forment et se développent en Afrique australe? (Article)	60
2.2.4. Analyses complémentaires	77
2.3. Synthèse de chapitre.....	79

Chapitre 3. Évaluation des modèles CMIP5 et évolution du climat, des précipitations et des TTT en Afrique australe au cours du XXI^{ème} siècle selon les trajectoires 2.6 et 8.5....81

3.1. Climatologie NDJF 1971-1999 : comparaisons entre ERA40 et les 8 ESM.....	82
3.1.1. Aptitude des 8 ESM à reproduire la température	82
3.1.2. Aptitude des 8 ESM à reproduire la convection et la pluviométrie	84
3.1.3. Aptitude des 8 ESM à reproduire la circulation atmosphérique de basses couches de l'atmosphère	88
3.2. Aptitude des 8 ESM à simuler les caractéristiques spatio-temporelles des TTT	90
3.2.1. Structures spatiales de l'OLR	90
3.2.2. Cycle annuel et fréquence d'occurrences des TTT	92
3.2.3. Contribution des TTT aux précipitations d'été (NDJF)	94
3.3. Évolutions simulées du climat en Afrique australe à court (2010-2039), moyen (2040-2069) et long terme (2070-2099).....	96
3.3.1. Évolution dans les caractéristiques atmosphériques de large échelle	96
3.3.2. Évolution de la pluviométrie saisonnière (NDJF)	103
3.3.3. Évolution des TTT : fréquence d'occurrences, localisation et contribution aux précipitations	108
3.4. Vers des précipitations plus intenses ?.....	112
3.4.1. Évolution des caractéristiques de la distribution des précipitations quotidiennes	113
3.4.2. Évolution des événements pluviométriques extrêmes	116
3.4.3. Dynamique associée aux événements extrêmes	121
3.5. Synthèse de chapitre.....	123
CONCLUSION.....	125
Bibliographie.....	131
Liste des figures, tables et encadrés.....	151
Liste des acronymes	159

INTRODUCTION

“Despite very similar events occurring over southern Africa, Tropical Temperate Thoughts receive little mention in general tropical-extratropical cloud band studies.” Hart *et al.* (2013).

Les interactions tropicales-tempérées, dans diverses régions du monde, sont mieux connues depuis l'avènement des images satellitales (fin des années 1960-début des années 1970). Dans l'hémisphère sud, ces interactions se manifestent principalement sous la forme de bandes nuageuses orientées nord-ouest/sud-est reliant les tropiques aux moyennes latitudes (Figure 1). Les premières études ont porté sur une description détaillée et la compréhension de ces bandes nuageuses dénommées « tropical plumes » (Virji et Kousky 1983; Tapp et Barrell 1984; Mcguirk *et al.* 1987; Kuhnel 1989; Ferranti *et al.* 1990).

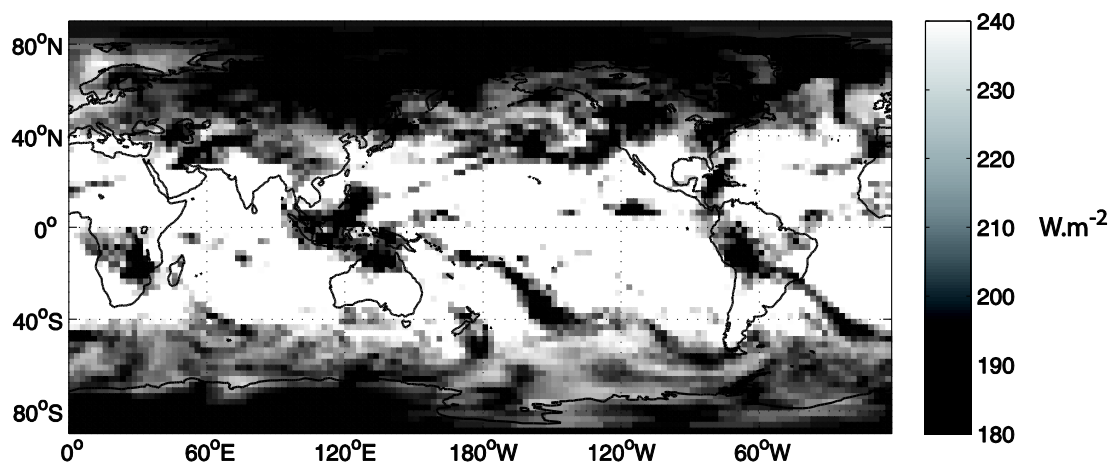


Figure 1 : Infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère NOAA le 25 décembre 2011.

Plus récemment, de nombreuses études ont porté sur la dynamique associée aux interactions tropicales-tempérées, notamment sur l'Australie, l'Amérique du Sud, le nord du Pacifique et de l'Atlantique et l'Afrique du Nord (Knippertz 2003; Knippertz *et al.* 2003; Knippertz 2005; Knippertz et Martin 2005).

À l'échelle saisonnière, ces bandes nuageuses s'intègrent au sein des zones de convergence : la Zone de Convergence Sud-Pacifique (ZCSP), la Zone de Convergence Sud-Atlantique (ZCSA) et la Zone de Convergence Sud-Indienne (ZCSI).

Toutefois, peu d'études se sont consacrées aux bandes nuageuses d'échelle synoptique (i.e. persistant plusieurs jours et ayant une dimension horizontale de l'ordre de mille à quelques milliers de kilomètres) se développant au sein de ZCSI, sur l'Afrique australe.

➤ LES INTERACTIONS TROPICALES-TEMPEREES EN AFRIQUE AUSTRALE

La localisation géographique de l'Afrique australe lui confère à la fois des caractéristiques tropicales et une influence des moyennes latitudes, offrant un cas d'étude très bien approprié pour l'étude des interactions tropicales-tempérées.

En Afrique australe et sur le sud-ouest de l'océan Indien, les premières images satellitales ont permis de montrer qu'au sein de la ZCSI se forment, en été austral (novembre à février), des systèmes synoptiques caractérisés par des bandes nuageuses orientées nord-ouest/sud-est (Harangozo et Harrison 1983). Ces bandes nuageuses (Figure 2) relient les tropiques aux moyennes latitudes et sont communément appelés Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT : Harangozo et Harrison 1983; Harrison 1984a-b-c; Tyson 1986; Taljaard 1986; Diab *et al.* 1991; Lyons 1991; Van den Heever *et al.* 1997).

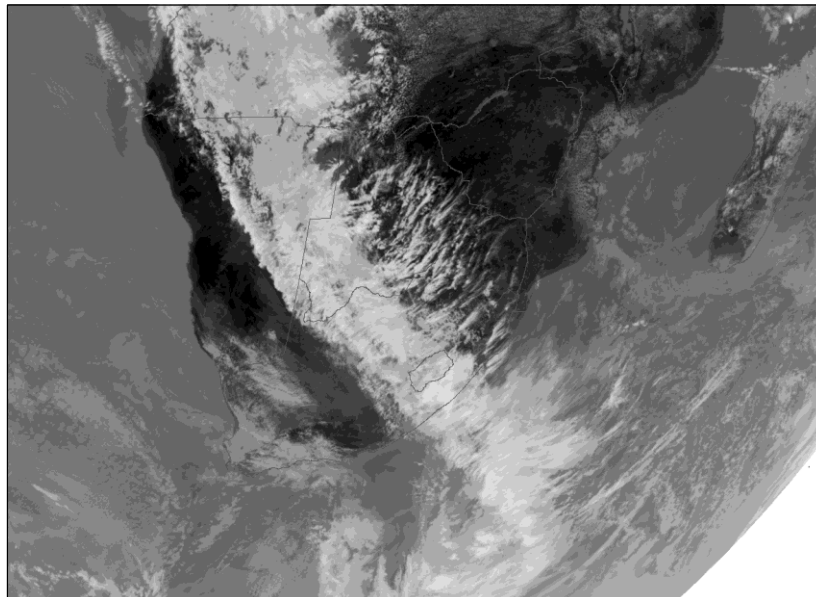


Figure 2 : Image satellitale d'une bande nuageuse typiques d'un TTT sur l'Afrique australe, le 21 octobre 2004 à 12h UTC (Meteosat-8 channel 9; image d'EUMETSAT).

Les TTT résultent d'une interaction entre la convection tropicale et les perturbations des moyennes latitudes (D'Abreton et Lindesay 1993; Todd *et al.* 2004). Ils se forment généralement à l'est d'ondes semi-stationnaires dans la haute atmosphère (Lyons 1991),

lorsqu'une perturbation tropicale en surface (de type onde d'est par exemple) arrive en conjonction avec une onde d'ouest aux moyennes latitudes dans la haute atmosphère. Fauchereau *et al.* (2009) et Pohl *et al.* (2009) ont montré que les TTT ont tendance à se propager vers l'est, de l'Afrique australe vers le canal du Mozambique et le sud de Madagascar. Durant l'été austral, ces événements se produisent, en moyenne, 20 à 30 jours par an. Cependant, cette moyenne varie fortement d'une année sur l'autre (Figure 3 ; Pohl *et al.* 2009).

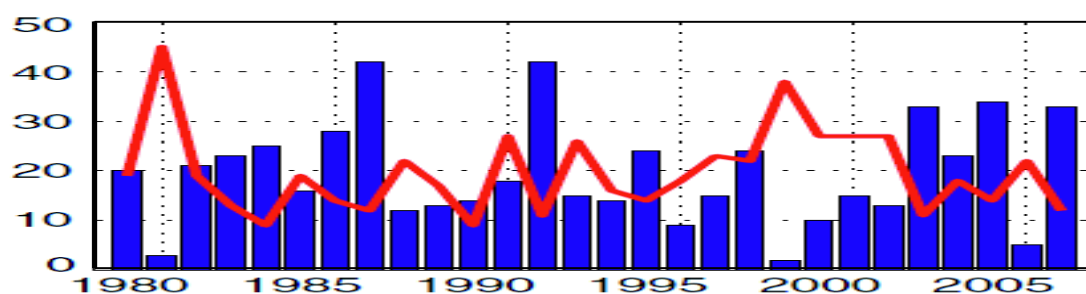


Figure 3 : Barres : Chronique temporelle (score supérieur à un écart-type) de la 1^{ère} composante principale de l'ACP appliquée sur l'OLR NDJF 1979-2007 sur le domaine 7.5°E-70°E/10°S-40°S. La courbe rouge représente les valeurs inférieures à moins d'un écart-type. *Reproduit de Pohl et al. 2009.*

La localisation préférentielle (sud-est de l'Afrique australe, canal du Mozambique-Madagascar et le sud-ouest de l'océan Indien) et **la fréquence d'occurrences de ces systèmes sont un facteur majeur de la variabilité intrasaisonnière et interannuelle des précipitations** (Harrison 1984a; 1986; Crimp *et al.* 1998; Todd et Washington 1999; Washington et Todd 1999; Tyson et Preston-Whyte 2000; Hart *et al.* 2013). Harrison (1984a; 1986) dans ses travaux, sur les précipitations sur le centre de l'Afrique du Sud, indique que les TTT représentent le principal mode de variabilité des précipitations quotidiennes. Plus récemment, Hart *et al.* (2013) estiment qu'ils contribuent de 30 à 60% du total des précipitations d'été en Afrique du Sud avec une hétérogénéité spatiale marquée.

➤ POURQUOI ETUDIER LES INTERACTIONS TROPICALES-TEMPEREES EN AFRIQUE AUSTRALE ?

Le climat de l'Afrique australe présente une forte variabilité (Tyson, 1991) caractérisé par des épisodes de sécheresse (Joubert *et al.* 1996; Rouault et Richard, 2003) ou d'inondations (Mason et Joubert 1997). En raison de la prédominance de l'agriculture pluviale en Afrique australe (Mason et Jury 1997; Jury 2002, Reason et Jagadheesha 2005a), ces écarts importants dans la quantité de précipitations saisonnières sont susceptibles d'avoir des effets

particulièrement néfastes sur les économies et les sociétés de la région. Jury (2002) indique dans son étude que les variations interannuelles du produit intérieur brut sud-africain sont étroitement liées à celles des précipitations estivales. Cette forte variabilité pluviométrique fait de l'Afrique australe une des régions particulièrement vulnérable face au changement climatique (GIEC 2013).

Malgré l'importance des TTT dans les précipitations, à l'échelle intrasaisonnière et interannuelle, peu d'études se sont intéressées aux interactions tropicales-tempérées sur la région, tant en termes de dynamique associée que d'évolution future dans le contexte de changement climatique. **L'objectif de ce travail de recherche est d'approfondir les connaissances liées aux TTT, via des diagnostics climatiques, non seulement pour la prévision saisonnière mais aussi à plus long terme** dans le cadre du changement climatique d'origine essentiellement anthropique.

Il n'existe encore aucun consensus sur les mécanismes permettant de relier la dynamique tropicale à celle des moyennes latitudes. De plus, aucune étude n'a évalué l'impact du changement climatique sur les TTT. À ce jour, plusieurs questionnements nécessitent quelques approfondissements :

- *Quels sont les mécanismes favorables à la formation, au développement et à la variabilité, dans le temps et l'espace, des TTT en Afrique australe ?*

Quelques études ont démontré le rôle prépondérant de la dynamique des moyennes latitudes dans le développement des TTT en Afrique australe (Harangozo et Harrison 1983; Lyons 1991; Vigaud *et al.* 2012) : un TTT est toujours associée à une perturbation des moyennes latitudes mais l'inverse n'est pas vrai. Ainsi, ces perturbations sont considérées comme une condition nécessaire mais non suffisante, au développement des TTT. D'autres études (Walker 1990; Mason et Jury 1997; Crimp *et al.* 1998; Manhique *et al.* 2011) ont émis diverses hypothèses quant au rôle de la dynamique tropicale : onde d'est, courant chaud des Aiguilles, température de surface océanique des océans Atlantique et Indien ou encore dépression de l'Angola. Toutefois, leurs influences précises restent à démontrer et/ou à quantifier.

Il s'agit donc ici de poursuivre ces travaux et de mieux comprendre les interactions d'échelle, à l'aide de méthodes statistiques et de réanalyses. L'objectif est de séparer objectivement les mécanismes impliqués dans le développement des TTT afin de (i) comprendre comment la convection tropicale et les perturbations tempérées interagissent dans le développement des TTT ; (ii) déterminer le poids respectif de la dynamique tropicale et tempérée. Une fois que nous aurons identifié les mécanismes majeurs favorables à la formation des TTT, nous nous intéresserons à leur évolution future.

- *Les modèles de climat sont-ils capables de restituer des systèmes d'échelle synoptique tels que les TTT, notamment leurs caractéristiques spatio-temporelles ?*
- *Au pas de temps synoptique, le changement climatique peut-il exercer une influence sur la fréquence d'occurrence des TTT, via des mécanismes d'interactions d'échelle (Figure 4) ?*

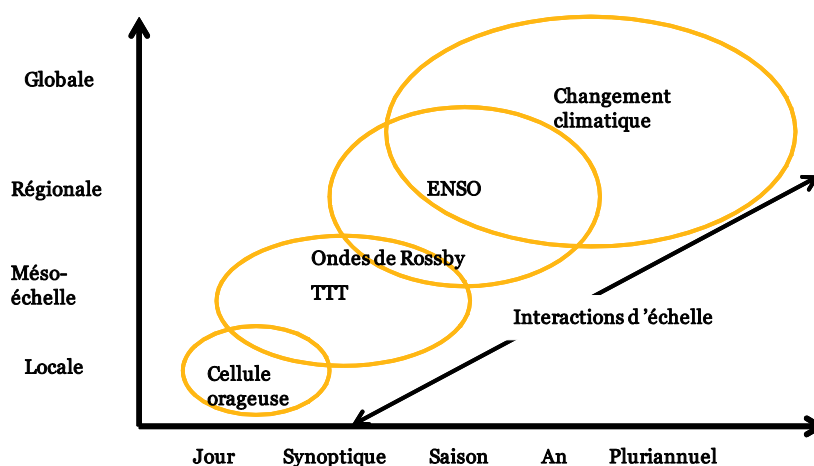


Figure 4 : Schéma conceptuel des phénomènes climatiques clés avec leurs échelles spatio-temporelles associées. La flèche met en évidence l'importance des interactions d'échelle dans la formation des TTT.

Si de nombreux travaux se sont intéressés à l'évolution des précipitations annuelles ou saisonnières en Afrique australe dans le cadre du changement climatique (parmi d'autres: Hulme 1992; Hudson et Jones 2002; Tadross *et al.* 2005; Christensen *et al.* 2007; Engelbrecht *et al.* 2009), aucun ne s'est intéressé à l'évolution des événements synoptiques de type TTT. Seulement deux études (Engelbrecht *et al.* 2009 et Shongwe *et al.* 2009) suggèrent, sans le démontrer explicitement, une augmentation de la fréquence d'occurrences des TTT sur la région favorisée par un renforcement des conditions de fond favorables à leur développement. **Ici, l'intérêt principal étant d'étudier les interactions entre les TTT, systèmes synoptiques, et les tendances de fond associées au changement climatique (Figure 4).**

Il est donc question d'analyser, pour la première fois, l'évolution future des TTT.

À l'aide des simulations CMIP5 élaborées dans le cadre du cinquième rapport (AR5) du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) et issues de différents modèles « Système-Terre » (ESM pour Earth System Model), les caractéristiques spatio-temporelles des TTT, ainsi que leur contribution aux précipitations saisonnières feront l'objet d'analyses détaillées.

➤ CADRE INSTITUTIONNEL

Ce travail de thèse s'insère dans le **programme scientifique LEFE/IDAO VOASSI**, financé par le CNRS (2011-2013). Son but était de préciser la variabilité atmosphérique et océanique sur le sud-ouest de l'océan Indien à de multiples échelles de temps (du synoptique au changement climatique). Et d'une manière plus informelle, il s'insère dans le cadre d'une collaboration bilatérale avec l'Université de Cape Town initiée dès le début des années 1990.

➤ ORGANISATION DU MEMOIRE

Ce document est divisé en trois chapitres.

- ✓ Le **premier chapitre** s'intéresse au cadre géographique dans lequel s'insère les interactions tropicales-tempérées en Afrique australe, avec une attention particulière portée sur leur variabilité spatio-temporelle. Il introduit aussi les données et méthodes pour extraire les TTT et quantifier le changement climatique
- ✓ Le **deuxième chapitre** vise à mieux documenter les mécanismes responsables de la formation des TTT. Il fournit dans un premier temps un état de l'art des différents mécanismes cités dans la littérature. La seconde partie est dédiée à la dynamique atmosphérique associée aux TTT et plus précisément à l'analyse de l'influence spécifique des perturbations tempérées et de la convection tropicale.
- ✓ Le **troisième chapitre** est consacré à l'évolution, au cours du XXI^{ème} siècle, du climat et plus particulièrement des TTT et des précipitations en Afrique australe, *via* des ESM CMIP5. La première partie se concentre sur l'évaluation des ESM sur l'actuel (1971-1999). Par la suite, les implications du changement climatique sur le climat, les TTT et les précipitations de la région, à court, moyen et long terme seront documentées. Enfin une courte discussion est proposée sur l'évolution des TTT dans le cadre du changement climatique.

Chapitre 1. Cadre géographique, données et outils statistiques

1.1. Cadre géographique

Cette section vis à replacer les Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT) dans le contexte géographique et physique de l'Afrique australe et du sud-ouest de l'océan Indien.

1.1.1. De la Zone de Convergence Sud-Indienne aux Talwegs-Tropicaux-Tempérés

Un des traits du climat de l'Afrique australe est la présence de bandes nuageuses orientées nord-ouest/sud-est (NO/SE), reliant les tropiques aux moyennes latitudes.

➤ La Zone de Convergence Sud-Indienne

Les **premières images satellitales**, dans les années 1960, ont permis d'identifier des zones de convection profonde. Dans l'hémisphère sud, Streten (1973) identifie trois zones préférentielles de développement de bandes nuageuses caractérisées par une forte activité convective et de précipitations. Ces zones de convergence, caractérisées par des **bandes nuageuses**, se situent dans chacun des **3 bassins océaniques** de l'hémisphère sud : le Pacifique sud-ouest (Kuhnel 1989), le sud-ouest de l'océan Atlantique (Virji et Kousky 1983) et l'Afrique australe/sud-ouest de l'océan Indien (Harrison 1984a; 1986; Harangozo 1989; D'Abreton et Lindesay 1993). Ces systèmes s'étendent des masses continentales équatoriales du bassin amazonien, de l'archipel indonésien et de l'Afrique aux moyennes latitudes (35-45°S). La formation des zones de convergence est en partie due à la présence de continent dans les Tropiques (12-24°S) et aux subtropiques (24-35°S).

Comme le montre la Figure 1.1a, la bande nuageuse la plus marquée se produit dans le Pacifique Sud et est appelée **Zone de Convergence Sud-Pacifique** (ZCSP :Trenberth 1976; Vincent 1994). Elle s'étend de la piscine d'eau chaude (« Warm Pool ») dans le Pacifique équatorial Ouest vers 10°S jusqu'à près de 30°S vers 120°W dans le centre-est du Pacifique. On observe deux bandes nuageuses similaires qui s'étendent des côtes brésiliennes (sud-

africaines) jusqu'au sud-ouest de l'océan Atlantique (Indien). Il s'agit, respectivement de la **Zone de Convergence Sud-Atlantique**, orientée NO/SE des côtes brésilienne jusqu'au sud-ouest de l'océan Atlantique (ZCSA : Liebmann *et al.* 1999) et de la **Zone de Convergence Sud-Indienne** (ZCSI : Cook 2000). Kuhnel (1989) et Lyons (1991) ont noté la présence d'une dépression tropicale dans la haute troposphère à l'est des trois zones de convergence.

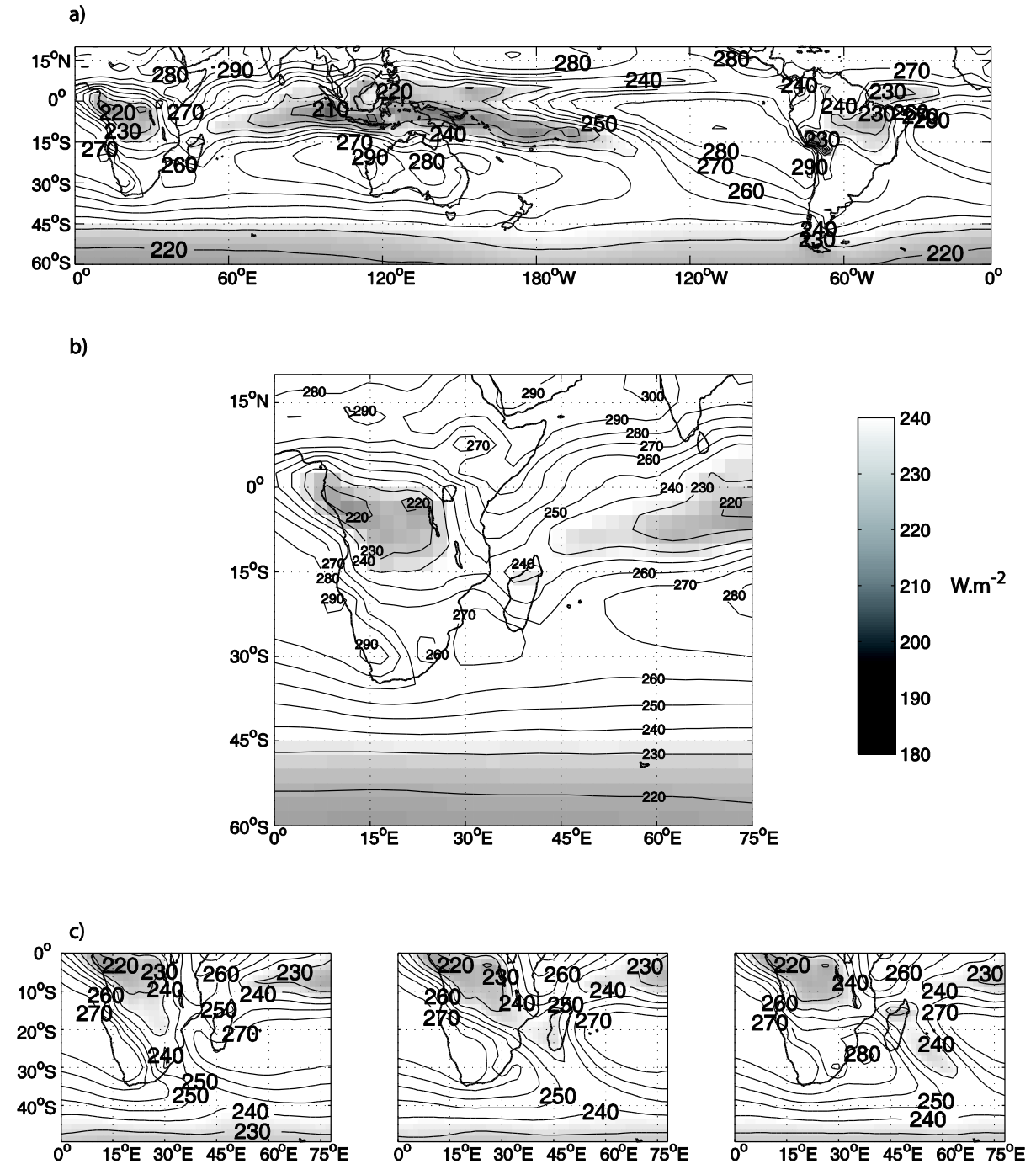


Figure 1. 1 : (a) Infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère ERA40. Moyenne saisonnière NDJF 1971-1999. Les valeurs inférieures à 240 W.m^{-2} sont en nuances de gris. (b) comme pour (a) avec un zoom sur l'Afrique australe et le sud-ouest de l'océan Indien. (c) OLR moyen en NDJF 1971-1999, pour les 3 classes de TTT identifiées section 1.3.2.

Moins connue que la ZCSP, la ZCSA est cependant bien documentée dans la littérature pour sa contribution aux précipitations sud-américaines (e.g., Lenters et Cook 1995; 1999; Nogues-Paegle et Mo 1997). La ZCSI (Fig. 1.1b) est quant à elle moins étudiée, d'abord décrite comme la localisation la plus australe de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) sur le fuseau africain (Taljaard 1953; Tyson 1986), il faut attendre l'étude de Cook (2000) pour identifier cette région comme étant distincte de la ZCIT. Cependant, et par rapport à la ZCSP et à la ZCSA, la ZCSI est semi-permanente, principalement limitée à l'été austral et est de plus faible intensité du fait des conditions de surfaces locales (Cook 2000; Ninomiya 2008; Widlansky 2010).

L'ensemble des bandes de nuages de l'hémisphère sud, sont associées aux régimes de circulation tropicale et tempérée et semblent faciliter le transfert de l'énergie, de l'humidité et de moment de l'atmosphère des tropiques vers les moyennes latitudes. La ZCSI, comme ses deux homologues australs, contribue de manière significative à la pluviométrie en Afrique australe. Ses variations longitudinales et sa fréquence affectent la distribution des précipitations sur la région (Van Heerden et Taljaard 1998; Todd et Washington 1999; Carvalho, *et al.* 2002; Nicholson 2003).

De nombreuses études se sont intéressées aux interactions tropicales-tempérées, notamment sur l'Australie, l'Amérique du Sud, dans le Pacifique Nord, l'Atlantique Nord et l'Afrique du Nord (Knippertz 2003; Knippertz *et al.* 2003; Knippertz et Martin 2005; Knippertz 2007). Un résumé complet de cette littérature est fourni par Ziv (2001) et Knippertz *et al.* (2003). À partir de trois études de cas, Hart *et al.* (2010) montrent que les bandes nuageuses se développant au sein de ZCSI présentent de fortes similitudes avec celles observées dans d'autres régions du globe et s'intègrent parfaitement dans le cadre théorique des interactions tropicales-tempérées proposé par Knippertz (2007). **Cependant, elles sont peu citées dans la littérature portant sur ces interactions.**

➤ Les Talwegs Tropicaux-Tempérés

Le continent africain atteint 35°S, il se développe donc des tropiques aux moyennes latitudes ce qui lui confère des caractéristiques tropicales et une influence des moyennes latitudes.

Sur cette région, (Harangozo et Harrison 1983), *via* des images satellitales (Figure 1.2), découvrent qu'au **sein de la ZCSI** se développent des bandes nuageuses qui résultent d'interactions entre des systèmes tropicaux et des systèmes tempérés. Dans la littérature, **ces bandes nuageuses orientées NO/SE qui relient les tropiques aux moyennes latitudes** sont définies comme étant des **Talwegs Tropicaux-Tempérés** (TTT : Harangozo et Harrison 1983; Harrison 1984a-b-c; Tyson 1986; Taljaard 1986; Diab *et al.* 1991; Lyons 1991; Van den Heever *et al.* 1997). Ces systèmes sont essentiellement observés à l'échelle synoptique, durant la saison des précipitations (novembre à février : NDJF), au-dessus du sud-est de l'Afrique et du sud-ouest de l'océan Indien. Lyons (1991) indique que les TTT se forment généralement à l'est d'ondes semi-stationnaires dans la haute atmosphère, lorsqu'une perturbation tropicale en surface (de type onde d'est par exemple) arrive en conjonction avec une onde d'ouest ou zone de basse pression dans la haute atmosphère.

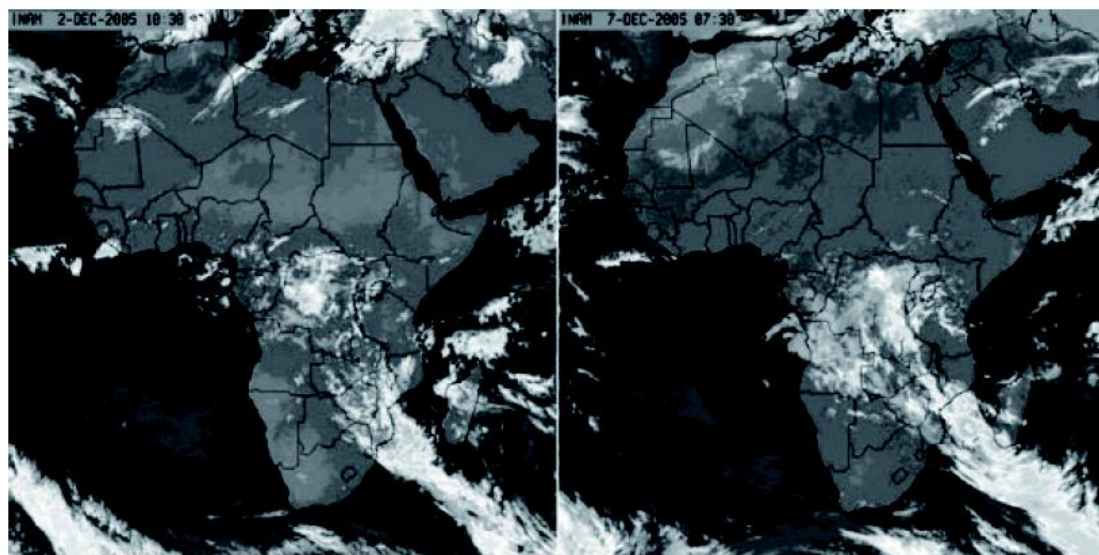


Figure 1. 2 : Images satellitales montrant des bandes nuageuses typiques des TTT sur l'Afrique australe, le 2 et 7 décembre 2005 (Institut de Météorologie du Mozambique). *Reproduit de Manhique et al. (2011).*

Les premières études portant sur les TTT indiquent que ces systèmes résultent d'un **couplage** entre une **dépression thermique tropicale** centrée vers 20°S sur le sud de l'Angola ou le sud-ouest de la Zambie, et une **perturbation tempérée** en haute troposphère (Figure 1.3; Harangozo et Harrison 1983). Cette interaction forme alors un talweg s'étendant entre deux minima de pression : 1 dépression tropicale et 1 dépression dynamique aux moyennes latitudes sur le sud-est de l'Afrique australe (Harrison 1984a; Tyson 1986). Dans cette configuration, (i) la circulation tropicale dans les basses couches atmosphériques est associée à des vents d'est au-dessus de l'Afrique australe, favorisant les advections d'humidité depuis le sud-ouest de l'océan Indien ; (ii) dans le même temps, des vents d'ouest renforcés au nord de la dépression tropicale facilitent l'apport d'humidité depuis l'Atlantique tropical sud (Fig. 1.3). La convergence des deux circulations en basses couches couplée à une perturbation tempérée et à de la convection ont pour conséquence la formation de bandes nuageuses et de précipitations. Les **TTT** sont alors associés à une **augmentation** (suppression) de la **convection** sur l'**Afrique du Sud** (Afrique de l'Est/Madagascar ; Washington et Todd 1999; Fauchereau *et al.* 2009).

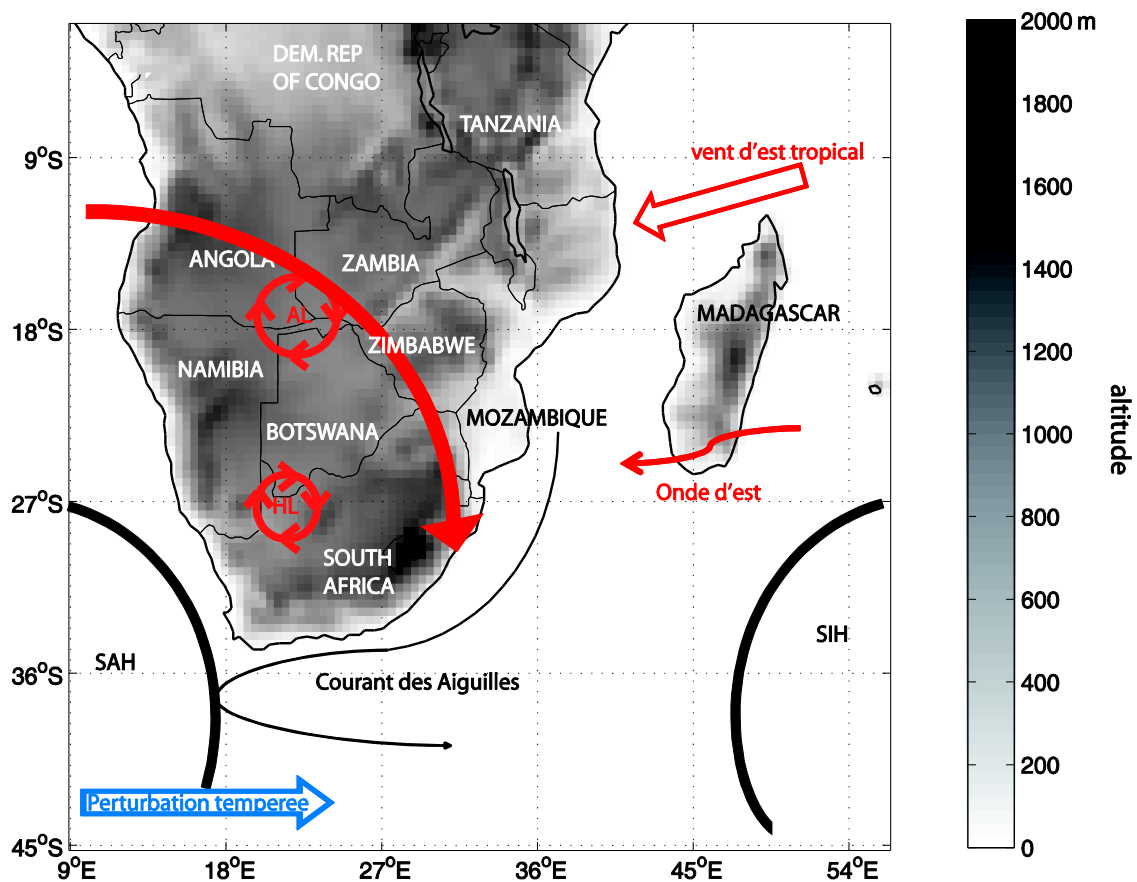


Figure 1. 3 : Limites politiques de l'Afrique australe, contexte climatique en noir et caractéristiques synoptiques clés de la saison d'été de basses (hautes) couches atmosphériques en rouge (bleu). AL : dépression de l'Angola, HL : dépression thermique, SAH : anticyclone sud-Atlantique (anticyclone de Sainte Hélène), SIH : anticyclone sud-Indien (anticyclone des Mascareignes).

➤ Occurrence et localisation des TTT

De nombreuses études ont montré que **les TTT se forment sur trois bandes longitudinales préférentielles** : (1) le **sud-est de l'Afrique australe** (Fig. 1.2, panel de gauche), (2) le **canal du Mozambique-Madagascar** (Fig. 1.2, panel de droite) et (3) le **sud-ouest de l'océan Indien** (Fig. 1.1c ; Harrison 1986; Lindesay 1988; Mason et Jury 1997; Washington et Todd 1999). La position longitudinale des TTT est un facteur majeur de la variabilité intrasaisonnière des précipitations sur le subcontinent (Tyson 1986; D'Abreton et Lindesay 1993; D'Abreton et Tyson 1995; 1996; Jury 1996; Mason et Jury 1997; Van den Heever *et al.* 1997). Ces différentes localisations des TTT (sud-est de l'Afrique australe, canal du Mozambique-Madagascar et le sud-ouest de l'océan Indien) s'expliquent, en partie, par une réponse de la convection à l'évolution des températures de surface des trois océans de l'hémisphère sud (Mason et Jury 1997) et sont étroitement liées aux modes de convection tropicale sur le continent africain et l'océan Indien. (Todd et Washington 1999). Récemment, Fauchereau *et al.* (2009) et Pohl *et al.* (2009) ont mis en avant le **caractère propagatif** des TTT : un certain nombre d'événements se développant sur le continent se propagent vers le nord-est, en direction du canal du Mozambique et le sud de Madagascar.

Si la variabilité spatiale des TTT est bien documentée, peu d'études ont porté sur leurs caractéristiques temporelles au pas de temps synoptiques. Fauchereau *et al.* (2009), Pohl *et al.* (2009) et Crétat *et al.* (2012b) indiquent que les TTT sont des **événements synoptiques durant de 2 à 5 jours**. S'ils représentent un élément fréquent de la saison des précipitations (Taljaard et Phil 1996), leur nombre varie grandement d'une année à l'autre, mettant en évidence leur **forte variabilité interannuelle**. (Todd *et al.* 2004). Hart *et al.* (2013), en utilisant une procédure d'identification automatisée (cf. section 1.3.), sont les premiers à étudier le cycle saisonnier de ces systèmes. Le **pic d'occurrence** des TTT qui se développent sur le sud-est du subcontinent, a lieu **en novembre**, ils soulignent aussi que les TTT se formant sur l'océan Indien sont moins fréquents que les autres.

D'Abreton et Tyson (1995) et Todd *et al.* (2004) indiquent que l'influence de la dynamique atmosphérique des moyennes latitudes sur la région est plus importante en début de saison des précipitations alors que les processus tropicaux dominant en fin de saison des précipitations. Ainsi **les TTT auraient tendance à se développer préférentiellement sur l'Afrique du Sud en début d'été, puis sur le sud-ouest de l'océan Indien en fin d'été**.

Enfin, Ratna *et al.* (2013), en étudiant des événements dits extrêmes, (par construction d'un indice : événements où les anomalies d'OLR sont maximales), montrent que la fréquence annuelle moyenne de ce type d'événements est de 1.8 par saison (décembre à février).

1.1.2. Contexte océanographique

Le **contexte océanographique est prépondérant** dans le cas de l'Afrique australe, du fait de sa position géographique et de sa relative faible extension longitudinale (Figure 1.4). La variabilité de la pluviométrie et des TTT est influencée par les températures de surface océanique (TSO) des 2 océans voisins : l'océan Atlantique et l'océan Indien (Walker 1990; Mason et Jury 1997; Reason et Godfred-Spenning 1998; Vigaud *et al.* 2007). Ces deux océans constituent les **sources principales d'humidité** de l'Afrique australe en été (e.g., Tyson 1986 ; Jury *et al.* 1996; Reason 1998; 2001b; 2002; Rouault *et al.* 2003a; Vigaud *et al.* 2007; Vigaud *et al.* 2009; Washington et Preston 2006).

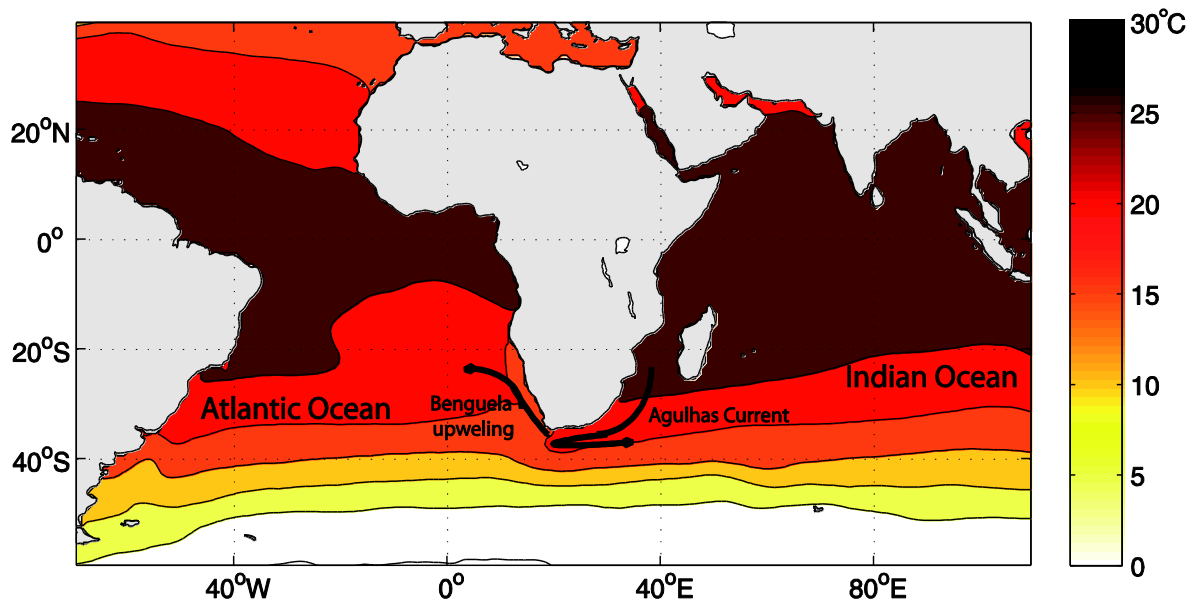


Figure 1. 4 : Température moyenne de surface océanique NDJF 1971-1999 (données HadISST ; Rayner *et al.* 2003).

L'océan Atlantique est ouvert à la fois vers le nord et vers le sud, et est globalement plus froid que l'océan Indien qui est limité au nord par le continent eurasiatique. Dans l'océan Atlantique tropical, la circulation s'organise de façon zonale : courants nord et sud équatoriaux vers l'ouest et le contre courant équatorial vers l'est. L'océan Indien tropical est caractérisé par l'existence de forts courants saisonniers, dont le plus important est le courant

de Somalie, situé le long des côtes de la Corne africaine il s'inverse entre l'été (vers le nord) et l'hiver (vers le sud).

Aux sud de 45°S, l'ensemble des hautes latitudes de l'hémisphère sud sont dominées par le courant circumpolaire antarctique, qui est un vaste courant d'eaux froides dirigé vers l'est, forcé par des vents d'ouest extrêmement puissants à ces latitudes en raison de la prépondérance des surfaces océaniques et de l'absence de « barrière » continentale (Fig. 1.4).

Les **TSO de l'Atlantique sud influencent l'apport d'humidité** sur le subcontinent (Vigaud *et al.* 2007; 2009), **mais l'océan Indien, demeure la source principale d'humidité de l'Afrique australe** (Jury *et al.* 1996; Crimp *et al.* 1998; Reason 2001a, 2002; Fauchereau 2004; Washington et Preston 2006). En particulier, des anomalies chaudes (froides) de TSO sur l'océan Indien central tropical et des anomalies froides (chaudes) de TSO sur le sud de Madagascar sont associées avec des conditions sèches (humides) sur la majeure partie de l'Afrique australe (Jury *et al.* 1996; Rocha et Simmonds 1997a-b; Reason *et al.* 2000; Mulenga, *et al.* 2003).

À l'échelle régionale, une caractéristique marquante est la présence de deux courants océaniques de surface contrastés:

✓ Le **courant froid de Benguela** : situé aux mêmes latitudes que le courant des Aiguilles, il se situe sur la façade ouest du subcontinent. Dirigé vers le nord, il est en lien avec l'upwelling (remontée d'eau froide due aux alizés et à la présence de l'anticyclone dynamique de Sainte-Hélène ; Fig. 1.3). Ce courant, caractérisé par des TSO inférieures à 15°C, **accentue la stabilité de l'atmosphère qui inhibe la convection profonde**. Cela est en partie **responsable des faibles précipitations sur la côte ouest du subcontinent**, notamment en Namibie et sur la région semi-désertique du Kalahari.

✓ Le **courant chaud des Aiguilles** : il longe les côtes est du Mozambique et de l'Afrique du Sud. Les températures de surface de ce courant varient entre 22 et 28°C. Il prend sa source dans le canal du Mozambique et autour de Madagascar (Lutjeharms *et al.* 2000). Ce courant est associé à des cellules tourbillonnaires se formant près de la côte est du subcontinent et se propageant vers le sud (de Ruijter *et al.* 2002). Bien qu'il soit étroit (entre 80 et 100 km de large), le courant des Aiguilles influence, par le biais de phénomènes de recirculation et de réflexion qui prennent place au sud de l'Afrique australe, une large part des températures du sud-ouest de l'océan Indien. Une partie de ses eaux forme également de larges tourbillons qui se propagent dans l'Atlantique sud. Au dessus de ce courant, de **très forts flux de chaleur latente** ont été relevés constituant une **source évaporatoire primordiale pour la pluviométrie du sud-est de l'Afrique australe** (Walker 1990; Jury *et al.* 1993; Mason 1995; Reason et Godfred-Spenning 1998; Reason et Lutjeharms 1998; Reason et Mulenga 1999; Reason 2001b, 2002; Rouault *et al.* 2003b; Vigaud *et al.* 2012).

1.1.3. Pluviométrie en Afrique australe : champ moyen et variabilité associée aux TTT

➤ Structures spatiales et régimes pluviométriques

Le régime pluviométrique, dans la plus grande partie de l'Afrique australe, est unimodal avec une saison des précipitations qui s'étend d'octobre à avril (Figure. 1.5a). Les précipitations sont maximales entre novembre et mars, tant aux latitudes tropicales qu'au sud-est de l'Afrique australe (Fig. 1.5b).

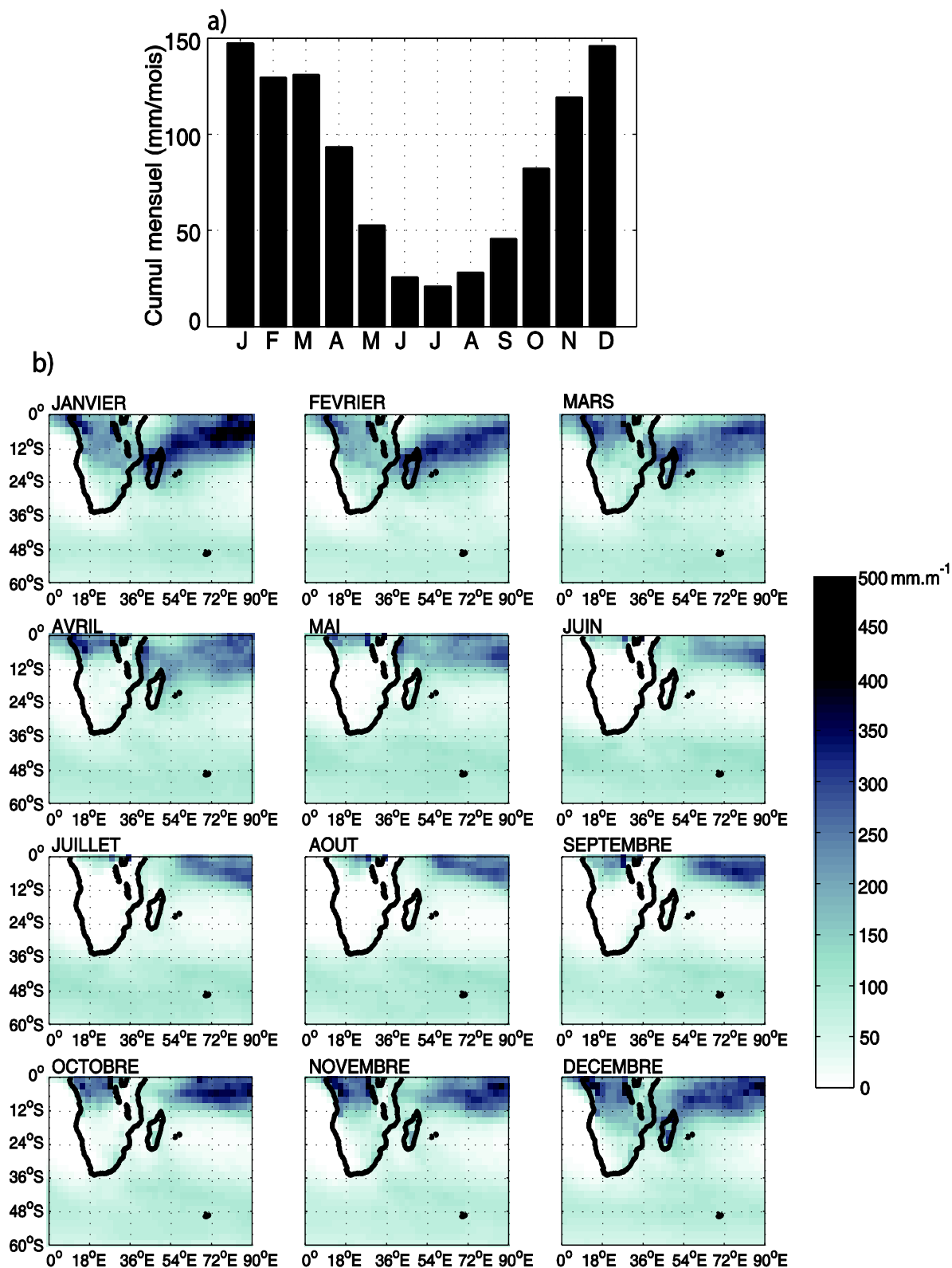


Figure 1. 5 : (a) Régime pluviométrique mensuel (1971-1999) d'après le fichier ERA40. La moyenne des points de grille continentaux montrés en (b) est considérée. (b) Champs mensuels moyens ERA40 NDJF 1971-1999.

Au sein de cette période, les TTT sont les plus fréquents en NDJF (Todd et Washington 1999; Washington et Todd 1999; Fauchereau *et al.* 2009; Vigaud, *et al.* 2012). Aux latitudes subtropicales (24-35°S), on peut distinguer, le début de l'été (novembre-décembre) où les dépressions balayées par la circulation d'ouest sont les principaux systèmes pluvio-gènes, de la fin (janvier février) où la pluviométrie est dominée par la dynamique tropicale (Harrison 1986; Harangozo 1989; D'Abreton et Lindesay 1993; Barclay *et al.* 1993; Todd *et al.* 2004).

La répartition spatiale des cumuls saisonniers (Fig. 1.5b) sur la région présente un **double gradient** :

✓ Un **gradient méridien** (sud-nord) lié à l'augmentation des précipitations des latitudes subtropicales jusqu'au tropiques (12-24°S) et en lien avec la localisation la plus australe de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) sur le fuseau africain durant la saison des précipitations.

✓ Un **gradient zonal** (ouest-est) uniquement aux latitudes subtropicales, il est responsable de l'opposition de façade entre l'aridité des déserts du Namib et du Kalahari en Namibie, Botswana et Afrique du Sud et la partie orientale plus humide (Mozambique, Afrique du Sud). À l'ouest : la faible évaporation en surface (upweeling de Benguela, Fig. 1.4) et l'anticyclone dynamique de Sainte-Hélène sur l'Atlantique sud (Fig. 1.3) limitent l'apport d'humidité sur le subcontinent. À l'est : l'anticyclone des Mascareignes (sud-ouest de l'océan Indien, Fig. 1.3) favorise l'apport d'humidité sur le subcontinent *via* le sud de Madagascar.

À l'échelle de l'Afrique du Sud, la partie nord-est du pays (Limpopo, KwaZulu-Natal, province du nord) connaît des épisodes de précipitations convectives pendant l'été. Le littoral austral connaît des précipitations toute l'année alors que la côte ouest reçoit des précipitations plus ou moins abondantes, avec un pic hivernal de mai à août. Le régime des précipitations de cette région est de type méditerranéen.

➤ TTT et variabilité pluviométrique

Au sein de la saison des précipitations, de novembre à Mars, l'Afrique australe connaît des fluctuations importantes de son champ pluviométrique. De nombreux travaux ont montré que **la variabilité intrasaisonnière de la pluviométrie de l'Afrique australe est directement liée à la fréquence, l'intensité et le calage longitudinal des TTT** (Harrison 1984c; Harrison 1986; Jury *et al.* 1991; 1993; Mason et Jury 1997; Todd et Washington 1999; Washington et Todd 1999; Tyson et Preston-Whyte 2000; Usman et Reason 2004; Hart *et al.* 2010). Les quantités de précipitations associées aux TTT dépendent de plusieurs facteurs comme l'humidité, la stabilité atmosphérique, la divergence dans la haute atmosphère, et la vitesse de propagation de la perturbation des moyennes latitudes (Barclay *et al.* 1993; Mason et Jury 1997).

Harrison (1984c) fournit la première estimation quantitative de la contribution des TTT aux précipitations estivales sur le plateau du Highveld au nord-est de l'Afrique du Sud. Il établit que **les TTT représentent 39% des cumuls pluviométriques annuels** sur la région et environ 35 % des jours de précipitations. La position longitudinale des TTT est un facteur majeur de la variabilité intrasaisonnière des précipitations en Afrique australe. Usman et Reason (2004) indiquent qu'un TTT s'étendant de la dépression de l'Angola jusqu'à l'intérieur des terres sud-africaines favorise les précipitations sur la majeure partie de la région. À *contrario* si les TTT se trouvent sur le canal du Mozambique, des conditions humides (sèches) sont observées sur la partie est (ouest) de l'Afrique australe (Usman et Reason 2004). Enfin, une bande pluvieuse située encore plus à l'est, sur le sud-ouest de l'océan Indien, provoque des épisodes de sécheresse, en particulier sur le Botswana, le nord de l'Afrique du Sud et le sud du Zimbabwe et du Mozambique (Harangozo et Harrison 1983; Harrison 1986; Tyson 1986; Jury *et al.* 1993; Jury 1996; Usman et Reason 2004; Fauchereau *et al.* 2009). Hart *et al.* (2013) ont fait une étude très détaillée de la contribution des TTT aux précipitations, durant la saison d'Octobre à Mars. Il ne s'agit ici que de présenter les résultats principaux : (i) la contribution saisonnière des TTT varie en moyenne de **30 à 60 %** avec une forte hétérogénéité spatiale ; (ii) cette contribution croît **d'ouest en est** ; (iii) les TTT sont responsables d'une grande partie des **événements pluviométriques extrêmes**. La Figure 1.6. indique que l'impact des événements pluvieux associés aux TTT est plus fort dans les régions arides que dans les régions humides, confirmant que ces systèmes sont responsables des phases sèches et humides sur la région (Cook *et al.* 2004; Usman et Reason 2004).

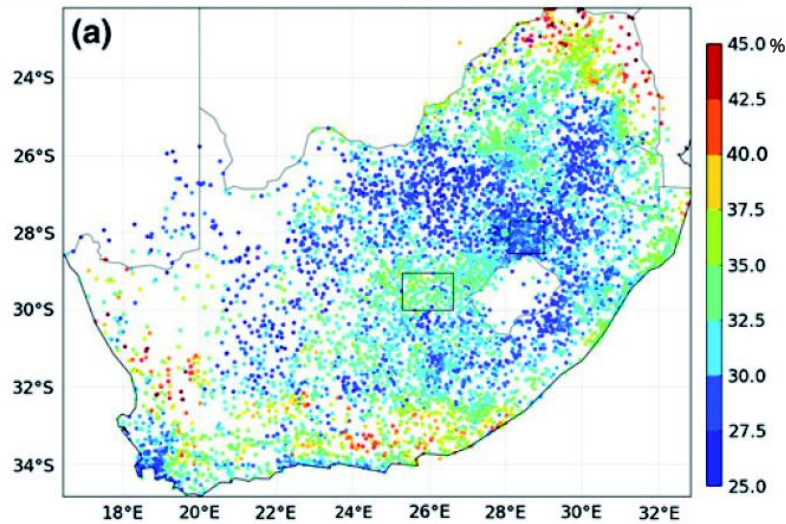


Figure 1. 6 : Contribution des TTT au cumul pluviométrique sud-africain d'Octobre à Mars 1979-1999. Les TTT sont extraits en utilisant une procédure d'identification automatisée (cf. section 1.3. p.41). Les données de précipitations sont issues de la base de données Water Research Commission élaborée par Lynch (2003). *Reproduit de Hart et al. (2013).*

Il existe d'autres systèmes fortement pluviogènes sur la région qui sont au-delà de la portée de ce travail (e.g: trajectoire des cyclones, dépressions coupées). Quelques travaux ont relevé d'autres types de fluctuations pluviométriques au pas de temps intrasaisonnier, mais d'ampleur moindre (Matarira et Jury 1992; Jury 1999). À noter, cependant que des images satellitales ont montré que des « cut off lows » (dépressions coupées qui se déplacent vers l'équateur, hors des courants d'ouest qui la portent) peuvent être associées aux TTT (Harrison 1984a), en particulier en fin de vie (Singleton et Reason 2007; Muller *et al.* 2008).

➤ Autres modes de variabilité pluviométrique

Des études récentes se sont intéressées aux interactions entre les TTT et les principaux modes de variabilité de large échelle, ces derniers pouvant influencer l'emplacement, la formation et l'intensité des TTT sur l'Afrique australe.

(i) El Niño Southern Oscillation (ENSO)

El Niño est une fluctuation naturelle provenant du Pacifique tropical ayant des effets à travers diverses régions du monde. En Afrique australe, c'est le **principal mode** de la **variabilité interannuelle** de la pluviométrie et des TTT (Lindesay 1988; Jury *et al.* 1994; Reason *et al.* 2000; Reason et Rouault 2002; Rouault et Richard 2003, 2005; Fauchereau *et al.*

2009), surtout depuis les années 1970 (Richard *et al.* 2000; Richard *et al.* 2001). Des anomalies de TSO chaudes (froides) dans le Pacifique oriental sont souvent associées à des anomalies pluviométriques négatives (positives) en Afrique australe. Fauchereau *et al.* (2009) et Ratna *et al.* (2013) ont montré une augmentation du nombre d'événements de TTT durant les épisodes de la Niña. Cependant, **le lien entre l'ENSO et les cumuls pluviométriques et les TTT n'est pas évident à déterminer**. Ces incertitudes s'expliquent par la complexité des mécanismes physiques impliqués encore peu connus et controversés :

- ✓ Selon Cook (2000), la courroie de transmission passerait par un **pont atmosphérique**, le réchauffement du Pacifique central déclenchant la formation d'ondes de Rossby dans l'hémisphère sud, responsables du décalage vers l'est de la ZCSI ;
- ✓ Selon (Nicholson 2003), la courroie de transmission serait **purement océanique**. L'ENSO induirait un réchauffement des TSO du bassin Indien qui y favoriserait la convergence d'humidité, la convection et donc des anomalies positives de précipitations, limitant par conséquent l'apport d'humidité en Afrique australe ;
- ✓ Les résultats de (Misra 2003) montrent que les deux hypothèses sont valables : la **structure spatiale** des anomalies pluviométriques sur l'Afrique australe est surtout dépendante de la variabilité des **TSO** dans l'océan Indien, alors que **l'amplitude** des anomalies reste significativement modulée par la **composante atmosphérique**.
- ✓ Une explication récente, mais qui reste partielle, a été fournie par Ratnam *et al.* (2014) qui évoquent les ENSO « Modokis » (anomalies chaudes de TSO le long du rail équatorial ; Ashok *et al.* 2007). Ils identifient des anomalies pluviométriques de plus faible amplitude en conditions « Modokis » par rapport aux conditions ENSO « traditionnelles ».

Walker (1990) Mason (1995) et Reason et Mulenga (1999) ont par ailleurs confirmé que ces fluctuations dans la pluviométrie ne sont statistiquement pas indépendantes des TSO sur l'océan Indien ou le courant des Aiguilles. Un réchauffement de surface conduit à des flux d'est renforcés dans l'atmosphère, à une convergence d'humidité accrue sur le continent, et de fait à des précipitations plus abondantes. De plus, des études ont montré une possible non-linéarité de l'impact d'ENSO sur la pluviométrie de l'Afrique australe (Richard 1996; Fauchereau *et al.* 2009; Pohl *et al.* 2009; Boulard *et al.* 2013).

(ii) L'oscillation de Madden-Julian (MJO)

L'**oscillation de Madden-Julian** (MJO, Madden et Julian 1971; 1972) semble être liée aux précipitations de NDJF de manière marginale. La MJO se manifeste par une propagation vers l'est d'amas convectifs de large échelle (Madden et Julian 1971, 1972). Durant la phase 1 de la MJO, la convection est affaiblie sur l'Afrique tropicale et l'océan Indien. Lors des phases 2 à 4, la convection se renforce sur l'océan Indien et se déplace vers l'est avant d'atteindre un pic d'intensité durant les phases 4 et 5 sur le Continent Maritime. Alors que les amas convectifs continuent leur migration vers le bassin ouest du Pacifique, la convection est supprimée sur l'océan Indien et l'Afrique tropicale (Continent Maritime) pendant les phases 5 et 6 (7 et 8). Pohl *et al.* (2009) montre qu'il n'y a pas de relation claire entre la convection associée aux TTT et la MJO, c'est-à-dire que leurs occurrences peuvent se produire au cours de n'importe quelle phase de la MJO. Cependant, Hart *et al.* (2013) et Oettli *et al.* (2014) suggèrent un **possible lien entre l'intensité des TTT et la MJO** : une augmentation (diminution) des flux d'humidité vers l'Afrique subtropicale durant les dernières (premières) phases de la MJO favorise l'intensité des TTT.

1.2. Données

L'objectif principal de cette recherche doctorale est d'identifier les conditions conduisant à la formation et au développement des TTT en Afrique australe et sur l'océan Indien, ainsi que leurs évolutions au cours du XXI^{ème} siècle. Pour cela différents jeux de données ont été utilisés.

Note : cette section est partiellement inspirée de Pohl (2007) et Crétat (2011)

1.2.1. Réanalyses ERA-40

➤ Dynamique atmosphérique

Les réanalyses dans leur ensemble présentent quelques biais (Trenberth 1991a; Kalnay *et al.* 1996; Onogi 2000; Simmons et Gibson 2000; Pocard *et al.* 2000; Trenberth *et al.* 2001; Bengtsson *et al.* 2004), mais peuvent être considérées comme relativement fiables depuis les

années 1970 (i.e., ère satellitale) et sont souvent utilisées en science du climat. Dans ce mémoire, et pour documenter la dynamique atmosphérique des moyennes latitudes et des tropiques, nous utilisons les réanalyses européennes ERA-40 (Uppala *et al.* 2005). Fournies par l'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), elles sont générées par une intégration *a posteriori* du modèle spectral IFS (Integrated Forecasting System ; développé conjointement par l'ECMWF et Météo-France). Le modèle est implémenté à une résolution T159 sur 60 niveaux verticaux, avec assimilation toutes les 6 heures de données historiques provenant du système d'observations météorologiques mondial (bouées, satellites et radiosondages). Disponibles de septembre 1957 à août 2002, elles documentent champs atmosphériques et continentaux à l'échelle globale et sur plusieurs niveaux verticaux. Les variables sont disponibles toutes les 6 heures et sont récupérées, pour cette étude, sur une grille régulière de $1^{\circ}5 \times 1^{\circ}5$ (Table 1.1), sur la période 1971-2000.

La fiabilité des paramètres en sortie de modèle est fonction de la part relative des observations assimilées et de la formulation du modèle dans la détermination de la variable. La Tab. 1.1 indique les variables utilisées pour cette étude.

Variable et abréviations	Unité	Classe	Niveaux	Grille
U : vent zonal	m.s^{-1}	A	6 (1000 à 700 hPa et 200 hPa)	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$
V : vent méridien	m.s^{-1}	A	5 (1000 à 700 hPa)	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$
ω : vent vertical	Pa.s^{-1}	B	1 (500 hPa)	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$
T : température de l'air	K	A	5	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$
Z : hauteur géopotentiel	m	A	5	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$
Q : humidité spécifique	kg.kg^{-1}	B	5	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$
OLR : infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère	W.m^{-2}	C	1	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$
P : précipitation	mm.jr^{-1}	C	1	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$

Table 1. 1 : Champs ERA40 utilisés pour l'étude.

Les champs sont classés en 3 catégories :

- ✓ Variables classées **A** : fortement influencées par l'observation et donc **très fiables** ;
- ✓ Variables classées **B** : issues à la fois d'observations et de la paramétrisation physique des phénomènes sous-maillages ;
- ✓ Variables classées **C** : entièrement dépendantes du modèle et donc peu fiables.

De nouvelles variables ont été calculées à partir des champs précédents. Les **flux d'humidité**, issus des champs U, V et Q ($\text{g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) ; la **convergence zonale du vent** à 200 hPa, issue du champ U (ZDEF, s^{-1} , cf. Encadré 2.1) et l'**énergie statique humide**, issue de T, Z et Q (ESH, kJ.kg^{-1} , cf. Encadré 2.2).

L'intensité de la convection dans l'atmosphère tropicale est caractérisée par l'**infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère** (Outgoing Longwave Radiation, OLR). Le choix de l'OLR ERA40 a été motivé par souci de cohérence avec les champs atmosphériques décrits ci-dessus. Le modèle utilise le schéma radiatif RRTM (Rapid Radiative Transfer Model ; Mlawer *et al.* 1997) pour les ondes longues et le schéma de Fouquart et Bonnel (1980) pour les ondes courtes. D'autres détails sur la physique du modèle, le système d'assimilation et la validation préliminaire sont décrits par Chevallier *et al.* (2001) et Simmons et Gibson (2000).

Les valeurs d'OLR sont fortement dépendantes de la physique du modèle et peu contraintes par l'assimilation de données (Tab. 1.1), la qualité de ces données a été testée et comparée avec l'OLR NOAA (Figure. 1.7; Liebmann et Smith 1996; Jury 1997; 1999; Fauchereau *et al.* 2009 et Pohl *et al.* 2009). Les OLR NDJF moyen ERA40 (Fig. 1.7a) et NOAA (Fig. 1.7b) présentent des structures spatiales similaires. Cependant, ERA40 restitue des valeurs plus élevées d'OLR (moins de convection) sur l'Afrique australe et le sud-ouest de l'océan Indien, excepté la partie nord-est du bassin océanique (Fig. 1.7c). Uppala *et al.* (2005) indiquent que les incertitudes dans les valeurs d'OLR sont probablement dues à une surestimation par le modèle du pouvoir réfléchissant des cirrus. À l'échelle du globe, Allan *et al.* (2004) ont montré que la climatologie de l'OLR est bien reproduite par ERA40, même si, les réanalyses surestiment les valeurs d'environ 16 W.m^{-2} .

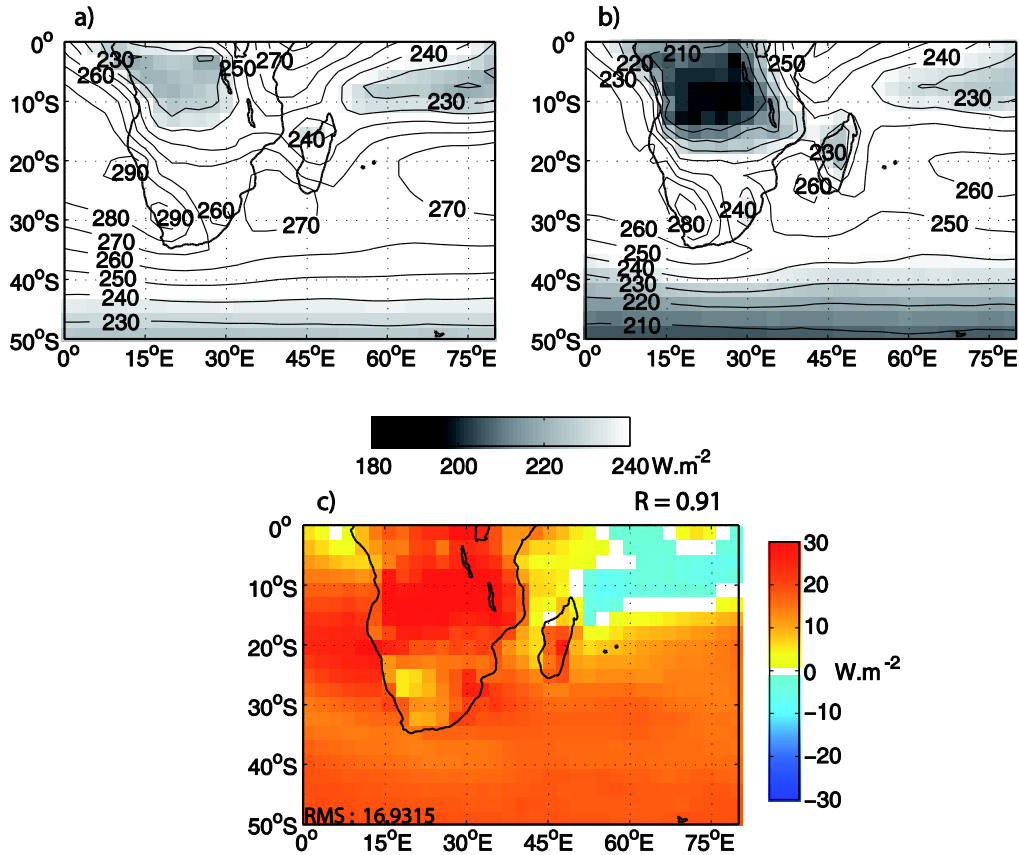


Figure 1. 7 : OLR moyen (a) ERA40 et (b) NOAA NDJF 1979-1999. Les valeurs inférieures à 240 W.m⁻² sont en niveau de gris. (c) Différences (ERA40 - NOAA) significatives à 95% selon le test de Student.

1.2.2. Les modèles de climat CMIP5

L'évolution future du climat en Afrique australe, et plus particulièrement des TTT, est appréhendée à l'aide des sorties de modèles « Système-Terre » (ESM) issus du 5^{ème} exercice d'inter-comparaison de modèle couplé (CMIP5 ; Coupled model intercomparison project). Les données sont disponibles sur le serveur du PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison : <http://www-pcmdi.llnl.gov/>).

➤ Contexte général

Le but du GIEC, créé en 1988, est d'évaluer les fondements scientifiques du changement climatique, ses impacts et les stratégies pour l'atténuer ou s'y adapter. À ce jour, cinq rapports d'évaluation (AR) ont été publiés, le dernier et cinquième, est **l'AR5 dont le 1^{er} volet est sorti fin 2013**, le deuxième et troisième en mars et avril 2014, respectivement.

Le 1^{er} volet se base sur des simulations climatiques définies en 2008 par le Groupe de travail sur les modèles couplés du PMRC (Programme mondial de recherche sur le climat), **dans le cadre du 5^{ème} Projet d'inter-comparaison modèles climatiques CMIP-5**. Le projet CMIP5 vise à :

- Évaluer les modèles climatiques ;
- Fournir des projections sur le changement climatique ;
- Interpréter les changements climatiques récents ou passés ;
- Quantifier et comprendre les incertitudes entre les modèles.

Comparé aux précédents CMIP, ce projet comprend un **large panel de modèles, de configurations et d'expériences** (ESM, modèle de circulation océan-atmosphère, aqua-planète...) mais aussi plus d'**expériences idéalisées** permettant une meilleure interprétation des simulations climatiques. Il intègre des **prévisions décennales**, c'est à dire des prévisions de plus court terme et de **nouveaux scénarios** (cf section Les nouvelles trajectoires RCP).

Ce 1^{er} volet permet de confirmer et de mieux préciser l'ampleur du changement climatique déjà identifié dans l'AR4...

- ✓ **L'influence humaine sur le changement climatique est clairement établie** : par exemple la concentration de CO₂ dans l'atmosphère a augmenté de 20% depuis 1958 et de 40 % depuis 1750, début de l'ère industrielle ;
- ✓ **Augmentation de la température, élévation du niveau de la mer** et accélération de la **fonte des glaciers** de montagnes ;
- ✓ Les **événements extrêmes** comme les fortes précipitations dans les hautes latitudes (en Europe par exemple) ou dans les régions tropicales deviendront **plus intenses**.

... mais aussi de préciser certains points :

- ✓ La **hausse du niveau des mers** pourrait être **plus importante** que prévue : entre 29 et 82 centimètres d'ici la fin du XIX^{ème} siècle ;
- ✓ L'effet refroidissant des aérosols est revu à la baisse ;

✓ **Seules des réductions rapides et importantes des émissions permettront de maintenir la hausse des températures sous le seuil des 2°C ;**

✓ Le **contraste** pluviométrique moyen entre **régions humides et régions sèches** ainsi qu'entre saisons humides et saisons sèches **augmentera**, bien qu'il puisse exister des exceptions régionales.

➤ **Fonctionnement des modèles climatiques**

Les modèles de climat sont constitués de plusieurs modèles (atmosphère, océan, surface continentale...) couplés *via* un coupleur (Figure 1.8). Leur utilisation présente un double intérêt : (i) mieux comprendre la dynamique du système climatique (atmosphère, océan, cryosphère, lithosphère et biosphère) ; (ii) établir des projections futures. Les modèles restituent le système climatique de manière numérique *via* la résolution explicite d'équations et de lois physiques par un **noyau dynamique** :

✓ Les équations primitives de la thermodynamique des fluides (conservation de l'énergie totale, du moment cinétique et de la masse) qui permettent de modéliser les mouvements des masses d'air.

✓ La loi des gaz parfaits en s'appuyant sur l'hypothèse hydrostatique qui permet de relier la pression, la température et le volume d'une particule d'air.

Les équations sont discrétisées dans le temps et l'espace afin d'obtenir, comme pour les réanalyses, des données à l'échelle globale sur plusieurs niveaux verticaux des champs atmosphériques et continentaux sur une période continue. Pour cela, les modèles partent d'un état de base de l'atmosphère : les **conditions initiales** (température, vent, pression, humidité...). Puis ils calculent à chaque pas de temps de l'intégration l'évolution de l'état de l'atmosphère en suivant le formalisme mathématique. Pendant l'intégration, l'atmosphère simulée est contrainte à son sommet par des **conditions aux limites** (constante solaire, surface continentale...). La résolution horizontale des modèles peut être en grille régulière ou irrégulière, selon la méthode utilisée.

Les **processus dits sous-mailles** (i.e., phénomènes d'échelle fine) ne peuvent pas être calculés explicitement, ils sont donc **paramétrisés via un noyau physique**. Dans les modèles, la paramétrisation porte sur la convection, la microphysique nuageuse, les transferts radiatifs des courtes et grandes longueurs d'onde, les processus de surface et la turbulence. Cependant, le **manque de connaissance** de certains processus et de leur interaction induit des **sources d'erreurs et d'incertitudes dans les modèles** (Randall *et al.* 2007). De nombreuses études (Barker et Raisanen 2005; Cash *et al.* 2007; Marti *et al.* 2010; Chen *et al.* 2010; Watanabe *et al.* 2010; Andrews *et al.* 2012a-b; Gettelman *et al.* 2012; Mauritsen *et al.* 2012) ont montré la forte sensibilité des champs simulés à la paramétrisation, quelles que soient la région et la saison considérées.

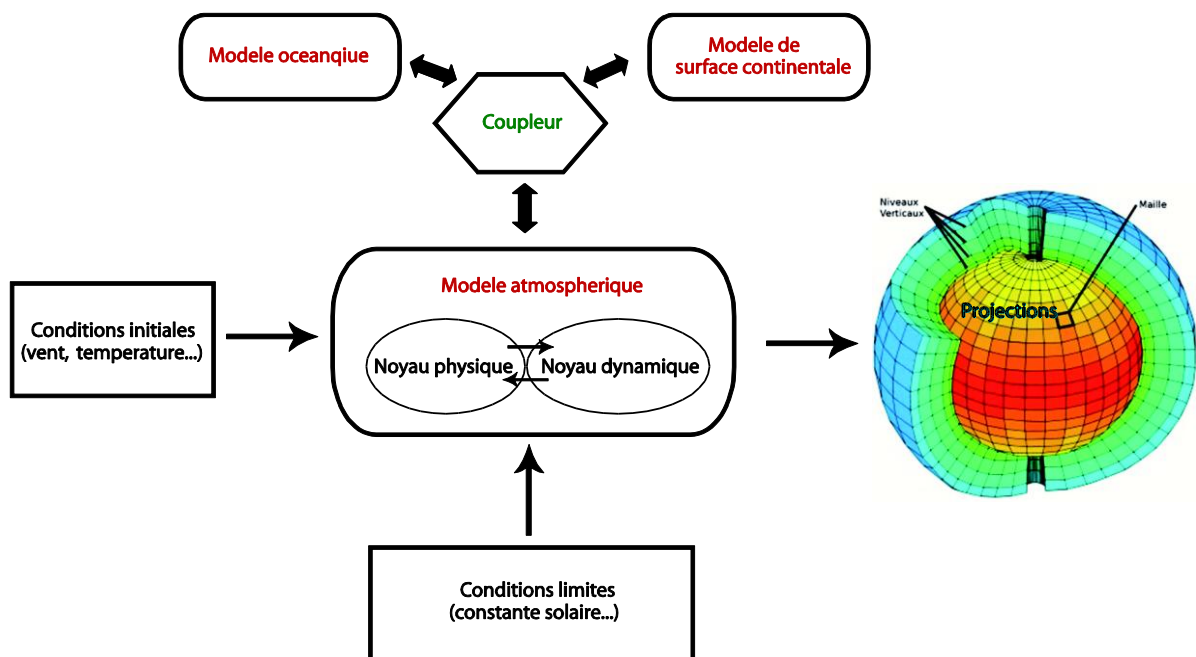


Figure 1. 8 : Représentation schématique du fonctionnement d'un modèle de circulation général.

➤ Les nouvelles trajectoires RCP

Pour établir l'AR5, de nouvelles trajectoires ont été définies: les **RCP** (Representative Concentration Pathways ; Moss *et al.* 2010; van Vuuren *et al.* 2011). Auparavant, le GIEC se basait sur les scénarios SRES (Special Report on Emissions Scenarios) construits à partir de projections socio-économiques, qui décrivent les évolutions possibles de la population, des économies, des technologies, des modes de vie.

Les RCP ne sont plus construits à partir de « futurs possibles » mais sur différentes évolutions possibles en termes de forçages radiatifs. Ces trajectoires, contrairement aux scénarios qui avaient précédés, ne sont pas définies par le GIEC lui-même, mais ont été établis par la communauté scientifique pour répondre aux besoins du GIEC. Parmi les 300 publiées dans la littérature, 4 trajectoires ont été retenues comme référence de **l'évolution du forçage radiatif** sur la période 2006-2300 :

- ✓ La simulation « **historical** » : évolution historique des concentrations en gaz à effet de serre (GES) et des forçages naturels.
- ✓ La trajectoire **RCP 2.6** (van Vuuren *et al.* 2011) : forçage radiatif global de 2.6 W.m^{-2} d'ici 2100.
- ✓ La trajectoire **RCP 4.5** (Clarke *et al.* 2007; Smith et Wigley 2006; Thomson *et al.* 2011) : forçage radiatif global de 4.5 W.m^{-2} d'ici 2100.
- ✓ La trajectoire **RCP 6.0** (Fujino *et al.* 2006) : forçage radiatif global de 6.0 W.m^{-2} d'ici 2100 .
- ✓ La trajectoire **RCP 8.5** (Riahi *et al.* 2007) : forçage radiatif global de 8.5 W.m^{-2} d'ici 2100.

À titre de comparaison avec les scénarios SRES, les **quatre RCP conduisent à des valeurs de forçage radiatif couvrant une gamme plus large que celle des trois scénarios SRES utilisés dans CMIP3** (Figure 1.9 ; GIEC 2013). La RCP 4.5 présente des similitudes avec le SRES B1, **la RCP 8.5 est un peu plus élevée que le SRES A2** en 2100. La **RCP 2.6 est sans équivalent**, elle est inférieure à tous les scénarios SRES intégrant les effets de politiques de réduction d'émissions de GES susceptibles de limiter l'augmentation de la température globale à 2°C .

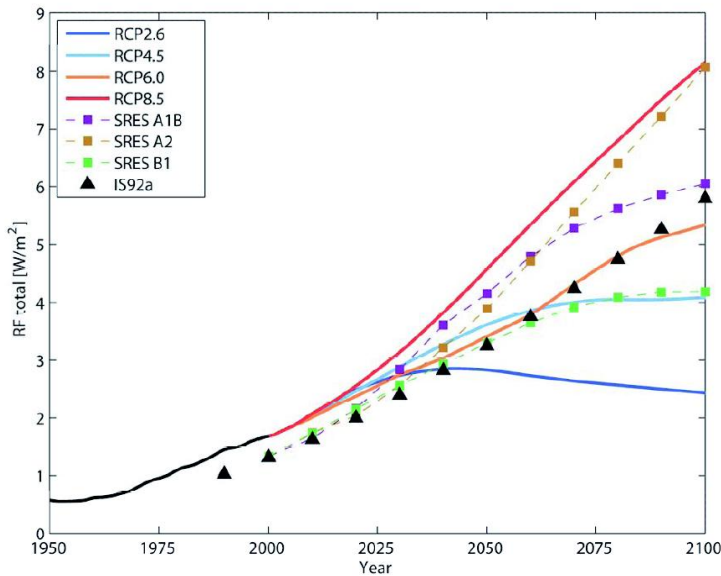


Figure 1. 9 : Évolution du forçage radiatif anthropique total historique et projeté (1950-2100) pour les 3 familles de scénarios (IS92, SRES et RCP). Reproduit du 5^{ème} rapport du GIEC.

Dans cette étude, nous utilisons les **RCP 2.6 et 8.5**, en comparaison avec les simulations historiques (Hist.) pour évaluer la réponse du climat de l’Afrique australe et plus spécifiquement des TTT. Ce choix est justifié par le fait que ces RCP présentent des fortes différences dans la projection des forçages radiatifs (Fig.1.9). Dans la RCP 2.6 le forçage radiatif se stabilise entre 2000 et 2050 puis diminue alors qu’il devient plus fort dans le même temps dans la RCP 8.5. **Concrètement, les RCP 2.6 et 8.5 correspondent à une augmentation moyenne de la température de 1.5°C et de 4°C d’ici 2100** (Figure 1.10).

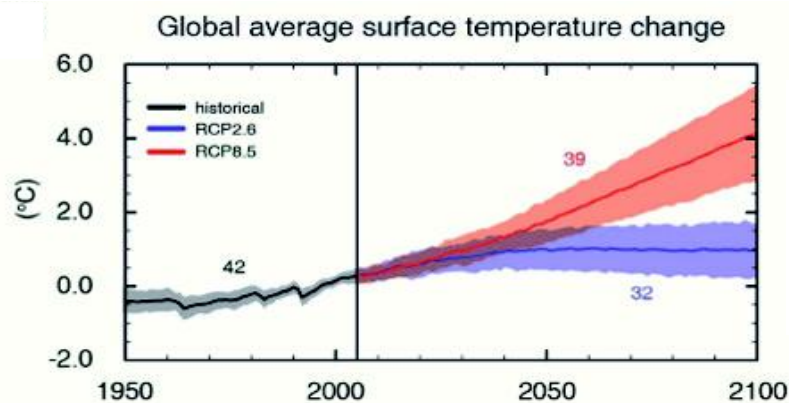


Figure 1. 10 : Évolution de la température de surface globale historique et projetée (1950-2100) pour les RCP 2.6 et 8.5. Reproduit du 5^{ème} rapport du GIEC.

➤ Les modèles de climat utilisés

Depuis les années 1990, les modèles de climat se sont complexifiés (Figure 1.11). Au fur du temps, de plus en plus de composantes du système climatique ont été prises en compte : océan et banquise, aérosols, cycle du carbone.

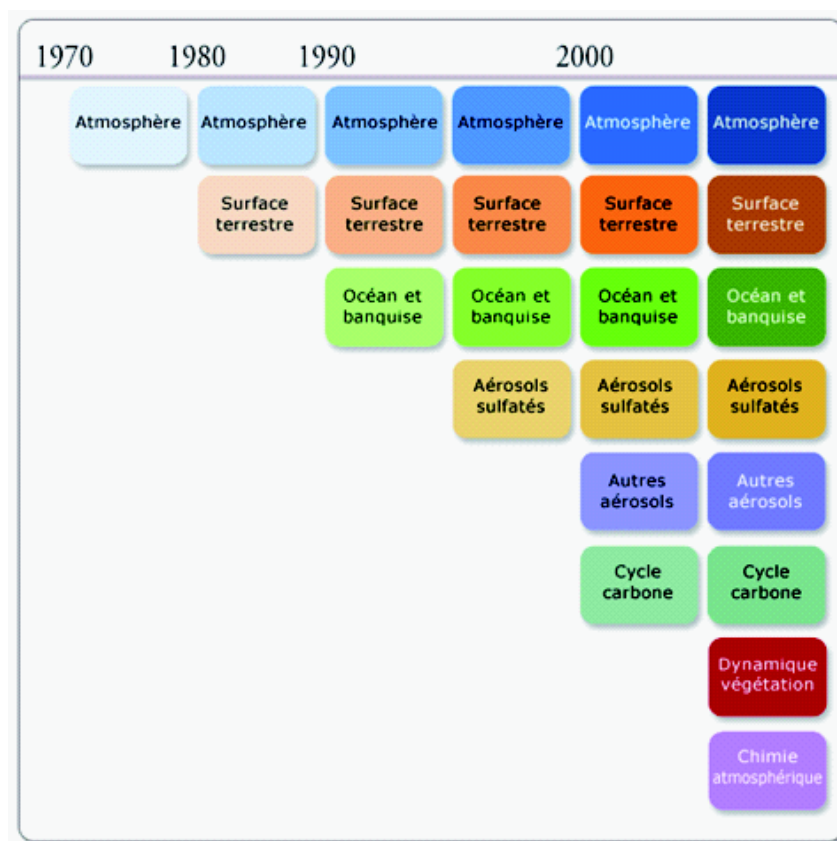


Figure 1. 11 : Schéma d'évolution de la modélisation climatique à l'échelle mondiale entre 1970 et la fin des années 2000. Reproduit du 5^{ème} rapport du GIEC

Aujourd'hui la plupart des modèles de circulation sont couplés avec des modèles de **végétation dynamique** et/ou de **chimie atmosphérique** pour former une nouvelle génération de modèles : les « **modèles du système Terre** ». Les ESM prennent en compte les processus physiques et biochimiques qui sont impliqués dans le cycle du carbone, le cycle du soufre ou de l'ozone (Flato 2011), améliorant la représentation du système climatique par les modèles.

La disponibilité d'un nouvel ensemble de simulations climatiques sur le XXI^{ème} siècle issues des ESM produits dans le cadre de l'exercice d'inter-comparaison CMIP5, donne la possibilité d'étudier les variations du climat en Afrique australe suivant différentes trajectoires du forçage radiatif (RCP). Une trentaine d'ESM est mise à disposition par le PCMDI permettant, *a priori*, de tenir compte de toutes les évolutions probables du climat. Cependant l'étude de Pennell et Reichler (2011) montre que certains ESM présentent des similarités importantes, surtout pour ceux issus du même centre de recherche.

De plus, Hawkins et Sutton (2009) identifient trois sources majeures d'incertitudes dans l'analyse des projections climatiques : (i) choix de l'ESM ; (ii) variabilité interne et (iii) choix de la RCP. Ils indiquent qu'avant 2040 les incertitudes liées au modèle et la variabilité interne sont plus fortes que celles liées à la RCP. À *contrario*, après 2040, les incertitudes associées à la RCP deviennent plus importantes. Compte tenu de ces considérations, nous avons sélectionné plusieurs ESM CMIP5 et travaillé avec deux trajectoires (RCP 2.6 et 8.5) pour s'affranchir de ces incertitudes.

L'idéal étant de **sélectionner des ESM indépendants les uns des autres**, dans cette recherche doctorale, le choix des ESM s'est fait sur deux critères distincts:

- ✓ **Un ESM par centre modélisateur** afin d'obtenir un large éventail de représentation du changement climatique;
- ✓ La disponibilité, au moment où débutait cette étude (2012), des champs atmosphériques et continentaux (Tab. 1.1) au **pas de temps quotidien**, entre 1971 et 1999 pour la simulation historique et le XXI^{ème} siècle pour les RCP 2.6 et 8.5.

Compte tenu de ces considérations, un sous-ensemble de **8 ESM CMIP5 a été constitué**. La Table 1.2 présente les huit ESM utilisés dans ce mémoire. À ce jour (2014), une quinzaine d'ESM répondent désormais à ces deux critères.

ESM	Centres modélisateurs	Acronymes	Référence(s)	Grille horizontale et niveaux verticaux	ESM	Végétation dynamique	Aérosols
BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center (BCC; China)	BCC	Wu <i>et al.</i> (2010), Wu (2012); Xin <i>et al.</i> (2013)	2.8° x 2.8° x 26	O	O	S, AV, GES, O et SCO
BNU-ESM	Global Change and Earth System Science (GCESS; China)	BNU	http://esg.bnu.edu.cn/BNU_ESM_webs/htmls/index.html	2.8° x 2.8° x 26	O	NR	NR
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma; Canada)	Can	Arora <i>et al.</i> (2011), Chylek <i>et al.</i> (2011), Gillett <i>et al.</i> (2012), von Salzen <i>et al.</i> (2013)	2.8° x 2.8° x 22	O	O	S, AV*, GES, O et SCO
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM; France)	CNRM	Deque <i>et al.</i> (1994); Voldoire <i>et al.</i> (2013); Szopa <i>et al.</i> (2013)	1.4° x 1.4° x 31	O	N	S, AV, SM, PM, GES, O et SCO
GFDL-ESM2M	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/ Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL; United States)	GFDL	Dunne <i>et al.</i> (2012; 2013)	1.5° x 2.5° x 24	O	N	S, AV*, SM, PM, GES, O et SCO
MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC; Japan)	MIROC	Watanabe <i>et al.</i> (2010)	1.4° x 1.4° x 40	N	N	S, AV, SM, PM, GES, O et SCO
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M; Germany)	MPI	Stevens <i>et al.</i> (2013)	1.875° x 1.875° x 95	O	O	S, AV (H), GES, O et SCO
NorESM1	Norwegian Climate Centre (NCC; Norway)	Nor	Kirkevåg <i>et al.</i> (2008)	1.9° x 2.5° x 26	O	N	S, SM, PM, GES, O et SCO

Table 1. 2 : Caractéristiques des ESM utilisés. S : aérosols sulfatés ; AV : aérosols volcanique (*) activité volcanique ; SM : sel marin ; PM : poussière minérale ; GES : Gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O, CFC₁₁, CFC₁₂) ; NR : non renseigné ; SCO : suie et carbone organique. Pour les aérosols, les ombrages en gris foncés (clairs) indiquent les effets directs (semi-direct) des aérosols.

Quelles nouveautés dans les ESM CMIP5 (GIEC 2013) ?

- amélioration du traitement du **transfert radiatif** (tous les ESM de l'étude);
- meilleure représentation de l'**albédo** (tous les ESM de l'étude) ;
- amélioration de la représentation des **aérosols** (tous les ESM de l'étude);
- prise en compte de la **végétation dynamique** (BCC, Can, MPI) ;
- couplage avec le **cycle du carbone** (tous les ESM de l'étude excepté MIROC5).

Ces améliorations/changements permettent aux modèles une meilleure représentation des interactions entre tous les éléments du système climatique et fournissent donc des modèles plus réalistes. Bien que les ESM soient plus complexes (Figure. 1.12), avec la prise en compte de plus de processus que les modèles de circulation générale (MCG), des **incertitudes** persistent¹ : dans les **observations**, dans la **connaissance** et **compréhension** des **phénomènes physiques** mais aussi avec la présence de **biais systématiques** (Meehl *et al.* 2007)

L'ENSO dans les ESM,

L'ENSO étant un mode de variabilité important pour les précipitations et les TTT en Afrique australe, il est important de savoir si les ESM CMIP5 arrivent à le reproduire convenablement.

Weare (2013) et Jha *et al.* (2014) indiquent que la majorité des ESM capture les anomalies de TSO associées à l'ENSO mais pas sa fréquence (notamment sa périodicité de 5 à 6 ans). Malgré la réduction dans les erreurs d'amplitude du phénomène par rapport aux MCG CMIP3, les ESM CMIP5 n'améliorent pas la représentation du phénomène. L'évolution future du phénomène est très variable d'un modèle à l'autre (augmentation, réduction, aucun changement ; Guilyardi *et al.* 2012).

Modéliser avec précision l'ENSO et sa variabilité saisonnière à décennale, à des échelles de temps plus longues reste encore un défi (Guilyardi *et al.* 2009; Wittenberg 2009).

¹ Les ESM CMIP5 sont en cours d'évaluation, il y a donc peu de littérature disponible pour quantifier les incertitudes.

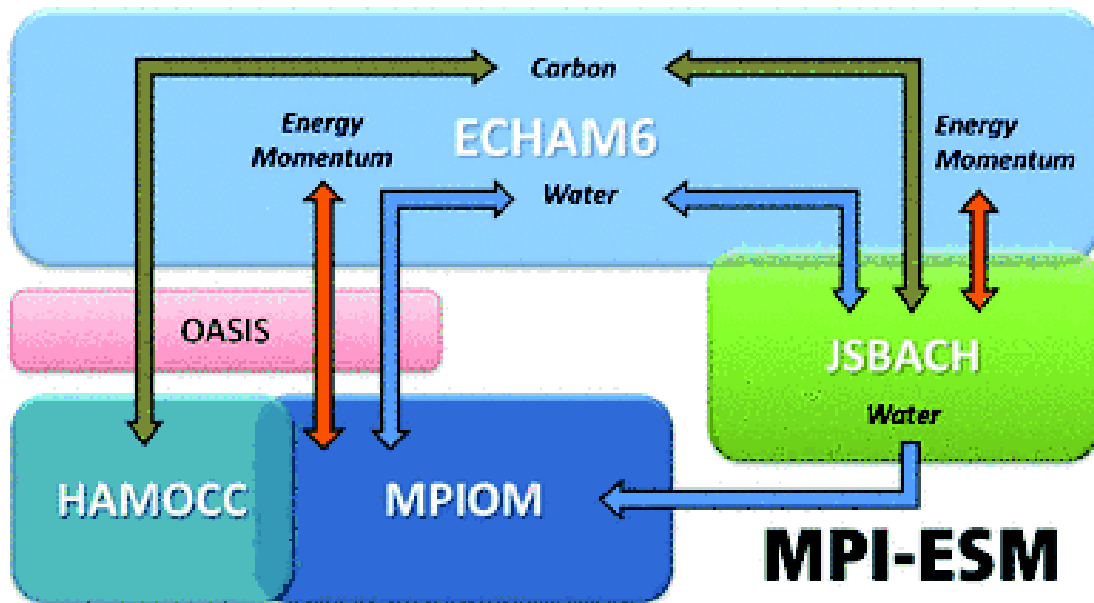


Figure 1. 12 : Représentation schématique d'un modèle « Système-Terre », ici le modèle du Max Planck Institute for Meteorology. Reproduit de <http://www.mpimet.mpg.de/en/science/models/mpe-sm.html>.

1.2.3. Données pluviométriques

➤ Relevés pluviométriques *in situ*

Les données de précipitations quotidiennes sud-africaines sont fournies par les registres pluviométriques compilés dans la base de données de Water Research Commission élaborée par Lynch (2003). Cette base de données regroupe les précipitations quotidiennes de l'Afrique du Sud et des pays limitrophes (Botswana, Lesotho, Mozambique, Namibie, Swaziland et Zimbabwe) et couvre la période 1970-1999. Excepté sur la partie aride (nord-ouest) de l'Afrique du Sud, la densité des pluviomètres est exceptionnelle (11 000 stations). **7858 stations** ne présentant, après traitement par le South Africa Weather Service, **aucune valeur manquante** de novembre à février (NDJF) 1971-1999, sont extraites (Figure 1.13). Cette saison a été choisie car elle représente la saison des précipitations d'été en Afrique australe, lorsque des événements TTT sont les plus fréquents (Todd et Washington 1999; Washington et Todd 1999; Fauchereau *et al.* 2009; Vigaud, *et al.* 2012)

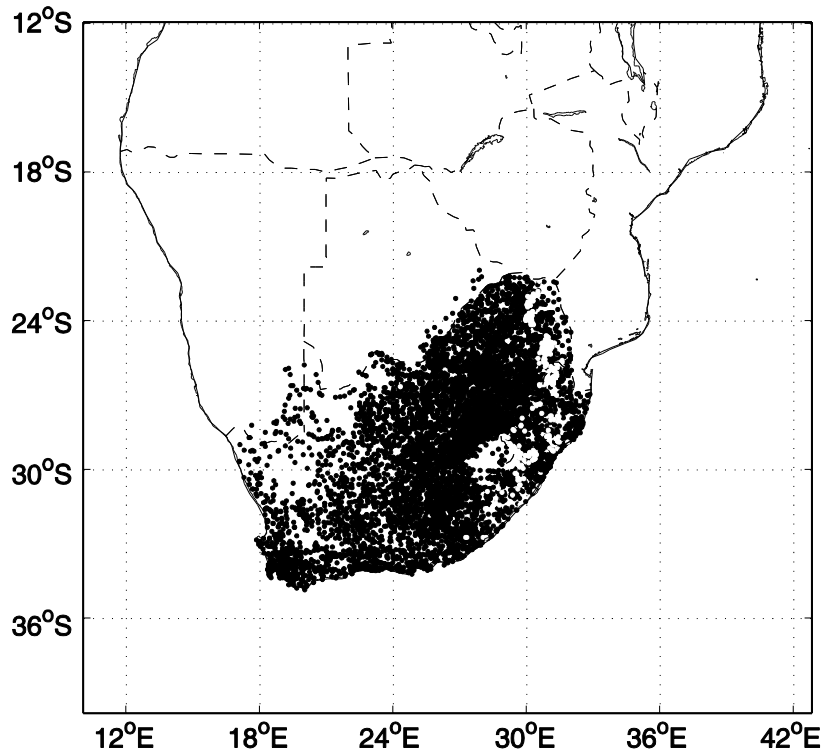


Figure 1. 13 : Localisation des 7858 stations sud-africaines (et avoisinantes) renseignant la pluviométrie quotidienne sans valeurs manquantes de l'Afrique du Sud de NDJF 1971-1999.

Une source d'erreur possible dans ce jeu de données est l'heure à laquelle les relevés sont effectués (en théorie, tous les jours à 8h du matin, heure locale/6h UTC ; Lynch 2003). Cependant, ces données sont fréquemment utilisées dans de nombreuses études (Pohl *et al.* 2007; Andersson *et al.* 2009; Fauchereau *et al.* 2009; Hoffman *et al.* 2009).

➤ Précipitations ERA40

Les précipitations issues des réanalyses ERA40 sont utilisées pour étendre l'analyse de la contribution des TTT à l'ensemble de l'Afrique australe et au sud-ouest de l'océan Indien. Ce produit bien qu'imparfait (Tab. 1.1 et Figure. 1.14), offre l'avantage de couvrir la période d'étude (1971-1999) et l'ensemble du globe. Les précipitations sont analysées, pour cette étude, sur une grille régulière de $1^{\circ}5 \times 1^{\circ}5$. Crétat *et al.* (2012a) ont montré que les réanalyses ERA40 reproduisent assez fidèlement la géographie des précipitations de la saison NDJF 1971-1999 en Afrique australe.

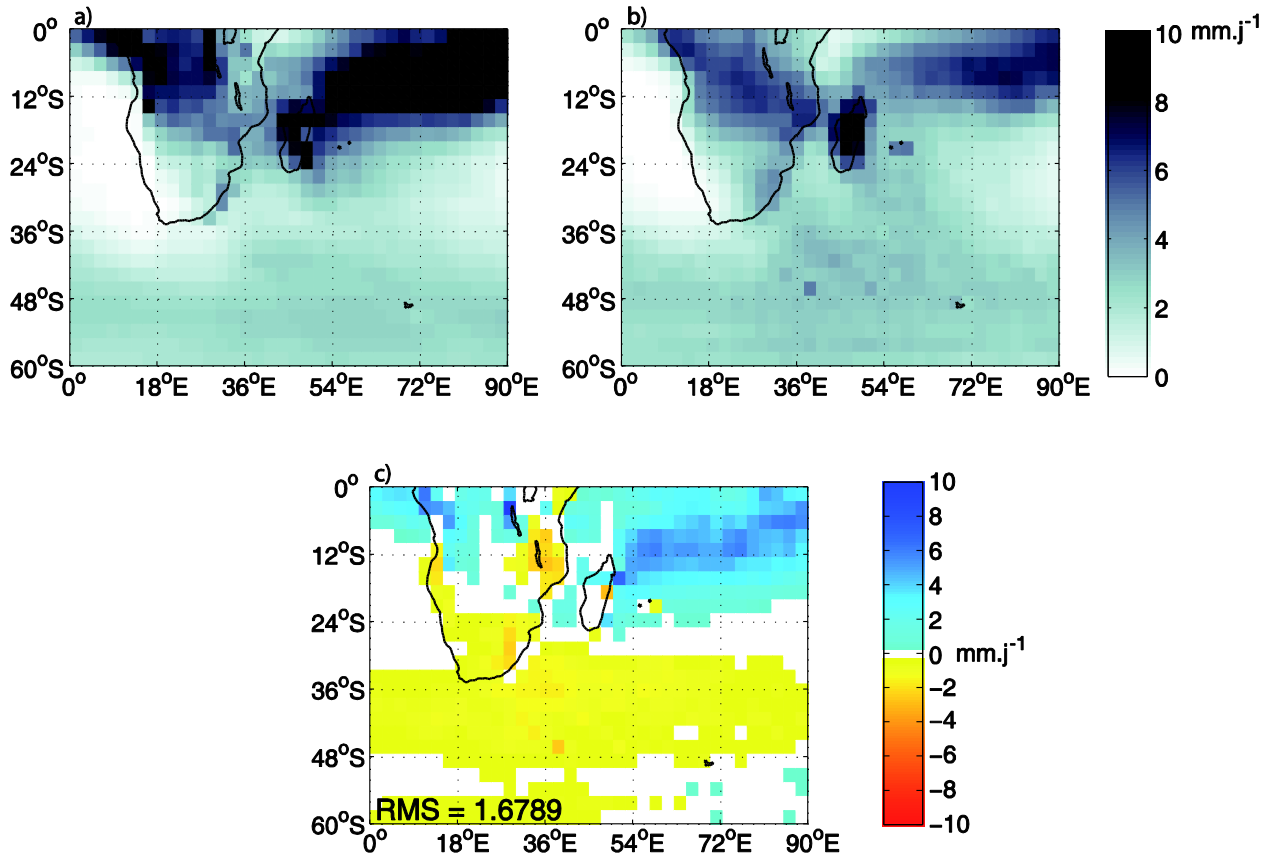


Figure 1. 14 : Précipitations (a) ERA40 (b) GPCP NDJF 1979-1999. (c) Différences (ERA40-GPCP) significatives à 95% selon le test de Student.

Comme pour l'OLR, la qualité des précipitations restituées par les réanalyses ERA40 a été testée et comparée avec le fichier pentadaire du Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Xie *et al.* 2003). Les champs pluviométriques NDJF moyens restitués par les fichiers ERA40 et GPCP présentent des structures spatiales très similaires (Fig. 1.14a-b). La moyenne quadratique des erreurs est relativement faible ($RMS = 1.7$). Les biais des précipitations montrent qu'ERA40 tend à surestimer les précipitations sur le bassin du Congo et la partie tropicale de l'océan Indien, au sein de la ZCIT. À *contrario*, ERA40 produit des biais secs sur l'Afrique du Sud et les régions subtropicales (Fig. 1.14c). La résolution initiale des réanalyses étant trop faible pour initier de la convection orographique, les biais secs sont sensiblement plus marqués au niveau du massif du Drakensberg (Crétat 2011).

1.3. Outils statistiques et considérations méthodologiques

Pour répondre aux objectifs fixés dans ce mémoire différents outils statistiques sont utilisés.

1.3.1. Synthétiser les structures spatio-temporelle de la convection : l'Analyse en Composantes Principales

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) a été utilisée pour (i) **extraire le maximum d'informations** d'un champ multivarié **sous forme simple** ; (ii) **assurer la décorrélation linéaire** entre les variables avant d'appliquer une classification par la méthode des nuées dynamiques (Chapitre 2) et pour **décrire les variabilités spatio-temporelles futures des TTT** (Chapitre 3).

➤ Principe

L'ACP a été introduite en météorologie et en climatologie par Lorenz (1956) et Kutzbach (1967). Elle permet **d'extraire le maximum d'informations, sous une forme simple** (les composantes principales ; « CP »), à partir d'un ensemble important de données. Ces composantes sont des combinaisons linéaires non corrélées entres-elles et représentant la part maximale de variance totale (Richman 1986; Bretherton *et al.* 1992). Traditionnellement, l'opération consiste dans la diagonalisation de la matrice de variance – covariance construite à partir de la matrice $X(n,p)$ représentant les séries temporelles (de dimension n) centrées réduites de chacune des p variables du champ. Les p composantes principales sont obtenues en projetant les vecteurs propres de cette matrice (carrée et symétrique) dans la matrice X . On appelle « mode de variabilité » chaque couple vecteur propre / composante principale. Les vecteurs propres représentent généralement la dimension spatiale et les CP expriment les variations temporelles de l'amplitude de ces derniers (ACP en mode S, Richmann 1986). Les vecteurs propres étant orthogonaux, il n'y a pas de co-variance temporelle entre les CP. Elles sont donc décorrélées 2 à 2 et expliquent une part disjointe de la variance totale du champ. Cette dernière est égale à la somme des valeurs propres. La part de variance du champ attachée à chaque mode est donc le rapport entre la valeur propre correspondante et la somme des valeurs propres.

➤ Extraction des TTT par ACP

Afin d'extraire le signal associé aux TTT en Afrique australe et sur le sud-ouest de l'océan Indien, une **ACP a été appliquée sur les anomalies d'OLR quotidiennes** (après retrait du cycle annuel) sur un **domaine compris entre 7.5°E-70°E ; 10°S-40°S**, de novembre à février 1971-1999. Ce domaine est le même que celui utilisé dans des études antérieures sur la variabilité climatique sud-africaine, en particulier les interactions tropicales-tempérées (Todd et Washington 1999; Washington et Todd 1999; Todd *et al.* 2004; Pohl *et al.* 2009). La dimension de la matrice d'entrée est donc de 840 variables (20 latitudes x 42 longitudes) et de 3480 observations (120 jours x 29 saisons).

À l'issue de l'ACP, et en accord avec des travaux antérieurs (Washington et Todd 1999; Todd *et al.* 2004; Pohl *et al.* 2009), les **deux premières CP, expliquant environ 14.8% de la variance, sont retenues pour caractériser les interactions tropicales et tempérées**, et plus précisément, les occurrences des TTT à l'échelle synoptique. Ces CP présentent des structures spatiales similaires entre elles-mêmes, situées sur l'Afrique du Sud ou Madagascar, avec **des anomalies d'OLR orientées NO/SE reliant les tropiques aux moyennes latitudes** (Figure 1.15).

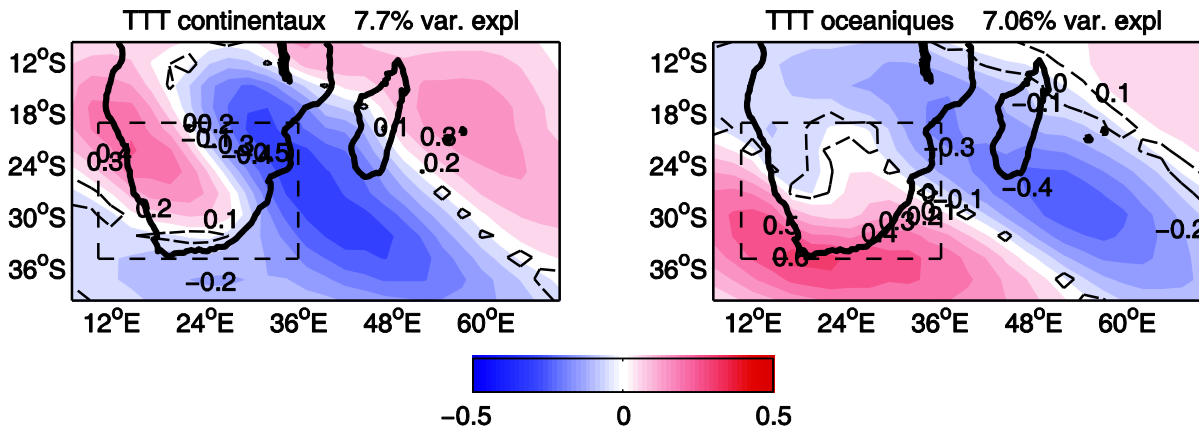


Figure 1. 15 : Champs de corrélation d'OLR associés aux deux premières composantes principales de l'ACP (NDJF 1971-1999) calculé sur le domaine 7.5°E-70°E/10°S-40°S (pointillés noirs). L'intervalle de contour de 0,1. Les lignes pointillées entourent des valeurs de corrélation significatives au niveau de 95% selon le test de Bravais-Pearson.

Par construction PC1 et PC2 sont indépendantes statistiquement mais une analyse crossspectrale (Figure 1.16) montre que **PC1 et PC2 sont significativement associées l'une à l'autre à l'échelle synoptique**. Pour la période comprise entre 5 et 8 jours, les deux séries présentent plus de 50 % de variance commune.

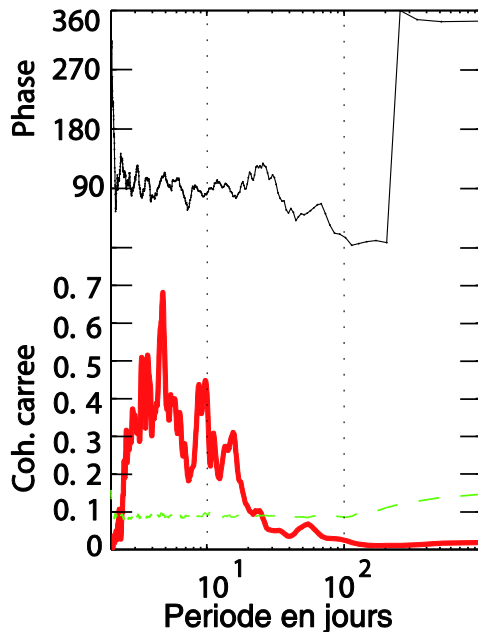


Figure 1. 16 : Cohérence carrée et de phase entre la 1^{ère} et la 2^{ème} composante principale de l'ACP appliquée sur l'OLR NDJF 1971-1999 sur le domaine 7.5°E-70°E/10°S-40°S. Pour la phase, une relation de 90° signifie que PC1 précède PC2 d'un quart de cycle.

La relation de phase entre les 2 CP est stable à 90° (Fig. 1.16, partie haute du graphique), indiquant que la PC1 précède la PC2 et **qu'elles forment une paire en quadrature**. Compte tenu des structures spatiales de chacune de 2 CP (Fig. 1.15), ce résultat est interprété comme la tendance des TTT à se propager vers le nord-est, de l'Afrique du Sud vers le canal du Mozambique et Madagascar (Pohl *et al.* 2009). Il est donc possible de conclure, que la paire PC1-PC2 représente différentes localisations des bandes nuageuses associées aux TTT, et décrit une propagation moyenne du signal extrait à l'échelle synoptique. Ainsi pour la suite de l'étude, **la PC1 sera nommée « TTT continental » et la PC2 « TTT océanique »**.

1.3.2. Classer les jours : la méthode en nuées dynamiques

La **méthode en nuées dynamique** (ou *k-means* ; Michelangeli *et al.* 1995) a été choisie dans le cadre de ce mémoire pour déterminer la typologie de la **dynamique atmosphérique tropicale et tempérée**. Via un algorithme de classification, les observations (ici, les jours) sont regroupées en classes homogènes et récurrentes, appelées régimes de temps.

➤ Principe

La méthode utilisée suit celle de Cheng et Wallace (1993) et Michelangeli *et al.* (1995). c points sont choisis au hasard, comme étant les centres des k classes. Les observations sont affectées à la classe dont le centre c est le plus proche. Le critère d'agrégation pour la formation des classes est la distance euclidienne au centre de gravité de chaque classe. Les centres de chaque classe sont recalculés et la procédure est réitérée jusqu'à ce que l'algorithme converge vers une position stable (cf Encadré 1.1). Si **la distribution des observations est classée dans des régimes de temps bien définis**, alors la partition finale ne devrait pas être sensible au tirage au sort aléatoire des centres de classe. Autrement dit, deux tirages au sort différents devraient conduire à des partitions finales à peu près similaires. La dépendance du résultat final au tirage au sort initial peut être mesurée en exécutant n classifications à partir de centres différents pris au hasard. La partition optimale est celle qui offre le meilleur compromis avec les $n-1$ autres, soit celle dont la corrélation moyenne avec les autres est la plus élevée. Cette corrélation moyenne correspond à l'indice de classifiabilité c^* (Cheng et Wallace 1993) : si sa valeur est de 1 alors toutes les partitions sont identiques.

Pour déterminer le nombre optimal de classes, l'indice de classifiabilité c est comparé avec celui d'une classification d'un ensemble de jeux de données artificielles générées par une procédure de Markov de premier ordre ayant la même matrice de covariance que les véritables données atmosphériques (Moron et Plaut 2003). Ce test de bruit-rouge génère 100 échantillons ayant la même longueur que les observations (e.g., données atmosphériques) et pour chacun d'entre eux l'indice de classifiabilité est calculé. Si la valeur c^* des observations est supérieure à 90%, pour le nombre k de classes correspondant, alors la classifiabilité est significativement plus élevée que celle du test du bruit-rouge. Cette comparaison est répétée autant de fois qu'il y a de classes : dans la plupart des cas, le choix optimal pour le nombre k de classes est celui qui montre le plus de différences entre le test et les observations (Michelangeli *et al.* 1995).

La méthode des nuées dynamiques a déjà été largement utilisée en météorologie et en climatologie (Reinhold et Pierrehumbert 1982; Robertson et Ghil 1999; Cassou 2008; Solman et Menendez 2003; Fauchereau *et al.* 2009; Vigaud *et al.* 2012)

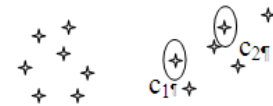
Encadré 1.1 : L'algorithme des nuées dynamiques

L'algorithme de classification (Diday 1971; Diday et Simon 1976) est un algorithme de partitionnement de données. Depuis longtemps, la météorologie l'utilise pour classifier les nuages à partir d'images satellitales (Desbois *et al.* 1982). Cet algorithme permet de diviser en k régimes les observations, chacune appartenant à la partition avec la moyenne la plus proche. Compte tenu d'un nombre de régimes k prescrits, le but de l'algorithme est d'obtenir une partition P des observations en k régimes C_1, C_2, \dots, C_k qui minimise la somme de variances intra-régime :

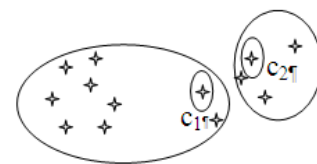
$$W(P) = \sum_{j=1}^k \sum_{x \in C_j} d^2(X, Y_j)$$

où Y_j est le centroïde du régime C_j , $d(X, Y)$ la distance euclidienne utilisé pour mesurer la similitude entre deux observations, X et Y . Chaque étape de l'algorithme fait découvrir une meilleure partition. Cela permet d'affirmer que l'algorithme converge toujours en temps fini, vers un minimum local de la fonction $W(P)$.

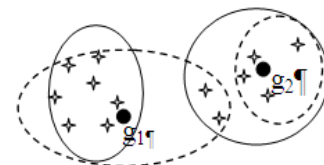
Étape 0 : Choix des centres c_1 et c_2



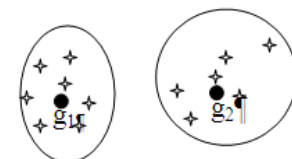
Étape 1 : Constitution des classes autour des centres



Étape 2 : Calcul des centres de gravité & définitions de nouvelles classes



Étape 3 : Nouvelles définitions de classes



→ **STABILITÉ = FIN** de l'ALGORITHME

➤ Caractérisation des TTT et des perturbations tempérées par *k-means*

Les TTT d'une part, et les ondes d'ouest des moyennes latitudes d'autre part, sont identifiés selon la méthode en *k-means* utilisée par Fauchereau *et al.* (2009) et Vigaud *et al.* (2012) dans le cadre des interactions tropicales-tempérées en Afrique australe. Cette **méthode est appliquée sur les anomalies d'OLR et de la ZDEF (encadré 2.1) quotidiennes sur le domaine s'étendant de l'Afrique du Sud au sud-ouest de l'océan Indien, (7.5°E-70°E ; 10°S-40°S), de novembre à février 1971-1999.** Au préalable, deux opérations sont effectuées : (i) une standardisation (double opération de centrage et de réduction) afin de ramener la valeur de la moyenne à 0 et l'écart-type à 1 et donc de donner à chaque niveau le même poids ; (ii) une ACP permettant de « résumer » la matrice originelle en CP qui représentent la variance totale du champ d'origine. L'algorithme de classification est ensuite effectué sur cette nouvelle matrice.

La Figure 1.17 présente, pour l'OLR et la ZDEF, l'indice de classifiabilité c^* en fonction du nombre k , de classes ainsi que celui issu d'une classification faite sur des CP générées aléatoirement par une procédure de Monte Carlo. On remarque, pour l'OLR (Fig. 1.17a) un pic significatif pour $k=7$ (>90%). Concernant la ZDEF, l'indice se détache du « bruit rouge » pour $k=5$ (Fig. 1.17b). En accord avec Fauchereau *et al.* (2009) et Vigaud *et al.* (2012), nous retenons donc pour ce mémoire 7 (5) classes d'OLR (ZDEF).

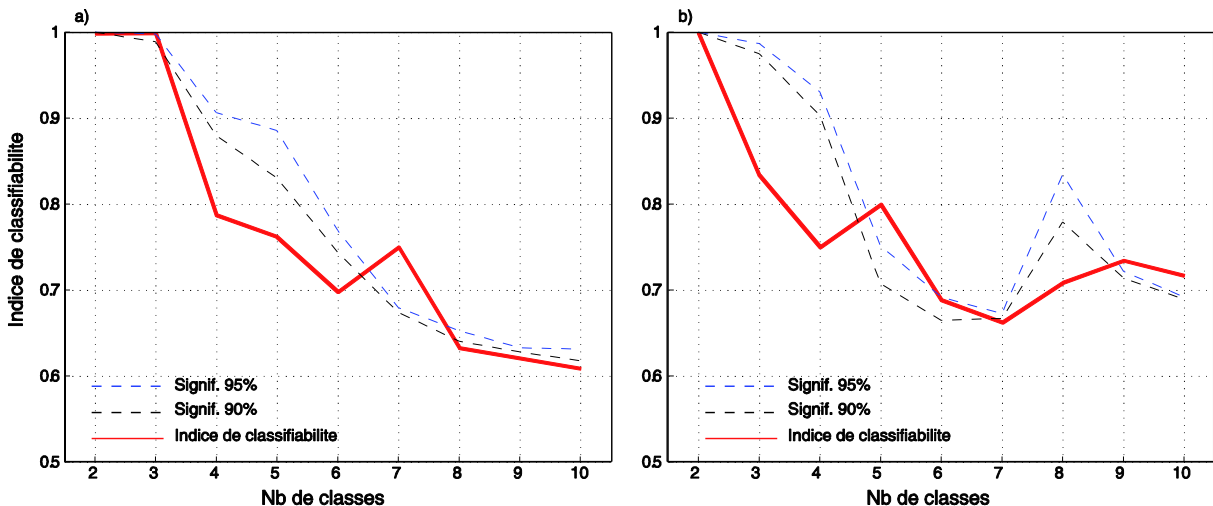


Figure 1. 17 : Indice de classifiabilité c^* en fonction du nombre de classes k (trait plein) pour la classification sur (a) l'OLR et (b) la ZDEF appliquée sur NDJF 1971-1999. Les seuils de signification (pointillés) à 90 et 95% sont calculés selon la procédure de Markov de premier ordre.

Les autres techniques d'extraire et de caractériser les TTT

Si la majeure partie des études portant sur les caractéristiques des TTT utilisent des méthodes dites « objectives », telles que l'ACP (Washington et Todd, 1999 ; Pohl *et al.*, 2009) ou différentes méthodes de classification (Fauchereau *et al.* 2009 ; Crétat *et al.* 2012b ; Manhique *et al.* 2011), certains auteurs ont développé d'autres techniques.

(i) **La procédure d'identification automatisée** de bandes nuageuses développée par Hart *et al.* (2012). Cette méthode repose sur un algorithme de détection de bandes nuageuse *via* l'OLR. Deux critères sont imposés pour extraire les bandes nuageuses associées aux TTT : les structures détectées doivent s'étendre entre 20° et 40°S et être positivement inclinées selon des seuils fixés préalablement.

(ii) **La définition d'indice** proposée par (Ratna *et al.* 2013). Cet indice utilise des anomalies d'OLR moyennées sur différentes régions (Figure 1.18 : W1, W2, E1, et E2). Ils intègrent également la composante méridienne du vent moyennée sur les régions (W et E) de la Fig. 1.18. Les TTT sont alors identifiés lorsque les écarts-types des indices de TTT définies par les anomalies d'OLR et de vent méridien dépassent les seuils de 1,5 et 0,5 respectivement.

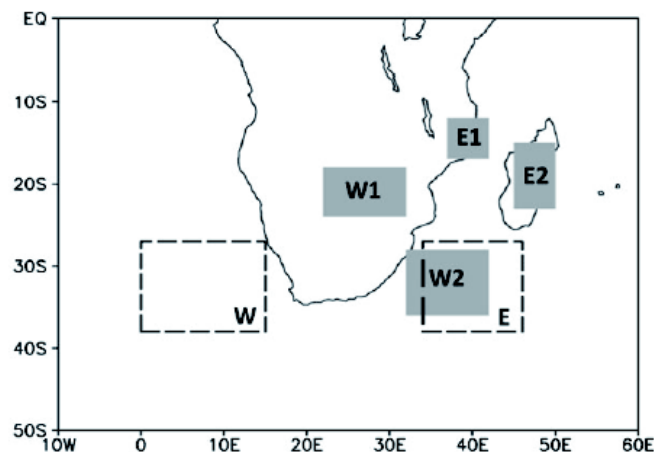


Figure 1. 18 : Représentation des différentes régions choisies pour la détermination de l'indice de TTT. Les boîtes rectangulaires grisées (E1, E2, W1 et W2) sont utilisées pour OLR, les autres pour le vent (W et E). *Reproduit de Ratna et al. (2013).*

1.3.3. Recherche de signaux précurseurs : l'Analyse composite

La méthode d'analyses composites est privilégiée dans ce mémoire pour rechercher **des signaux précurseurs aux évènements de TTT** dans les champs atmosphériques.

La méthode des composite, utilisée au Chapitre 2, est fréquemment utilisée en climatologie diagnostique (Von Storch et Zwiers 1999) pour illustrer la structure et l'évolution rapide des systèmes météorologiques transitoires (Ferranti *et al.* 1990 ; Lyons 1991). Elle permet de vérifier si un signal préalablement mis en évidence sur un paramètre climatique z se retrouve dans un second v . Dans notre étude, 2 échantillons (les composites) contenant les valeurs prises par v quand z connaît respectivement des anomalies, sont construits à partir des *k-means* (perturbation tempérée reliée aux tropiques vs. perturbation purement tempérée). On conclut ensuite à l'existence statistique du signal dans v en testant la différence des moyennes entre les 2 échantillons grâce au test t de Student (cf Encadré 1.2).

Un des avantages de cette méthode est qu'aucune hypothèse n'est faite sur le caractère linéaire de la relation statistique qui lie les 2 paramètres X et Y étudiés. Par contre, on suppose que les anomalies de Y sont toujours associées ou dues aux mêmes types d'anomalies dans X. D'autre part, la composite, fondée sur la comparaison entre les moyennes, est moins sensible aux valeurs extrêmes. Les autres avantages et les limites des composites sont plus amplement rappelés dans Ward (1992) ou dans Sun *et al.* (1999).

Encadré 1.2 : Le test t de Student

Le test t de Student est un test paramétrique qui permet de comparer les moyennes de deux échantillons. Il se définit, pour les deux variables X et Y , représentées par n_x et n_y observations $x_{i=1\dots n_x}$, $y_{i=1\dots n_y}$ comme :

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{n_x \sigma_x^2 + n_y \sigma_y^2}{n_x + n_y - 2} \left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right)}}$$

avec \bar{x} et \bar{y} les moyennes des échantillons respectifs, et σ_x^2 et σ_y^2 les estimateurs de variances respectives : $\sigma_x^2 = \frac{1}{n_x} \sum_{i=1}^{n_x} (x_i - \bar{x})^2$ et $\sigma_y^2 = \frac{1}{n_y} \sum_{i=1}^{n_y} (y_i - \bar{y})^2$. Cette quantité suit la distribution en t de Student avec $n_x + n_y - 2$ degrés de liberté.

Dans le cas d'échantillons multivariés, la significativité est testée par le test t^2 de Hotelling (généralisation à n dimensions du test de Student, cf. Sud *et al.* 1991; Von Storch et Zwiers 1999). Pour le cas de deux variables multivariées de dimension m , $x = (x_1, x_2, \dots, x_m)$ et $y = (y_1, y_2, \dots, y_m)$, représentées respectivement par n_x et n_y observations $\bar{x}_{i=1\dots n_x}$ et $\bar{y}_{i=1\dots n_y}$, la quantité.

$$T^2 = \frac{n_x + n_y - m - 1}{m(n_x + n_y - 2)} \left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right) [(\bar{x} - \bar{y})^T \hat{\Sigma}^{-1} (\bar{x} - \bar{y})]$$

où \bar{x} et \bar{y} sont les espérances mathématiques de $\bar{x}_{i=1\dots n_x}$ et $\bar{y}_{i=1\dots n_y}$ et $\hat{\Sigma}$ la matrice de covariance de $\bar{x}_{i=1\dots n_x}$ et $\bar{y}_{i=1\dots n_y}$ définie par :

$$\hat{\Sigma} = \frac{1}{n_x + n_y - 2} \cdot [(\bar{x}_i - \bar{x})^T \cdot (\bar{x}_i - \bar{x}) + (\bar{y}_i - \bar{y})^T \cdot (\bar{y}_i - \bar{y})]$$

suit la statistique $F(m, n_x + n_y - m - 1)$. La comparaison des résultats de tests de Hotelling bivariés et de tests de Student appliqués aux mêmes variables séparément montre que le test de Hotelling est plus libéral et qu'en général les régions de significativité sont la réunion des régions significatives séparément au sens du test de Student univarié (Trzaska 2002).

1.3.4. Évaluer les ESM et quantifier le changement climatique

Un grand nombre de travaux utilise une approche en **multi-modèle** consistant à moyenniser l'ensemble des ESM, pour étudier les incertitudes et les projections. Cette approche se fonde sur l'idée « one model, one vote » de Santer *et al.* (2009) et présente l'avantage d'être synthétique (e.g., carte d'occurrence montrant le pourcentage d'ESM de même signe). Cependant, elle comporte des limites, elle ne permet pas de quantifier l'ampleur du changement quand l'évolution d'une variable climatique n'offre qu'une seule possibilité (e.g., augmentation de la température sans en quantifier l'ordre de grandeur). Pour cette recherche, nous avons donc choisi de faire **une inter-comparaison sur les 8 ESM** sélectionnés (Tab. 1.2). Ces comparaisons sont faites pour garder le maximum d'informations mais aussi pour obtenir un ensemble de « futurs possibles » (Knutti *et al.* 2010) en prenant en compte l'incertitude liée aux ESM.

➤ ESM vs. ERA40

La **fiabilité** d'un modèle est ici estimée en condition de climat présent, par sa **capacité à reproduire les conditions climatiques actuelles**. Pour évaluer les 8 ESM à restituer les caractéristiques du climat d'Afrique australe, nous comparons la simulation « historical » (Hist.) aux réanalyses ERA40, sur la normale climatique NDJF 1971-1999, afin de détecter des biais/différences systématiques des ESM. Cependant, la fiabilité elle-même de chaque champ réanalysé dépend du poids de l'assimilation des données observées et de la physique du modèle dans la détermination de la variable (section 1.2.1). Sur l'Afrique, la quantité de données assimilées est faible et inconstante dans le temps (Poccard 2000). Pour faciliter les comparaisons, les différentes mailles de tous les ESM ont été projetées sur une grille régulière commune de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$. **L'interpolation des données, sur une grille régulière de résolution spatiale parfois plus faible que celle d'origine présente l'inconvénient de ne pas tirer pleinement partie de la résolution initiale.**

Plusieurs **précautions** sont donc à **prendre** dans l'analyse et l'interprétation des résultats, surtout **lorsque la référence est peu fiable**, comme pour les précipitations ERA40 (variable C ; Tab. 1.1). Les biais des ESM sont considérés comme des différences par rapport à ERA40, et pourront donc être interprétés comme des améliorations ou, à *contrario*, comme des sources d'incertitudes du modèle.

- Qualification et quantification du changement climatique sur le climat d'Afrique australe

La caractérisation du changement climatique sur le climat en Afrique australe (température, précipitations, circulation atmosphérique...) est mesurée par la **soustraction** des **champs saisonniers (NDJF) actuels** (1971-1999) aux **champs NDJF** sur le **court** (2010-2039), **moyen** (2040-2069) et **long** (2070-2099) **terme** durant les XXI^{ème} siècle, des 8 ESM forcés par la RCP 8.5. Ainsi les résultats seront d'autant plus robustes qu'un grand nombre d'ESM tendront à simuler une évolution significative de même signe et de même ampleur. Ce découpage en 3 périodes de 30 ans a été effectué pour avoir une **vision continue** de l'évolution du climat sur l'Afrique australe sur l'ensemble du XXI^{ème} **siècle tout en s'astreignant du poids de la variabilité décennale**. Cassou et Guilyardi (2007) indiquent que les fluctuations décennales attribuées à la variabilité naturelle dominent les fluctuations de plus long terme associées aux forçages anthropiques et le poids potentiel des politiques d'atténuation.

L'évolution du climat en Afrique australe est appréhendée selon les RCP 2.6 et 8.5 qui représentent les deux évolutions les plus contrastées du forçage radiatif. **La soustraction** entre les champs NDJF issus de la **RCP 8.5** et ceux de la **RCP2.6**, sur la période 2070-2099, permet de **mettre en avant l'impact du forçage radiatif** sur le climat de la région.

1.4. Synthèse de chapitre

Le climat de l'Afrique australe, située entre les tropiques et les moyennes latitudes, est caractérisé par :

(i) la **Zone de Convergence Sud-Indienne (ZCSI)** marquée par la présence de bandes nuageuses s'étendant de l'est du subcontinent vers le sud-ouest de l'océan Indien ;

(ii) les **Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT)** caractérisés par des bandes nuageuses orientées nord-ouest/sud-est reliant les tropiques aux moyennes latitudes. Ce sont des systèmes pluvigènes d'échelle synoptique naissant de l'interaction entre la dynamique tropicale et celle des moyennes latitudes ;

La localisation préférentielle des TTT au sein de la ZCSI pose la question de la relation fonctionnelle entre ces deux systèmes. Cook (2000) démontre l'importance de la présence du continent africain dans la formation de la ZCSI.

(iii) les **influences océaniques** : l'océan Atlantique à l'ouest, l'océan Indien à l'est constituent les principales sources d'humidité pour la région.

Il existe 4 techniques majeures pour extraire les TTT : ACP, régimes de temps (*k-means*), procédure d'identification automatisée ou calcul d'indice. Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser :

(i) l'**approche en régime de temps (*k-means*)** pour déterminer des **structures de variabilité homogènes et cohérentes** de la dynamique atmosphérique tropicale et tempérée (Chapitre 2) ;

(ii) l'**ACP** pour **décrire les variabilités spatio-temporelles futures des TTT** en termes de structure et de mode cohérent de variabilité (Chapitre 3).

En Afrique australe, une part importante de la variabilité interannuelle des précipitations est directement liée à la fréquence et la localisation longitudinale des TTT. Cependant, les mécanismes responsables de ces interactions tropicales tempérées et de leur variabilité dans le temps et l'espace ne sont pas encore entièrement compris.

Chapitre 2. Les Talwegs Tropicaux-Tempérés : vers une meilleure connaissance du phénomène

Introduction de chapitre

Au sein de la Zone de Convergence Sud-Indienne se développent les Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT). Ces systèmes synoptiques s'intègrent dans le contexte global des interactions tropicales-tempérées et s'organisent aussi autour de facteurs locaux caractéristiques de la région. Lyons (1991) indique que les TTT sont une interaction entre une perturbation tropicale en basses couches et une onde d'ouest aux moyennes latitudes dans la haute atmosphère. **Les conditions favorisant la formation des TTT**, leur développement et leur variabilité, dans le temps et l'espace, ne sont pas encore bien identifiées et comprises.

- La première partie de ce chapitre est dédiée à la **présentation des différents mécanismes impliqués** dans la formation et le développement des TTT sur l'Afrique australe et sud-ouest de l'océan Indien, cités dans la littérature.
- La seconde partie cherche à comprendre les mécanismes physiques qui relient la convection tropicale aux perturbations des moyennes latitudes.

2.1. Mécanismes impliqués dans la formation des TTT

Depuis la première description des TTT par Harangozo et Harrison (1983), ces systèmes sont considérés comme des interactions entre la convection tropicale et les perturbations transitoires tempérées (e.g., Harrison 1984a; Lyons 1991; D'Abreton et Lindesay 1993; Todd *et al.* 2004). Il n'existe encore aucun consensus sur les mécanismes permettant de relier la dynamique tropicale à celle des moyennes latitudes, et d'études se sont intéressées au sujet. Si toutes s'accordent sur le rôle de la dynamique tempérée (section 2.2.1), chacune propose des hypothèses différentes quant aux processus tropicaux en jeu.

Les différents mécanismes impliqués dans la formation des TTT cités dans la littérature sont présentés de manière synthétique à la Figure 1.3 du Chapitre 1.

2.1.1. Le rôle prépondérant des perturbations tempérées

Lyons (1991) est le premier à s'intéresser aux mécanismes pouvant expliquer la variabilité spatio-temporelle des bandes nuageuses. En utilisant des données d'OLR, il montre des fluctuations temporelles non cycliques de la convection sur la région et que les bandes nuageuses associées aux TTT se développent sur trois zones préférentielles : (1) **sud-est de l'Afrique australe**, (2) le **canal du Mozambique-Madagascar** et (3) le **sud-ouest de l'océan Indien**. Il associe les fluctuations de la convection dans le temps et l'espace au rôle des perturbations transitoires des moyennes latitudes. Comme le laissaient déjà supposer les résultats de Harangozo et Harrison (1983), Lyons confirme que **les perturbations des moyennes latitudes jouent un rôle majeur dans la formation des TTT** en Afrique australe et sur le sud-ouest de l'océan Indien.

Le déplacement des bandes nuageuses, de l'Afrique du Sud vers Madagascar et le sud-ouest de l'océan Indien, serait à relier à la propagation dans le même sens et à la même vitesse des perturbations tempérées. À partir de ces résultats, Lyons conclut que **les TTT résultent d'une interaction entre une perturbation tropicale en surface (e.g., onde d'est) et une onde d'ouest des moyennes latitudes (zone de basse pression, dans la haute atmosphère)**. Dans sa conclusion, il note cependant que les perturbations des moyennes latitudes n'entrent pas toujours en interaction avec la convection tropicale. Lyons pose alors cette question, qui est au cœur de ce chapitre : **qu'est ce qui différencie les perturbations tempérées associées à un TTT de celles qui ne le sont pas ?** Un élément de réponse est proposé par Barclay *et al.* (1993) qui indiquent que les fortes précipitations associées aux TTT se produisent quand la vitesse de propagation des perturbations tempérées est ralentie et que l'amplitude de l'onde se renforce.

Dans le but de mieux comprendre les mécanismes reliant la convection tropicale et les perturbations des moyennes latitudes, Vigaud *et al.* (2012) analysent des sorties du modèle climatique régional (MCR) WRF, déjà utilisé sur la région (Crétat 2011; Crétat *et al.* 2012a). Les MCR permettent, du fait de leur haute résolution spatiale, de mieux prendre en compte la dynamique atmosphérique et la variabilité méso-échelle d'une région, tout en préservant, *a*

priori, la dynamique de large échelle (Castro *et al.* 2005). À travers des expériences de sensibilité, leurs résultats montrent (i) **l'importance du phasage longitudinal des perturbations tempérées dans la formation, le développement et la persistance des TTT** ; (ii) que ces dernières sont une **condition nécessaire aux interactions tropicales-tempérées** ; (iii) le rôle des **conditions de surface océanique de l'océan Indien** dans la **persistance** de ces événements. Cela suggère que ce dernier paramètre est potentiellement fondamental dans la compréhension des mécanismes associés aux TTT.

Todd et Washington (1999), Hart *et al.* (2010) et Manhique *et al.* (2011) indiquent que **l'activité des ondes planétaires** (nombre d'ondes 3 ou 4 : Figure 2.2), en modulant les anticyclones subtropicaux des océans Atlantique et Indien, **jouerait un rôle dans la formation et le développement des TTT**. Dans le cas d'un déplacement de l'anticyclone de Sainte-Hélène vers le nord-ouest, les TTT se produiraient préférentiellement sur le subcontinent (localisation (1) sud-est de l'Afrique australe). Le renforcement et le déplacement vers le nord-ouest de l'anticyclone des Mascareignes favoriseraient la pénétration des flux d'humidité sur le sud-est de l'Afrique australe. Dans cette configuration, les TTT se développent, généralement, sur le canal du Mozambique ou le sud-ouest de l'océan Indien (localisation (2) et (3)). De plus, la circulation anticyclonique intensifiée sur le sud-est du subcontinent, en avant du front froid, ralentirait la vitesse de propagation de la perturbation tempérée, prolongeant ainsi la persistance des TTT sur la région.

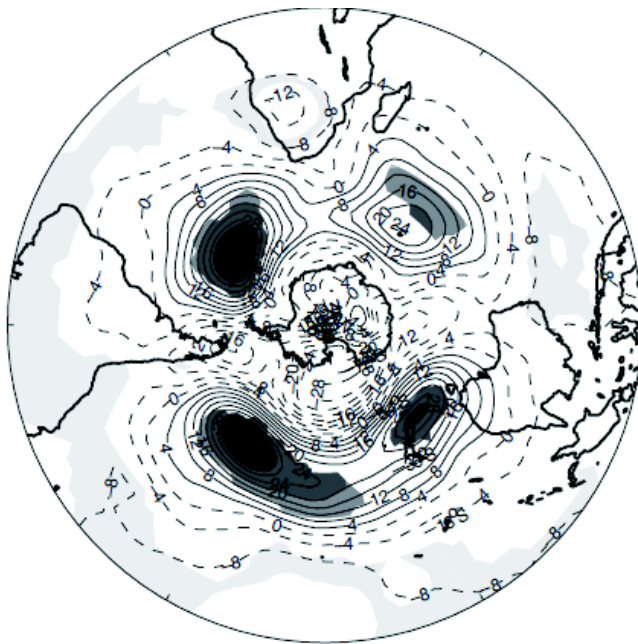


Figure 2. 1 : Anomalies composites du géopotential à 500 hPa NCEP2 JFM 1979-2003 (intervalle : 4 m) pour les TTT continentaux.

Les contours en pointillés (solides) représentent les valeurs négatives (positives). Les zones ombrées représentent les valeurs significatives à 95% selon le test de Student. *Reproduit de Manhique et al. (2011).*

Fauchereau *et al.* (2003a) et Hermes et Reason (2005) avaient déjà noté l'importance des ondes planétaires dans l'évolution du dipôle de l'océan Indien (DOI) subtropical, mais la relation entre ces structures et les TTT n'avait pas été démontrée jusqu'aux études de Todd et Washington (1999), Hart *et al.* (2010) et Manhique *et al.* (2011).

2.1.2. Température de surface océanique

Walker (1990) montre que la variabilité interannuelle des TSO du courant des Aiguilles de l'océan Indien sont associées aux événements de TTT durant l'été. Déjà en 1986, Lutjeharms *et al.* montraient que la présence de ce courant chaud à proximité des côtes sud-africaines générait de vastes cellules convectives. Des anomalies positives de TSO sur le **courant des Aiguilles**, au large des côtes orientales sud-africaine augmentent la température de la couche limite atmosphérique *via* un renforcement des flux de chaleur latente et sensible entre la surface océanique et l'atmosphère (Behera et Yamagata 2001; Reason 2002).

L'ensemble de ces processus ont pour effet de (i) faciliter **l'instabilité** des basses couches atmosphériques, donc la **convection** et les **précipitations** (Walker 1990; Mey *et al.* 1990) ; (ii) favoriser la **convergence d'humidité** sur l'Afrique du Sud (Walker et Lindesay 1989; Walker 1990; Jury 1994; Mason 1995) ; (iii) renforcer le **creusement des perturbations des moyennes latitudes** *via* des flux de chaleur latente renforcés (Reason 1998). Ces modulations de la dynamique atmosphérique tropicale et tempérée par le courant des Aiguilles favorisent alors la formation et le développement des TTT sur la région. L'ensemble de ces mécanismes sont illustrés en Figure 2.2.

Quelques travaux ont poursuivi les résultats de Walker confirmant que les flux d'humidité associés à **l'augmentation des températures du courant des Aiguilles augmentent l'occurrence et/ou la persistance des TTT** (e.g., Mason et Jury 1997; Crimp *et al.* 1998; Manhique *et al.* 2011; Vigaud *et al.* 2012). Crimp *et al.* (1998) notent cependant que des anomalies chaudes de TSO se développant sur l'ensemble du sud-ouest de l'océan Indien ont un rôle beaucoup plus important sur les TTT que lorsqu'elles sont limitées au seul courant des Aiguilles.

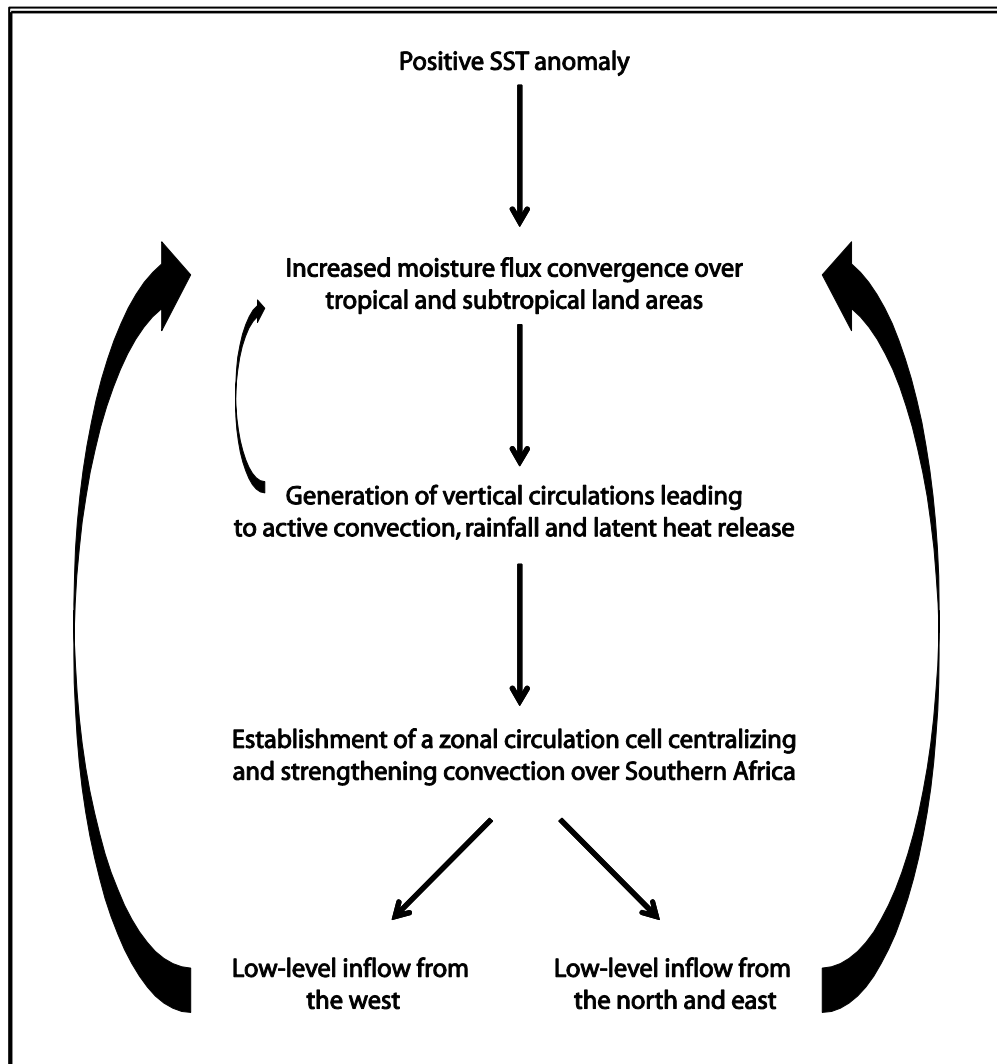


Figure 2. 2 : Représentation schématique des mécanismes favorables à la formation des TTT d'après Walker (1990).

À échelle plus large, la relation significative entre les précipitations en Afrique australe et les TSO des océans Atlantique et Indien (Chapitre 1, section 1.1.2) peut signifier que ces mêmes TSO jouent un rôle important dans la fréquence et / ou l'intensité des TTT. (Fauchereau *et al.* 2009) montrent que :

- ✓ **L'occurrence des TTT sur le subcontinent est plus fréquente pendant des conditions froides (chaudes) sur la partie tropicale (subtropicale) du sud-ouest de l'océan Indien** (Figure 2.3a), correspondant à la signature de **la Niña** sur l'océan Indien (Reason *et al.* 2000). Cela indique un lien interannuel entre le nombre moyen de TTT par saison et l'ENSO.

Ces anomalies chaudes de TSO sur le canal du Mozambique et le sud de Madagascar favorisent des anomalies de flux d'humidité sur l'océan Indien vers le subcontinent (Manhique et al. 2011). Dans le même temps, l'augmentation des TSO de l'océan Atlantique au large des côtes angolaises (Fig. 2.4a) favorise le creusement de la dépression de l'Angola. Le creusement de cette dépression a pour effet de renforcer la pénétration des flux d'humidité de nord-ouest de l'océan Atlantique vers l'Afrique australe (Reason et Jagadheesha 2005a-b). Ces flux convergent avec ceux de l'océan Indien, formant ainsi des conditions favorables à la formation de la convection tropicale. Ces résultats indiquent que la Niña en modulant les TSO des océans Atlantique et Indien favorise la fréquence d'occurrences des TTT sur l'Afrique du Sud (Tyson 1986; Fauchereau et al. 2009; Pohl et al. 2009; Manhique et al. 2011; Ratna et al. 2013).

Cependant, comme pour les précipitations, l'influence d'ENSO sur les TTT serait non linéaire. La faiblesse de la téléconnexion peut également s'expliquer par le fait qu'ENSO n'ait qu'une influence indirecte et complexe sur la région (Fauchereau *et al.* 2009).

✓ **Les TTT se formant sur le canal du Mozambique sont associés** à des anomalies annuelles positives (négatives) de TSO sur le sud de Madagascar (ouest de l'Australie ; Fig. 2.3b). Cette structure spatiale, cohérente avec **la phase positive du Dipôle subtropical de l'océan Indien** (Behera et Yamagata 2001), renforce la convergence d'humidité sur la région. L'évaporation accrue par la présence d'eaux anormalement chaudes sur l'océan Indien permet d'advecier de l'air humide vers le Mozambique et le nord-est de l'Afrique du Sud. Les TTT se développant sur le canal du Mozambique sont également associés à des anomalies positives (négatives) de TSO aux latitudes subtropicales (tropicales) de l'ouest de l'océan Atlantique.

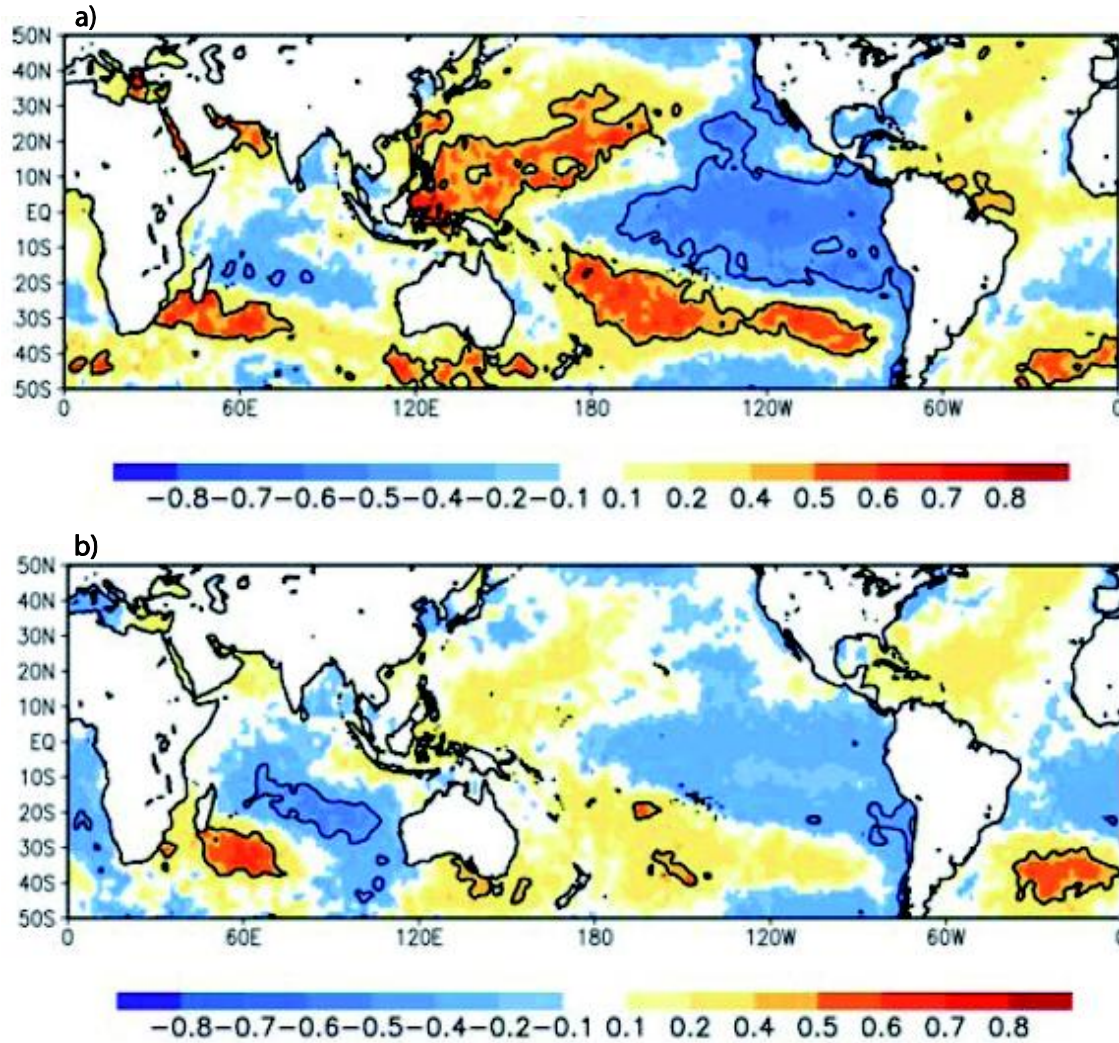


Figure 2.3 : Corrélation entre la fréquence saisonnière des TTT (a) continentaux (b) océaniques et les anomalies de TSO en NDJF 1979-2002 (données HadISST ; Rayner *et al.* 2003). Les lignes entourent les valeurs de corrélation significatives au niveau 95%. Reproduit de Fauchereau *et al.* (2009).

2.1.3. Dépressions sur le continent

Sur le continent **des dépressions se forment fréquemment sur l'Angola, le Kalahari et le Botswana**. Le caractère dynamique et/ou thermique des ces dépressions reste à préciser. Quoiqu'il en soit, ces dépressions sont considérées comme des éléments clés dans la formation et le développement des TTT (Harangozo et Harrison 1983; Reason *et al.* 2006; Chikoore et Jury 2010; Hart *et al.* 2010). La **dépression de l'Angola**, « Angola Low » dans la littérature (sud de l'Angola/nord de la Namibie), est une caractéristique semi-permanente de la circulation tropicale d'Afrique australe durant l'été (Reason *et al.* 2006).

Le positionnement de cette dépression **favorise la pénétration des flux d'ouest depuis l'océan Atlantique** et jouerait un **rôle important dans le transport d'humidité** depuis le sud-est de l'océan Atlantique tropical vers l'Afrique du Sud (Fig. 2.1; Lyon et Mason 2007, 2009; Vigaud *et al.* 2009). La mise en place de ce système, associée à un anticyclone de surface sur le sud du Mozambique, génère un **gradient de pression** entre le Botswana et le Zimbabwe, favorisant la mise en place de vent d'est depuis le nord de Madagascar jusqu'au subcontinent. Ces éléments contribuent à qualifier cette dépression de dynamique. Todd et Washington (1999) indiquent que les TTT sont associés avec de la convergence d'humidité apportée par de forts vents d'est (ouest) de l'océan Indien (Atlantique). La **dépression du Kalahari** ou « Botswana Low » dans la littérature, plutôt d'origine thermique (Racz et Smith 1999), induit une **faible circulation cyclonique** détournant alors les vents du nord plus au sud, qui convergent avec les flux d'est de l'océan Indien (Fig. 2.1).

En résumé : De nombreuses pistes ont été explorées pour expliquer le développement et la formation des TTT. **Si le rôle des perturbations tempérées n'est plus à démontrer** (e.g., Hart *et al.* 2010, Manhique *et al.* 2011, Vigaud *et al.* 2012), **peu d'études convergent sur le mécanisme tropical impliqué dans leur formation** : onde d'est (Lyons 1991), courant chaud des Aiguilles (Walker 1990; Vigaud *et al.* 2012), TSO des océans Atlantique et Indien (Crimp *et al.* 1998; Fauchereau *et al.* 2009; Manhique *et al.* 2011) ou encore dépression de l'Angola (Harangozo et Harrison 1983; Reason *et al.* 2006; Chikoore et Jury 2010). Des processus de plus large échelle peuvent aussi intervenir, comme l'ENSO (Tyson 1986; Fauchereau *et al.* 2009; Ratna *et al.* 2013). Les TTT résulteraient alors de la dynamique atmosphérique et océanique locale mais aussi de processus de large échelle.

2.2. Dynamique atmosphérique associée aux TTT

À ce jour, les diverses hypothèses proposées pour expliquer la formation des TTT ne sont pas pleinement satisfaisantes car elles ne permettent pas de généraliser les mécanismes associés à l'ensemble des événements de TTT. Pour autant, l'étude récente de Vigaud *et al.* (2012) a permis une avancée majeure dans la compréhension du développement des TTT. Ils montrent que les perturbations tempérées contrôlent la genèse, le développement et la

localisation des TTT. Elles apparaissent comme une condition nécessaire mais non suffisante : certaines perturbations sont associées à la convection tropicale alors que d'autres restent exclusivement tempérées.

2.2.1. Caractérisation de la dynamique tropicale et des moyennes latitudes

Cette thèse se propose de continuer d'explorer la piste proposée par Vigaud *et al.* (2012) en séparant l'influence respective de la convection tropicale de celle des perturbations des moyennes latitudes. Pour ce faire, une classification en *k-means* est utilisée pour identifier les TTT d'une part et les perturbations des moyennes latitudes d'autre part. Les deux échantillons (OLR vs. ZDEF) sont emboîtés car, par construction 100% des jours de l'étude (NDJF 1971-1999) sont considérés comme des perturbations tempérées (Figure 2.5).

À partir de ces deux échantillons, nous chercherons à identifier dans les tropiques le ou les mécanisme(s) nécessaire(s) supplémentaire(s) pour le développement d'un TTT.

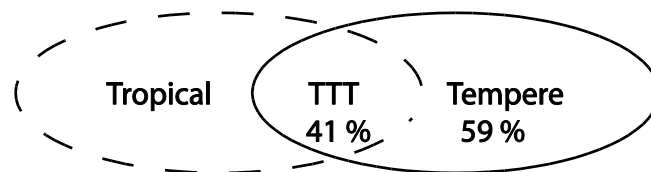


Figure 2. 4 : Schéma conceptuel de la relation entre les TTT et les perturbations tempérées (cercle noir) et les mécanismes tropicaux (pointillés noirs).

Cette double clé d'entrée (calendrier des TTT d'une part, des perturbations tempérées d'une autre) permet de documenter de manière originale les TTT sur la région.

Afin d'améliorer les connaissances liées à ces systèmes, plusieurs variables ont été retenues pour analyser la dynamique tropicale et celle des moyennes latitudes :

- ✓ Les perturbations des moyennes latitudes sont caractérisées par la déformation de l'étirement zonal du vent à 200 hPa (ZDEF, encadré 2.1).
- ✓ Le contenu énergétique d'une masse d'air favorisant le développement de la convection profonde tropicale est quantifiée par l'énergie statique humide (ESH, encadré 2.2).
- ✓ La circulation atmosphérique est étudiée *via* la vitesse verticale du vent à 500 hPa (ω_{500}) et les flux d'humidité.

Encadré 2.1 : La déformation de l'étirement zonal du vent à 200 hPa (ZDEF)

La circulation atmosphérique des moyennes latitudes est caractérisée par la présence de perturbations tempérées se développant dans des courants généraux d'ouest, le long de la zone barocline. Ces courants tendent à se déplacer de part et d'autre de la zone barocline, formant alors des oscillations : les **ondes de Rossby**. Les ondes de Rossby propagent leur énergie vers l'est, jusqu'à une ligne critique appelée « **zone d'accumulation** », où l'énergie a tendance à s'accumuler. Cette région est marquée par un ralentissement du vent zonal avec la longitude. Ce ralentissement peut être quantifié par le concept de déformation de l'étirement zonal du vent à 200 hPa (ZDEF), exprimée en s^{-1} :

$$\frac{\partial U}{\partial x}$$

où (U, x) représentent respectivement la vitesse du vent zonal et la longitude à un point de grille donné

Les régions où la ZDEF est négative sont considérées par Trenberth (1976) comme des « pièges » pour les perturbations tempérées : la vitesse de groupe de l'onde, C_{gx} , y est proche de 0 limitant la propagation vers l'est des ondes de Rossby. L'énergie de l'onde se trouve ainsi « piégée » en longitude. Elle s'accumule et augmente localement (Webster et Chang 1998). Cela a des conséquences importantes sur la région où les perturbations se creusent et la convection se renforce (Widlansky 2010).

Encadré 2.2 : L'énergie statique humide (ESH)

Lorsque le contenu énergétique dans les basses couches de l'atmosphère atteint un seuil critique, des conditions d'instabilité se développent et engendrent un renforcement des anomalies de la convection profonde. Cette instabilité est associée à des échanges d'énergie, de masse et de moment survenant dans la couche limite contrôlés par :

(i) **L'albédo**, dépendant essentiellement de la nature, de la couleur et de l'humidité de la surface continentale, affecte la quantité d'énergie disponible en surface;

(ii) **La rugosité de la surface continentale**. Elle perturbe l'écoulement des flux dans la couche limite et engendre la formation de tourbillons qui facilitent le transfert de moment de l'atmosphère vers la surface et le transfert de chaleur de la surface vers l'atmosphère.

(iii) **Les flux de chaleur latente et sensible**. Leur partition est représentée par le rapport de Bowen, rapport du flux de chaleur sensible au flux de chaleur latente.

L'ensemble des ces mécanismes ont pour effet de modifier l'épaisseur, la température, l'humidité de la couche limite et donc l'énergie potentiellement disponible pour la convection. Celle-ci peut être quantifiée par le concept d'énergie statique humide (ESH), exprimée en kJ/kg d'air sec :

$$ESH = gZ + CpT + LQ$$

où gZ est l'**énergie potentielle** (avec g l'intensité de la pesanteur et Z l'altitude en km), CpT est l'**énergie sensible** (avec Cp la chaleur spécifique de l'air à pression constante et T la température absolue de l'air en K), et LQ est l'**énergie latente** (avec L la chaleur latente de condensation de l'eau et Q l'humidité spécifique en g d'eau par kg d'air humide).

L'ESH est une variable thermodynamique similaire à la **température potentielle équivalente**, couramment utilisée pour les prévisions opérationnelles du temps (Holton 1992). Elle représente le contenu énergétique total d'une masse d'air permettant de documenter le forçage thermodynamique des océans bordiers ou des continents.

Adapté de Pohl (2007)

2.2.2. Résumé

L'article qui suit vise à séparer les influences respectives de la variabilité tropicale et moyennes latitudes sur le développement et le cycle de vie des Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT) sur l'Afrique du sud durant l'été austral (novembre-février, NDJF), sur la période 1971-1999.

La méthode de classification *k-means* est appliquée sur l'infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère (OLR) ERA40 pour identifier les TTT. La même analyse est faite sur la déformation de l'étirement zonal du vent à 200 hPa (ZDEF) afin de caractériser les perturbations transitoires des moyennes latitudes.

La comparaison entre ces deux classifications confirme que les ondes baroclines des moyennes latitudes sont, par construction, une condition nécessaire pour le développement des TTT, mais ne sont pas suffisantes. 41% des perturbations tempérées se produisant durant l'été austral s'accompagnent d'un TTT : elles ont tendance à être plus fortes (creusées) que les ondes baroclines non associées au développement des TTT. Dans les tropiques, les conditions supplémentaires nécessaires à la formation d'un TTT sont : un excès d'énergie latente sur le canal du Mozambique, principalement en raison d'advection et de convergence de flux d'humidité en provenance des océans Atlantique et Indien. Pris dans leur ensemble, ces conditions sont très favorables au développement de la convection profonde sur l'Afrique australe et semblent expliquer une grande partie de la variabilité des TTT.

2.2.3. *Comment les Talwegs Tropicaux-Tempérés se forment et se développent en Afrique australe?* (Article)

1. Introduction
2. Data and methods
3. TTT climatology
4. Mechanisms for tropical-temperate interactions
5. Conclusions and discussion

Erratum

La Figure. 3 contient une erreur (une courbe montrant de la divergence au lieu d'anomalies de convergence). La figure correcte (Figure 2.6) et le commentaire associés apparaissent ci-dessous.

Les régions de convection renforcée (réduite) présentent des anomalies négatives de convergence (divergence) à 200 hPa et *vice versa* à 850 hPa (non montré), indiquant une structure barocline cohérente favorisant la convection profonde.

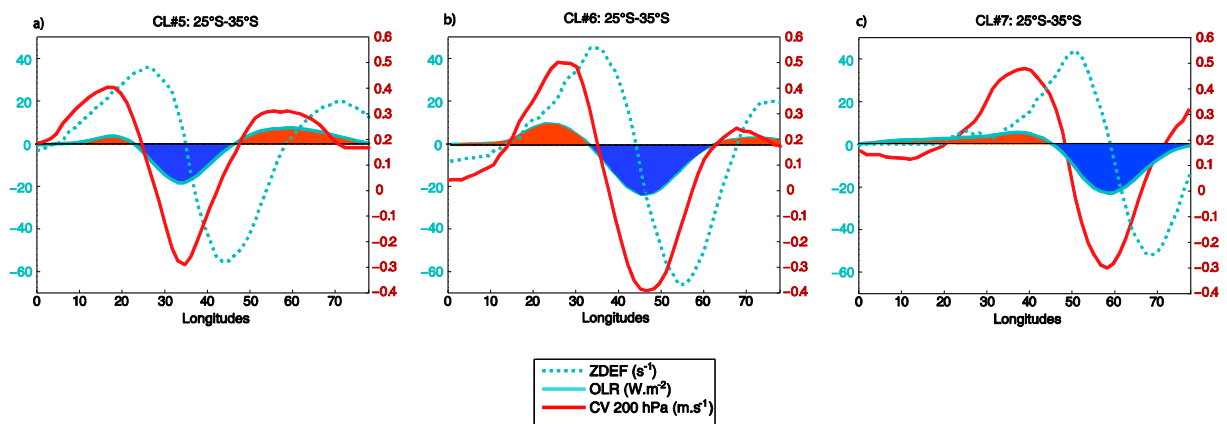


Figure 2. 5 : Profils longitudinaux des anomalies NDJF 1971-1999 d'OLR (bleu), de ZDEF à 200 hPa (tirets bleus) et de convergence de vent à 200 hPa (rouge) ERA40 pour les Classes #5, #6 et #7, moyennées sur une bande latitudinale comprise entre 24° et 36°S. Les aplats de couleurs bleus (orange) indiquent les régions de convection renforcée (réduite).

How do Tropical Temperate Troughs Form and Develop over Southern Africa?

CLÉMENCE MACRON, BENJAMIN POHL, AND YVES RICHARD

Centre de Recherches de Climatologie, CNRS/Université de Bourgogne, Dijon, France

MILOUD BESSAFI

Laboratoire d'Energétique, d'Electronique et Procédés, Université de la Réunion, Réunion, France

(Manuscript received 27 March 2013, in final form 15 October 2013)

ABSTRACT

This paper aims at separating the respective influences of tropical and midlatitude variability on the development and life cycle of tropical temperate troughs (TTTs) over southern Africa in austral summer (November–February). Cluster analysis is applied to 1971–2000 40-yr ECMWF Re-Analysis (ERA-40) daily outgoing longwave radiation (OLR) anomalies to identify TTTs and monitor tropical convection. The same analysis applied to the zonal wind stretching deformation at 200 hPa (ZDEF) characterizes midlatitude transient perturbations. Results based on the comparison between these two classifications first confirm that midlatitude baroclinic waves are a necessary condition for TTT development, but they are not sufficient. Roughly 40% of those occurring in austral summer are associated with a TTT. They tend to be stronger than the baroclinic waves not associated with TTT development. In the tropics, additional conditions needed to form a TTT consist of an excess of latent energy over the Mozambique Channel, mostly because of moisture advections and convergence from the Atlantic and Indian Oceans. Taken together, these conditions are highly favorable for deep atmospheric convection over and near southern Africa and seem to explain a large fraction of TTT variability.

1. Introduction

In southern Africa and the nearby southwest Indian Ocean, the first satellite data revealed cloud bands oriented from the northwest to the southeast and linking the tropics to midlatitude circulation (Harangozo and Harrison 1983). These bands, commonly referred to as tropical temperate troughs (TTTs) and embedded in the south Indian Ocean convergence zone (Cook 2000), develop at the synoptic scale and are responsible for significant amounts of rainfall during austral summer (Harrison 1984, 1986; Crimp et al. 1998; Todd and Washington 1999; Washington and Todd 1999; Tyson and Preston-White 2000; Hart et al. 2012). TTTs are seen as an interaction between tropical convection and midlatitude transient perturbations (Harangozo and Harrison 1983; Harrison 1984; D'Abreton and Lindesay 1993; Todd et al. 2004): Lyons (1991) states that TTTs typically form

when a tropical disturbance in the lower atmosphere is coupled with a midlatitude trough in the upper atmosphere. Fauchereau et al. (2009) and Pohl et al. (2009) showed that TTTs tend to propagate eastward, from southern Africa to the Mozambique Channel and southern Madagascar. Their preferential location has a strong influence on intraseasonal and even interannual rainfall variability (Harrison 1984, 1986; Todd and Washington 1999; Washington and Todd 1999).

Figure 1 summarizes the main mechanisms reviewed in the literature to be at the origin of TTT formation. Todd and Washington (1999) found that TTTs are related to moisture convergence supplied by a strong easterly (westerly) flux from the Indian (Atlantic) Ocean. Reason et al. (2006), Chikoore and Jury (2010), or Hart et al. (2010) indicate that the so-called Angola/Botswana low (actually over southern Angola/northern Namibia) or the heat low (Racz and Smith 1999) developing in summertime over the Kalahari both favor low-level penetration of moisture flux from the tropical southeastern Atlantic and could thus be another key mechanism for their initiation and development. Recent work analyzed interactions between TTTs and major modes of large-scale

Corresponding author address: Clémence Macron, Centre de Recherches de Climatologie, CNRS/Université de Bourgogne, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France.
E-mail: clemence.macron@u-bourgogne.fr

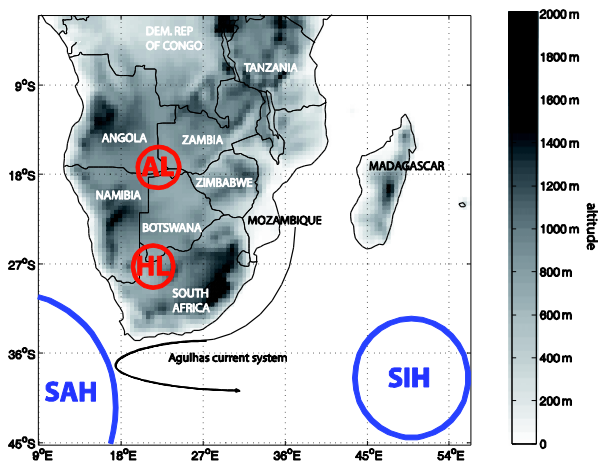


FIG. 1. Southern Africa political boundaries and key summer season synoptic features: Angola low (AL), Kalahari heat low (HL), South Atlantic high (SAH), and south Indian Ocean high (SIH).

variability, such as the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and the Madden–Julian oscillation. Pohl et al. (2009) show that there is no clear relationship between TTT events and the Madden–Julian oscillation, whereas TTT occurrences are increased during La Niña conditions (Fauchereau et al. 2009; Pohl et al. 2009; Hart et al. 2010; Manhique et al. 2011; Ratna et al. 2012). Sea surface temperature off the southern African coasts was also found to play a significant role in their formation (Crimp et al. 1998). Moisture fluxes associated with warm temperature anomalies over the Agulhas Current (Indian Ocean) increase the occurrences and/or persistence of TTTs (Williams et al. 2007; Manhique et al. 2011; Vigaud et al. 2012). Fauchereau et al. (2009) also suggest that the TTT systems located over the Mozambique Channel are related to the positive phase of the subtropical Indian Ocean dipole (Behera and Yamagata 2001; Reason 2001). Todd and Washington (1999), Hart et al. (2010), and Manhique et al. (2011) finally suggest that TTT events are related to Southern Hemisphere planetary waves (wavenumber 3 or 4).

Despite many studies, the physical mechanism involving (or leading to an interaction between) both tropical convection and midlatitude transient perturbations to influence the development and variability of TTTs in time and space are still not well understood. The aim of this paper is to separate the respective influences of tropical convection and midlatitude transient baroclinic waves favoring the initiation and influencing the life cycle of TTT systems.

This study is organized as follows: Section 2 presents the datasets and the methodology used for this work. Section 3 is devoted to a brief presentation of TTT climatology, including their spatial and temporal variability

and contribution to South African summer rainfall. Section 4 focuses on the mechanisms associated with TTT development (i) by analyzing the specific influence of midlatitude transients and tropical convection and (ii) by attempting to separate the necessary and sufficient conditions for TTT development. The results are finally summarized and discussed in section 5.

2. Data and methods

a. Observation and atmospheric data

As in the literature (Todd and Washington 1999; Washington and Todd 1999; Fauchereau et al. 2009; Vigaud et al. 2012), this study concentrates on the summer rainfall season (November–February), when TTT events are most frequent. Atmospheric fields (zonal U , meridional V , and vertical ω components of the wind; air temperature; and specific humidity) are derived from the 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40; Uppala et al. 2005). They are used over the period 1971–2002 at a $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ spatial resolution.

Composite of moisture fluxes and of moist static energy (MSE) were computed. Holton (1992) indicates that MSE can be an alternative to the equivalent potential temperature, especially when convection is studied. It is defined as

$$\text{MSE} = gZ + C_p T + LQ,$$

where gZ represents potential energy (where g is the gravitational constant and Z is the geopotential height above the surface), $C_p T$ is sensible energy (where C_p is the specific heat at constant pressure and T is the absolute air temperature in kelvins), and LQ is latent heat (where L is the latent heat of vaporization and Q is water vapor specific humidity).

Moisture fluxes are defined as

$$Q_v = q_v \times v_v,$$

where q_v and v_v represent the specific humidity and horizontal velocity at a given tropospheric level.

For consistency with the atmospheric fields described above, tropical convection is estimated using ERA-40 daily outgoing longwave radiation (OLR). OLR values being strongly dependent on the model physics and little constrained by data assimilation, the quality of these data was tested through extensive comparisons with National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) daily OLR (Liebmann and Smith 1996; Fauchereau et al. 2009). The results appear to be extremely robust, and none of our conclusions is qualitatively modified by this choice.

To analyze TTT effects on rainfall, we use daily rainfall observations over South Africa, Lesotho, and Swaziland, provided by the rain gauge records compiled in the Water Research Commission database by Lynch (2003). A total of 7858 stations, over the period 1970–2000, were extracted from a network of more than 11 000 stations and already used in Pohl et al. (2007).

b. Zonal stretching deformation

Zonal stretching deformation at 200 hPa (ZDEF; Widlansky 2010; Widlansky et al. 2011) can be viewed as a proxy of midlatitude transients that allows characterizing the behavior of the midlatitude baroclinic perturbations (Vigaud et al. 2012). It is defined as

$$\text{ZDEF} = \frac{\partial U}{\partial x},$$

where U and x represent the wind zonal velocity and longitude at a given grid point, respectively.

Regions of negative ZDEF correspond in the upper troposphere to a decrease in the zonal component of the wind toward the east (Widlansky 2010; Widlansky et al. 2011), characteristic of midlatitude troughs.

c. Clustering approach

TTT systems are identified following the method used in Fauchereau et al. (2009) and Vigaud et al. (2012). Daily OLR and ZDEF anomalies (after removal of the mean annual cycle) are partitioned using a k -means clustering (Cheng and Wallace 1993; Michelangeli et al. 1995). To reduce dimensionality and ensure linear decorrelation between input variables, empirical orthogonal function (EOF) analysis was applied to the OLR and ZDEF data prior to clustering. The k -means clustering algorithm allows regrouping a series of observations (days) into k regimes minimizing the sum of intraregime variances (Cheng and Wallace 1993; Michelangeli et al. 1995). The Euclidean distance is used to measure similarities between each day and a given regime. In this study, k -means clustering is applied onto austral summer (November–February) ERA-40 daily OLR and ZDEF anomalies. Following the classifiability indexes (not shown) and in agreement with previous studies (Fauchereau et al. 2009; Vigaud et al. 2012), we retain seven (five) classes for OLR (ZDEF).

3. TTT climatology

a. Frequency and propagation

Figure 2 shows the composite OLR anomalies for each OLR cluster, together with corresponding ZDEF anomalies. Classes 5, 6, and 7 (Figs. 2e–g) show the negative

OLR anomalies oriented from northwest to southeast and linking the tropics (15°S) to the midlatitudes (45°S). They correspond to the typical signature of TTT events. Negative OLR anomalies (enhanced convection) are surrounded to the west and east by positive ones (indicative of reduced convection). Class 5 locates large-scale increased convective activity over southeastern South Africa while in classes 6 and 7 convection is shifted eastward, over the Agulhas Current and nearby Indian Ocean, materializing the longitudinal variations of TTTs depicted in previous works (Todd and Washington 1999; Washington and Todd 1999; Todd et al. 2004; Fauchereau et al. 2009; Pohl et al. 2009). These classes compare remarkably well with Fauchereau et al. (2009), who used NOAA daily OLR (Liebmann and Smith 1996).

Other classes (Figs. 2a–d) do not seem to be related to tropical–temperate interactions: classes 1, 2, and 3 (class 4) are solely related to tropical (temperate) processes with no significant anomalies recorded in the midlatitudes (tropics). Note that negative OLR anomalies in classes 1, 2, and 4 present also some northwest–southeast oriented structures. Fauchereau et al. (2009) indicate indeed that class 4 tends to occur just before a TTT event and could thus be considered as a possible precursor. In contrast, 10% of their TTT events were followed by class 2, which can thus be interpreted as a possible decaying phase of a TTT. ZDEF anomalies projected onto the three TTT classes show an alternation of positive and negative ZDEF anomalies located in the extratropics on both sides of the cloud band, suggesting that the longitudinal variability in the location of TTTs is also associated with a similar shift of the midlatitude transient perturbations. Largest negative (positive) ZDEF anomalies associated with the three TTT classes present the same northwest to southeast direction as OLR but are located east (west) compared to maximum convection. In agreement with previous studies (Widlansky 2010; Widlansky et al. 2011; Vigaud et al. 2012), this suggests a consistent longitudinal lead between ZDEF negative anomalies and convection in subtropical regions. In other classes (classes 1–4), ZDEF anomalies are weaker than during TTT events. Moreover, there is no continuous band of negative and positive ZDEF anomalies collocated with negative OLR anomalies.

Figure 3 details the longitudinal profiles of OLR, ZDEF, and convergence anomalies averaged between 24° and 36°S, for the three TTT classes 5, 6, and 7. These latitudes correspond to the largest convective and dynamical anomalies associated with TTTs (Figs. 2e–g). Negative OLR anomalies are located between 20° and 45°E, between 30° and 60°E, and between 50° and 70°E, respectively, illustrating different locations of convection (Figs. 2e–g). They are out of phase with mass convergence

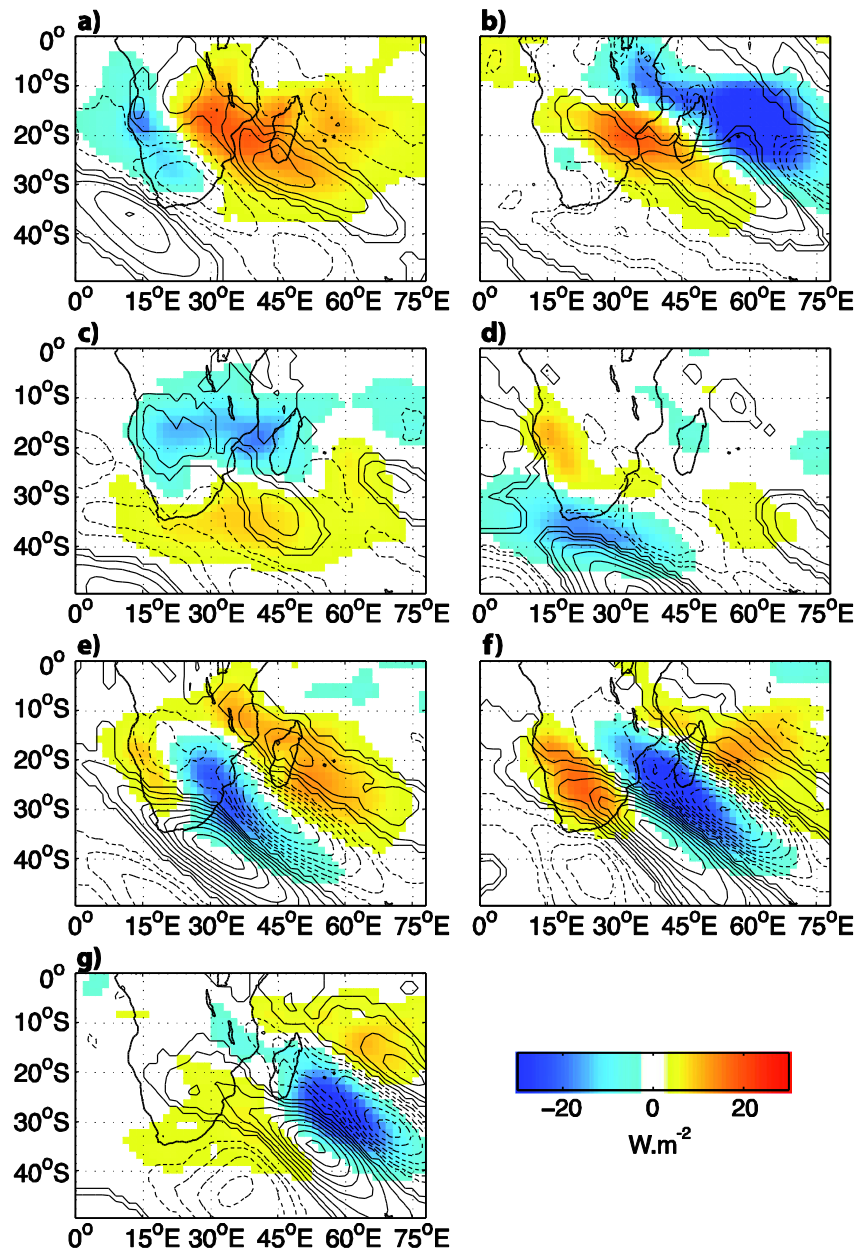


FIG. 2. Mean daily OLR anomalies (shaded; W m^{-2}) and 200-hPa ZDEF anomalies [dashed (solid) contours corresponding to positive (negative) anomalies, starting at $\pm 200 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ with a $10 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ interval], for the seven OLR regimes, over the period November–February from 1971 to 2000. Only 95% significant anomalies according to a t test are displayed.

anomalies in the upper atmosphere (200 hPa). Regions of enhanced (reduced) convection exhibit positive convergence (divergence) anomalies at 200 hPa and vice versa at 850 hPa (not shown), indicating a consistent baroclinic structure favoring deep convection. When comparing variations of OLR and ZDEF anomalies, the indices vary in phase and minimum (maximum) ZDEF values are found

east (west) of the cloud band, in agreement with Figs. 2e–g. In addition, Fig. 3 indicates that the cloud band corresponds spatially to the change of sign (from positive to negative) of ZDEF. More importantly, it also clearly establishes that the structure of the cloud band remains basically unchanged from one class to another, in terms of magnitude and relative phase relationships between OLR,

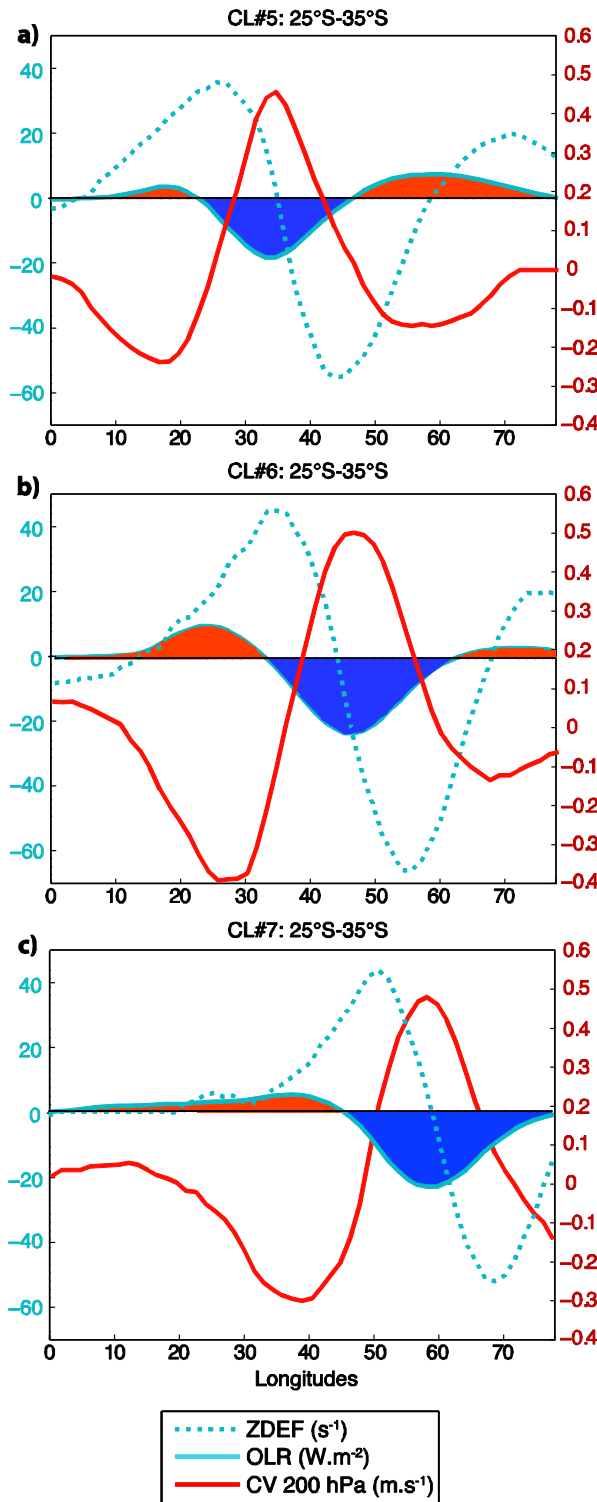


FIG. 3. Longitudinal profiles of OLR (blue), 200-hPa ZDEF (blue dots), and wind convergence at 200 hPa (red) anomalies for the classes (a) 5, (b) 6, and (c) 7, averaged over the 36°–24°S latitudinal band. Blue (orange) shadings denote regions of enhanced (suppressed) convection.

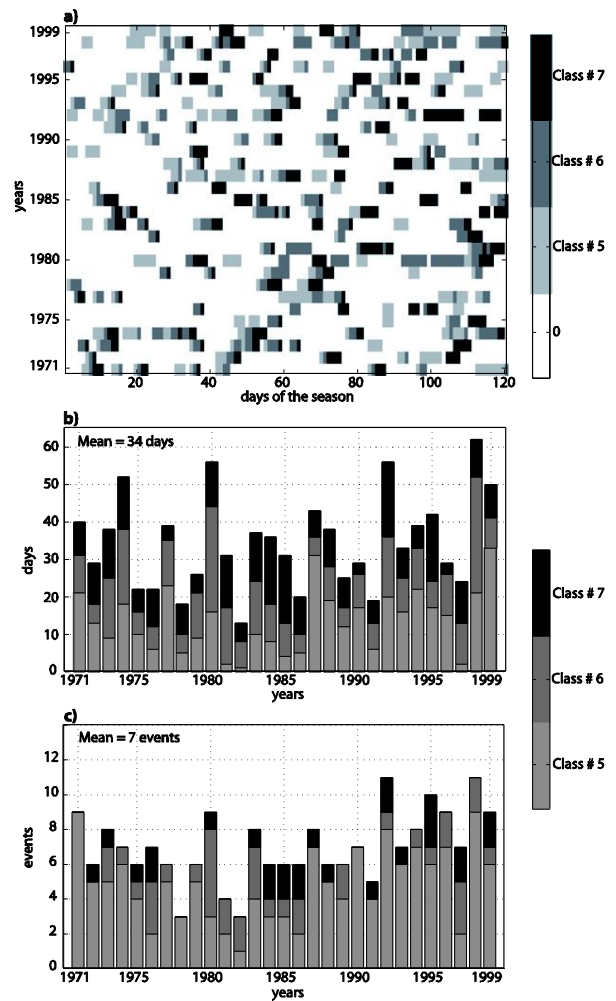


FIG. 4. (a) TTT class occurrences in ERA-40, over the period November–February from 1971 to 2000. (b) Mean number of TTT class occurrences per austral summer (November–February) season. (c) Mean number of TTT sequences (i.e., events) per season.

ZDEF, and mass convergence anomalies, except for their absolute longitudinal location.

Figure 4a presents the 1971–99 summer daily calendar of ERA-40 TTT class occurrences. TTTs being synoptic systems, sequences lasting less than 2 days have been removed. Remaining sequences (Fig. 4a) typically last about 3–5 days, with an average and median duration of 4.9 and 3 days. These results indicate that the average is strongly influenced by outliers (6% of the sequences last more than 8 days): the statistical distribution of TTT persistence is thus very skewed. According to our *k*-means analysis, TTTs represent about 29% of the days (999 days in total over 1971–99) of the austral summer season. Class 5 is larger (391 days) than classes 6 (319 days) and 7 (289 days). A large majority of TTT events

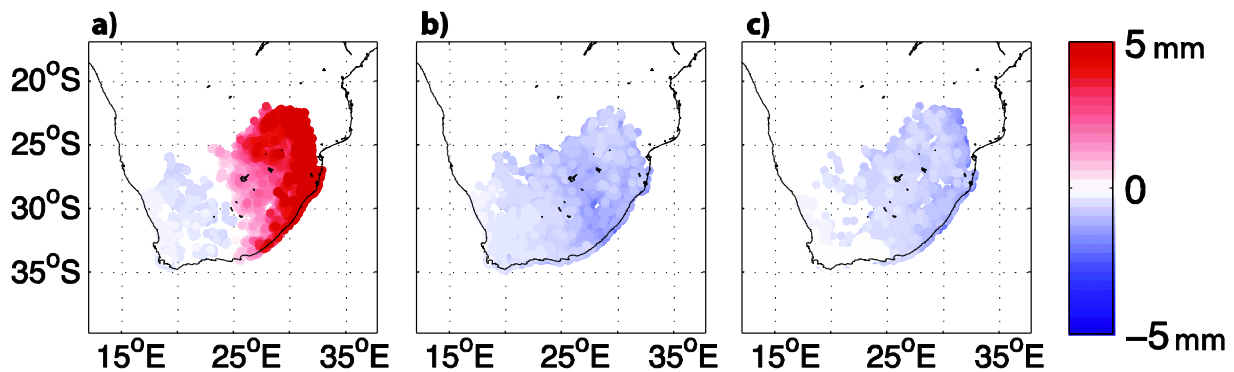


FIG. 5. Station rainfall anomalies associated with OLR classes (a) 5, (b) 6, and (c) 7. Only 95% significant anomalies according to a t test are displayed.

(69%; 140 out of 204 days) are initiated with class 5, move in class 6, and finish in class 7, in agreement with their average eastward propagation (Fauchereau et al. 2009; Pohl et al. 2009; Hart et al. 2012). About 31% (69%) of sequences are stationary (propagative). Only five events propagate westward (i.e., sequences start with class 6 and terminate in class 5). The number of seasonal occurrences (events) of each TTT class during the 1971–2000 period is shown in Fig. 4b (Fig. 4c). On average, one records 34 days of TTTs (Fig. 4b), representing about 7 events season⁻¹ (Fig. 4c). This is much more than Ratna et al. (2012), who find 1.83 events season⁻¹ but restrict their work to strong events located over the African continent only. The number of days and events varies greatly from one year to another, highlighting their marked interannual component. Fauchereau et al. (2009) and Ratna et al. (2012) showed indeed that there is a clear increase in the number of days of class 5 (class 6) during La Niña events (the positive phase of subtropical Indian Ocean dipole), whereas class 7 occurrences do not seem to be significantly related to well-identified modes of large-scale climate variability.

From analysis of Figs. 3 and 4, one can therefore state that (i) classes 5–7 recurrently tend to succeed each other in time (Fig. 4a) and (ii) they mostly differ by their longitude but their intrinsic properties and structures are basically unchanged (Fig. 3). These two results taken together allow concluding that they can be interpreted as an average eastward propagation of TTT structures, concerning both their convective and dynamical component and without any modification of their relative phasing.

b. Contribution to South African rainfall

Figures 5 and 6 display the contribution of TTTs to seasonal rainfall in South Africa. During occurrences of class 5, significant positive (negative) rainfall anomalies

take place in eastern (western) South Africa (Fig. 5a). Classes 6 and 7 are associated with dry anomalies over the whole country (Figs. 5b,c) and enhanced convection being located farther east (Figs. 2f,g). Figure 6 examines how the class-5 TTTs contribute to seasonal rainfall over South Africa. Spatially (Fig. 6a), their contribution increases from west (20%) to east (40%), in agreement with Harrison (1986) and Hart et al. (2012). These results

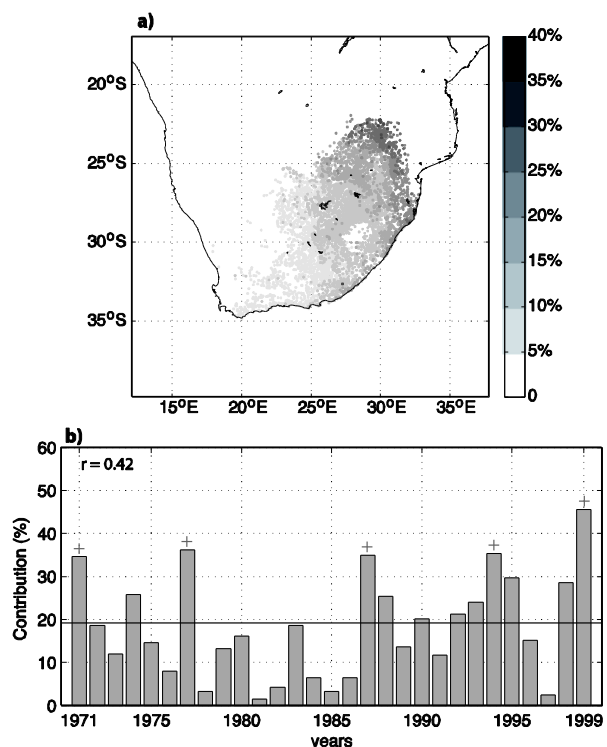


FIG. 6. (a) The 1971–2000 mean contribution of class 5 to South Africa rainfall. (b) Time series of the contribution for each season over South Africa. The black line shows the long-term mean, and the correlation with seasonal rainfall is labeled.

are fairly consistent with the literature, suggesting that the methodology used to track TTTs is robust and physically consistent. Temporally (Fig. 6b), the correlation between the seasonal frequency of class 5 and summertime rainfall is positive and significant ($r = 0.42$). On average, class 5 TTTs account for about 19% of seasonal rainfall over the whole country but their contribution varies greatly from one year to another (ranging from 1% in 1981 to 45.5% in 1999). The years corresponding to the five largest contributions of class 5 TTTs are 1971, 1977, 1987, 1994, and 1999. These years correspond to (i) maximum number of occurrences of class 5 during the period (21, 23, 31, 22, and 33, respectively) and (ii) above normal seasonal rainfall but not the wettest years in South Africa. While the number of occurrences of class 5 is related to La Niña events (Fauchereau et al. 2009), a correlation between the contribution of class 5 TTTs and the seasonal mean multivariate ENSO index (Wolter and Timlin 1993; not shown) shows no clear relationship, indicating that the contribution of continental TTTs to South African rainfall is not clearly ENSO dependent.

4. Mechanisms for tropical temperate interactions

a. Association with midlatitude transient perturbations

Vigaud et al. (2012) used the Weather Research and Forecasting Model (WRF) spectral nudging capabilities above the planetary boundary layer over southern Africa, which resulted in prescribing midlatitude transients in phase within their ensemble simulation. They showed their influence on TTT development and propagation, and qualified midlatitude transient perturbations as a necessary but not sufficient condition for the formation of TTT systems. The aim of this section is to pursue their analyses by investigating in details the relationship between midlatitude transient perturbations (i.e., atmospheric Rossby waves) and convective activity over southern Africa and the nearby Indian Ocean. To analyze the specific influence of midlatitude perturbations on TTT development, we apply k -means clustering onto austral summer (November–February) ERA-40 daily ZDEF anomalies. The number of clusters retained here is $k = 5$ (see section 2c) and corresponding classes are referred to as regimes A, B, C, D, or E. Their anomaly patterns are shown in Fig. 7.

From west to east, all regimes are characterized by an alternation of positive and negative ZDEF anomalies, corresponding to an increase and a decrease of the zonal wind velocity toward the east, respectively. The largest amplitudes are mostly located south of 30°S and the patterns are oriented northwest to southeast, as for TTT

convection. Basically, the regimes show the same spatial structure shifted in longitude, representing the north-eastward propagation of transients with time (Vigaud et al. 2012). These recurrent regimes are accompanied by deep convection, located northwest of negative ZDEF anomalies. Figure 7 thus gives a picture symmetrical to Fig. 2. The joint analysis of both classifications will help separating tropical (OLR classes) and temperate (ZDEF regimes) influences on TTT formation.

Concomitance between ZDEF regimes and OLR classes is given in Table 1. While the chi-square test is useful to assess the overall significance between ZDEF regimes and OLR classes, Neu's test (Neu et al. 1974) allows identifying more precisely which OLR classes and ZDEF regimes are significantly associated (i.e., more or less frequently than the average).

Midlatitude transient perturbations, except those associated with regime E, are often associated with the three classes corresponding to TTTs (classes 5, 6, and 7). TTT events developing over southern Africa (i.e., class 5; Fig. 2e) co-occur preferentially with regimes A and B (midlatitude transients located south of Madagascar; Figs. 7a,b). Similarly, class 6 (class 7) exhibits maximum simultaneous occurrences with regimes B and C (regimes C and D). These statistical relationships between regimes of ZDEF and classes of OLR confirm that TTT events are closely related to midlatitude transient perturbations and that their eastward propagation is in phase with that of midlatitude transients, hereby corroborating Vigaud et al. (2012) and Fig. 3.

Table 1 also shows that roughly 41% of midlatitude perturbations are associated with TTT events. This therefore implies that some transients are related to tropical temperate interactions while others are not. In the following section, we attempt to identify what differentiates these two categories and to point out which “phenomenon” is needed in addition to a midlatitude transient to cause a TTT. Possible candidates include intrinsic properties of the temperate perturbations (associated atmospheric instability, intensity, or location) or additional conditions in the tropics (favoring for instance the initiation and/or development of convective activity).

b. Differentiating temperate and tropical temperate perturbations

In this section and for brevity, we only consider all days of regime A (Fig. 7a) and constitute two distinct samples: those related (349 days) and those not related to continental TTTs (class 5: 170 days; Fig. 2e). Please note, however, that the results described here can be extended to the two other OLR classes interpreted as TTT events (classes 6 and 7) and to other ZDEF regimes B–D. Analyses are based on lagged composite maps

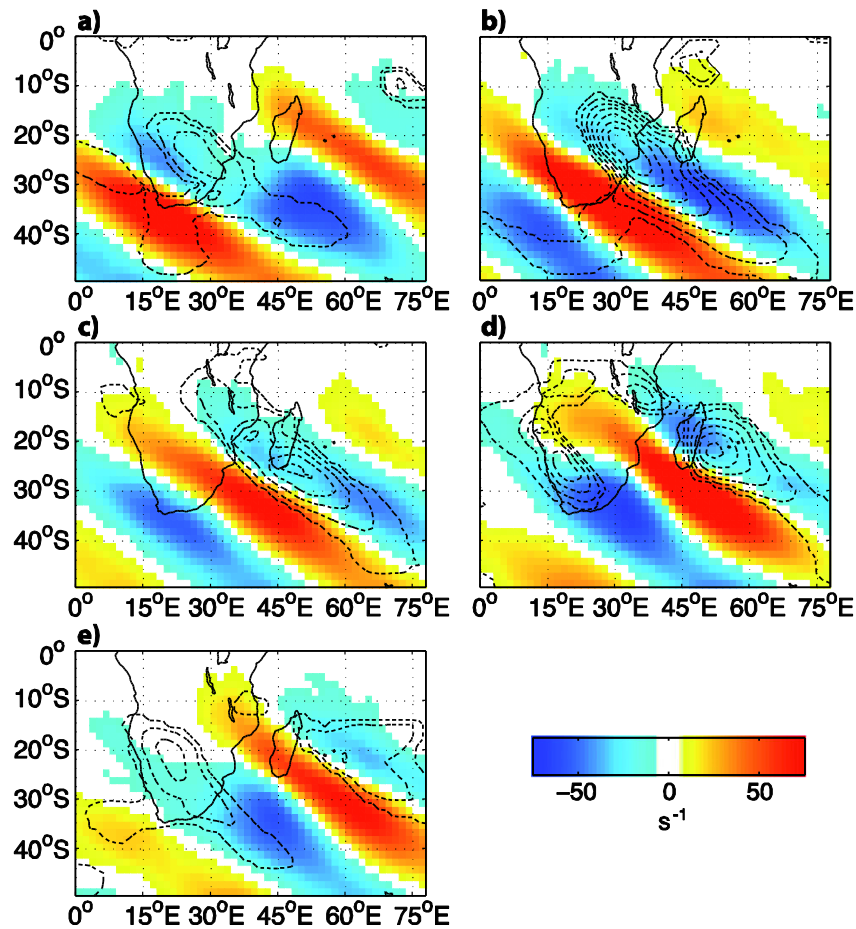


FIG. 7. (a)–(e) Mean daily ZDEF anomalies (shaded; s^{-1}) and negative OLR anomalies (contours; starting at $-15 W m^{-2}$ with a $2 W m^{-2}$ interval) for the five 200-hPa ZDEF regimes A–E, over the period November–February from 1971 to 2000. Only 95% significant anomalies according to a t test are displayed.

[wind vertical velocity at 500 hPa (ω_{500}), MSE, ZDEF, and moisture fluxes] 3 days before and 4 days after the initiation of the corresponding TTT events. MSE and moisture fluxes were integrated between the surface and 700 hPa.

Figure 8 shows lagged composites of ω_{500} for regime A transient perturbations that are not associated with a TTT, those associated with a TTT, and the differences between these two categories. Maps are shown on a larger domain in order to identify possible larger-scale configurations. In the midlatitudes, anomaly patterns are indeed reminiscent of a wave train, with a wavelength of roughly 50° – 70° in longitude. This is coherent with the typical wavelength of an atmospheric Rossby wave. Eastward propagations show a phase speed of roughly $5^{\circ} day^{-1}$, a result similar to Renwick and Revell (1999) over the South Pacific. All perturbations are associated with significant anomalies of uplift over southern Africa and nearby oceans from 2 to 1 day prior

the occurrences of regime A. Even in the case of a purely temperate wave disturbance, associated uplift reaches the tropics (15° – 20° S) over the African continent. This suggests that midlatitude transients recurrently favor atmospheric instability over tropical southern Africa.

TABLE 1. Contingency table between regimes of ZDEF and classes of OLR. Italic values are overrepresented, and the other values are underrepresented.

	1	2	3	4	5	6	7	Total
A	125	42*	98	84	170*	68	21*	608
B	40*	31*	64*	76	190*	138*	52*	591
C	114*	86	175	90	60*	168*	157*	850
D	191*	97	115	69	16*	14*	131*	633
E	207*	119	103	117	137	25*	90	798
Total	677	375	555	436	573	413	451	3480

* Significant according to Neu's test.

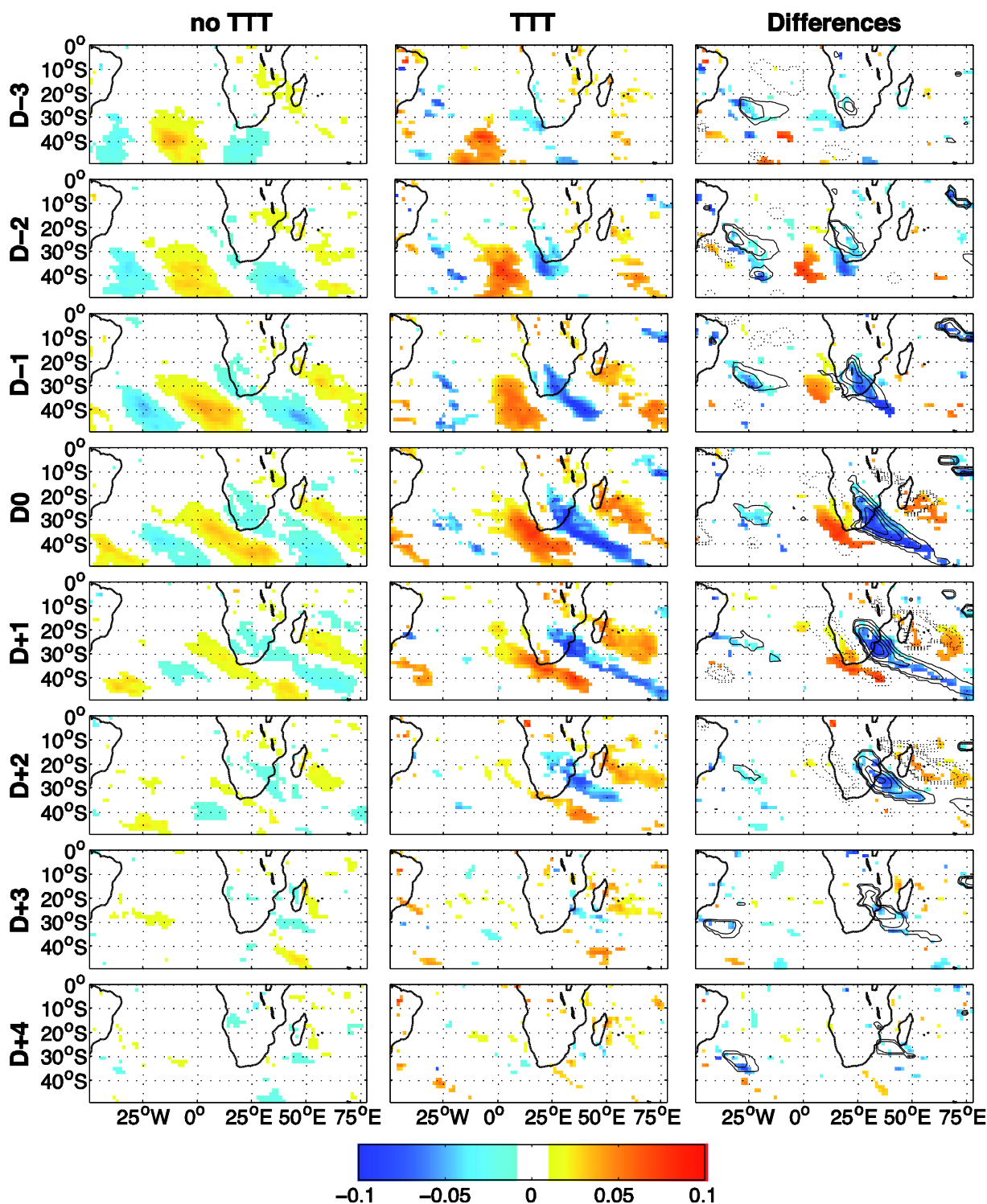


FIG. 8. (left) Lagged ω_{500} (Pa s^{-1}) anomalies associated with the occurrences of ZDEF regime A that are not associated with a TTT event (as inferred by OLR classes 5–7). Only 95% significant anomalies according to a t test are displayed. (center) As in (left), but for ZDEF regime A occurrences associated with a TTT event. (right) The ω_{500} differences between ZDEF regime A occurrences associated with a TTT event and others. Only 95% significant differences according to a two-tailed t test are displayed.

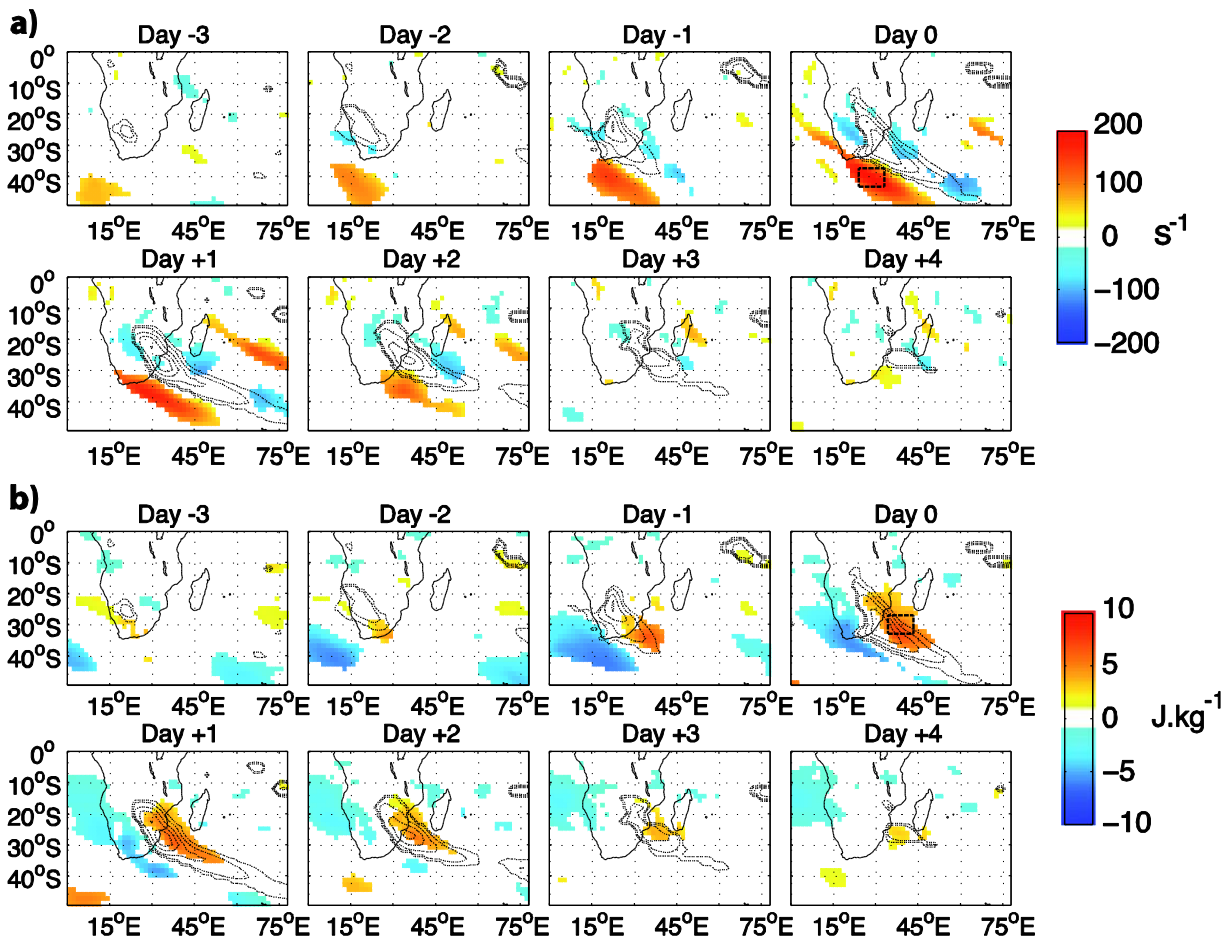


FIG. 9. (a) Differences of 200-hPa ZDEF (shaded; s^{-1}) and OLR (contours; $5 W m^{-2}$; only negative differences are represented) between occurrences of ZDEF regime A associated with a TTT and others. Only 95% significant differences according to a two-tailed t test are displayed. The thick dashed box shows the ZDEF regional index. (b) As in (a), but for MSE integrated between 1000 and 700 hPa (shaded; $10^2 J kg^{-1}$). The thick dashed box shows the MSE regional index.

The main differences between the two categories of midlatitude waves mostly consist of larger ω_{500} anomalies (either positive or negative) for transients associated with a TTT event, thus forming a stronger wave pattern, constituted by an alternation of ascending and subsiding anomalies. This is coherent with the average structure of a typical TTT, with suppressed convection on the east and west of the cloud band (Fig. 2). This result also shows that the location of ω_{500} anomalies is basically unchanged between the two categories of midlatitude waves, suggesting that the location of the Rossby wave perturbation is not discriminating. It is worth noting that ω_{500} anomalies are not only stronger over southern Africa during the TTT event but also over the Atlantic sector, 1–3 days prior to the initiation of associated deep convection over Africa. This is more obvious for the subsiding anomalies occurring over the

southern Atlantic Ocean between day -3 and day -1. This suggests that Rossby waves leading to TTT systems are already stronger a few days before their formation. Also important is the short-lived stationary enhancement of atmospheric convection over the subtropical southern Atlantic (northeast of the South Atlantic convergence zone) 3 days prior to the development of the TTT over southern Africa (Fig. 8, right).

Figure 9 extends these analyses to the regional differences of ZDEF (Fig. 9a) and MSE (Fig. 9b). From 3 to 2 days before the TTT (days -3 and -2), atmospheric convection gradually intensifies southwest of South Africa (Fig. 9a), while it slowly decreases over the subtropical Atlantic farther west (Fig. 8). This regional pattern is reminiscent of the typical class 1 convective anomaly pattern (Fig. 2a), suggesting that this class could be considered as a precursor for continental TTT

15 FEBRUARY 2014

MACRON ET AL.

1643

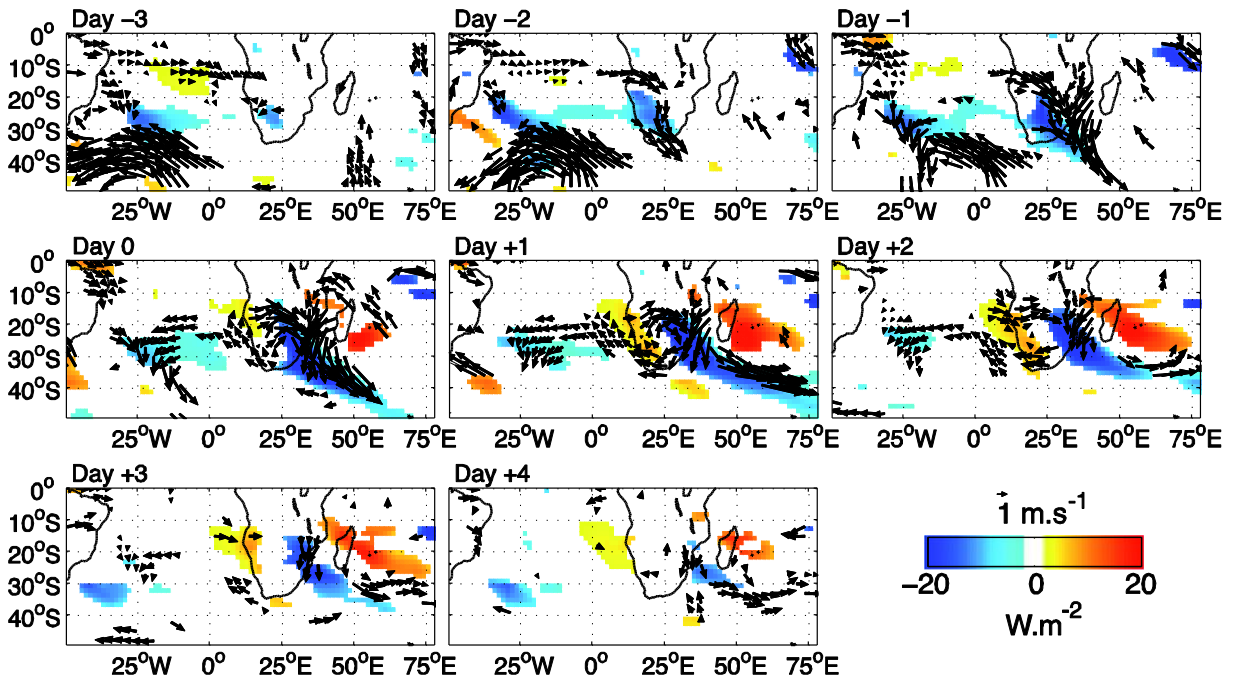


FIG. 10. As in Fig. 9, but for moisture fluxes integrated between 1000 and 700 hPa (vectors; $\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$). Cold (hot) colors show negative (positive) OLR differences (W m^{-2}). Only 95% significant differences according to a two-tailed t test are displayed.

events. Indeed, more than 15% of the days ascribed to class 1 are followed by class 5. The largest positive ZDEF differences are located over the southern Atlantic Ocean, corroborating the fact that midlatitude troughs prefiguring continental TTT systems tend to be of larger amplitude. At the same time, significant positive MSE differences, corresponding to an increase in the energy content in the lower layers of the atmosphere, develop above the Agulhas Current, off the Eastern Cape Province coastline (Fig. 9b).

At day -1 , the midlatitude trough is strengthened and shifted northeast over the southern Atlantic Ocean (Figs. 8 and 9a). Convection and MSE increase and propagate southeastward over the continent and offshore over the Agulhas Current system, respectively. MSE is located southeast of the deep convective activity, as inferred from OLR differences, indicating a lead of MSE on convection. Taken together, these results suggest that MSE provides instability to the lower layers, while in the upper layers midlatitude synoptic activity also favors uplift motion in the free atmosphere. This forms a highly favorable environment for the development of convection.

Complementary analyses show that the excess of energy above Agulhas Current region mostly corresponds to increased latent energy (not shown). This moisture may be because of local evapotranspiration or from a remote source, through advectations. During the formation

of TTT events, latent heat fluxes at the surface are not significantly increased (not shown), suggesting that it could be mostly advected from remote regions.

Moisture flux differences between transients forming a TTT and others are shown in Fig. 10. Like for Fig. 8, maps are presented on an enlarged domain in order to identify their possible origins. Three days before a TTT event, westerly moisture fluxes form over the tropical southeast Atlantic Ocean at 10°S , continuously between South America and southern Africa. They penetrate over the subcontinent over Angola and Namibia. At day -2 a cyclonic vortex develops there, deviating moisture fluxes southward (D'Abreton and Tyson 1995; Cook et al. 2004; Hermes and Reason 2009; Vigaud et al. 2007) and reminiscent of semipermanent Angola low (Rouault et al. 2003; Reason and Jagadheesha 2005; Reason et al. 2006; Fig. 1). During the following day (day -1), continental northwesterly moisture fluxes are reinforced and converge over eastern South Africa and Mozambique with northeasterly fluxes originating from the Mozambique Channel.

At day 0 and by construction, convection is organized at large-scale, thereby forming the northwest–southeast oriented band linking the tropics over southern Africa (15°S) and the midlatitude over the Indian Ocean (45°S), typically representative of TTT systems. Figure 9a (Fig. 9b) shows significant positive MSE (ZDEF) differences located directly to the east (west) of the TTT,

presenting the same direction as the cloud band and vertical velocity differences (Fig. 8). A strong cyclonic circulation takes place over southern Africa while the northerly moisture fluxes over Mozambique Channel develop northward, reinforcing and shifting the moisture convergence differences northeastward (Fig. 10). Important poleward transport of energy and momentum occur in the lee of the location of the cloud band, in fair agreement with the patterns discussed by Todd and Washington (1999), Todd et al. (2004), and Ratna et al. (2012).

During the following days, cloud band, ZDEF, ω_{500} , and MSE differences continue to propagate eastward and weaken. The cyclonic circulations associated with TTT events over southern Africa remain located over the subcontinent and gradually weaken between days 0 and +2 (Fig. 10). MSE (ZDEF) differences vanish completely over the Mozambique Channel at day +4 (day +3) (Fig. 9b).

These results suggest that, on average, TTT events are associated with (i) intense midlatitude troughs; (ii) moisture convergence over southern Africa, originating from the Atlantic basin on the west and the southwest Indian Ocean and Mozambique Channel on the east; and—in agreement with (ii)—(iii) an excess of moist static energy (and more particularly lower-layer humidity) over the Agulhas Current region. Two main questions arise now. (i) To what extent can the amplitude of the temperate Rossby wave and the lower-layer moisture convergence and air humidity above southern Africa discriminate the transient perturbations forming TTT events and others? (ii) Can the results raised above, based on composite analyses including a large number of events, be verified for each TTT recorded during the period?

c. Necessary versus sufficient conditions

To assess the usefulness of the results presented above to explain the formation of TTTs, ZDEF and MSE indices are computed for each occurrence of regime A associated with (i) a TTT event and (ii) others (i.e., not related to a TTT). To that end we averaged ZDEF and MSE anomalies south of the tip of the South Africa (37° – 44° S, 24° – 33° E; Fig. 9a) and south of the Mozambique Channel (27° – 33° S, 34° – 45° E; Fig. 9b), respectively. These areas correspond to the maximum positive ZDEF and MSE differences between midlatitude transient perturbations associated and those not associated with TTTs (Fig. 9). Figure 11 presents the scatterplot intersecting the corresponding ZDEF and MSE regional indices.

On average, the Rossby waves associated with TTTs have larger ZDEF (indicative of a more intense perturbation: Fig. 8) and lower-layer MSE than others. A total of 100% of the midlatitude transients associated

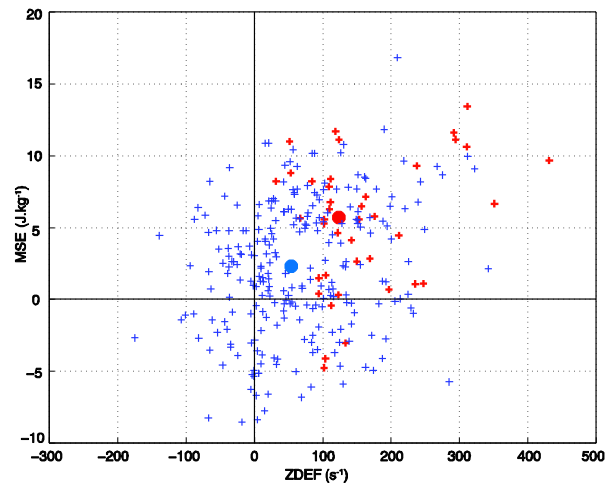


FIG. 11. Scatterplot intersecting the ZDEF and MSE regional indices for each day of ZDEF regime A. Red (blue) crosses correspond to occurrences associated (not associated) with TTT events. Red (blue) dot represents the centroid of the corresponding sample.

with tropical convection display positive ZDEF anomalies. Four (out of 41 events) are characterized by negative MSE anomalies. This seems to indicate that our previous results are valid for a large majority of TTT events.

However, some of midlatitude transients not related to TTTs also have strong positive ZDEF and MSE anomalies. This suggests a priori that we identified once again some highly favorable conditions/mechanisms but that do not lead systematically to TTT events. To understand why these cases of strong ZDEF and MSE do not lead to TTT developments, their OLR and moisture flux anomalies are plotted individually (not shown). It appears that, in these cases, maximum convection takes place farther west. Of these disturbances, 67% are indeed ascribed to OLR classes 1 (Fig. 2a; convection over western southern Africa) and 4 (Fig. 2d; convection in southwest southern Africa), followed a few days later by a TTT. It was indeed noted previously that these classes could be considered as possible precursors for TTT events (section 3a; Fauchereau et al. 2009). The robustness of the mechanism identified here, involving both a strong Rossby wave perturbation in the midlatitudes and MSE anomalies over the Agulhas Current region mostly caused by moisture advections from nearby oceans, is thus probably greater than what Fig. 11 may suggest at first view.

In the end, (i) midlatitude Rossby waves are confirmed to be a necessary condition for TTTs, in agreement with Vigaud et al. (2012); however, TTT systems are associated on average with waves that are abnormally strong

and favor large-scale atmospheric instability in the free atmosphere over subtropical and tropical southern Africa. (ii) Positive latent energy anomalies over the Agulhas Current system supply lower-layer moisture, which, associated with the large-scale instability associated with the Rossby wave, form favorable conditions for the development of atmospheric convection. Such latent energy seems to have a remote origin and is partly advected over the region by convergent lower-layer moisture fluxes originating from the southern Atlantic basin and the Mozambique Channel. Such regional convergence seems to be favored by a transient reinforcement of the so-called Angola low (Reason and Jagadheesha 2005) that leads the TTT event by at least 3 days. Over the Atlantic sector TTT development seems to be embedded in large-scale circulation anomaly patterns, involving continuous moisture fluxes between South America and Africa, as well as a transient enhancement of atmospheric convection over the subtropical southern Atlantic, occurring three to two days prior to the TTT development over southern Africa. Similar precursors, potentially useful for operational TTT forecasting, could not be found over the Indian Ocean sector: moisture fluxes there develop concomitantly with the TTT itself.

5. Conclusions and discussion

This study attempts to identify favorable conditions leading to the genesis and development of tropical temperate troughs (TTT) over southern Africa and the southwest Indian Ocean during the austral summer season (November–February). In agreement with previous work, TTTs appear to be systematically associated with a midlatitude transient perturbation, interpretable as an atmospheric Rossby wave. The reverse is not true, only 41% of the Rossby waves occurring in summer being associated with deep convective activity linking the tropics and the midlatitudes. Thus, temperate perturbations can be seen as a necessary condition for TTT development, but are not sufficient.

Based on these two categories, we attempted to identify the “phenomena” that differentiate the midlatitude transients that are and those that are not associated with TTTs. A first result shows that the Rossby waves associated with TTTs are on average stronger than others. This result is verified during the TTT occurrence but also 3 days prior to the initiation of its convection. Both categories of Rossby waves seem however to have similar longitudinal and latitudinal locations and are all likely to favor atmospheric instability over southern Africa as far as 15°S in the tropics.

In the lower latitudes, conditions favoring lower-layer atmospheric instability over tropical southern Africa

appear as another intuitive candidate that could add its own influence to midlatitude synoptic-scale variability. Results identify a few features in the tropical atmosphere that appear to be of primary importance for TTT genesis: some of them were already mentioned in the literature but their precise influence remained to be quantified, which we attempted to achieve in this work. Statistically, the development of a TTT is accompanied by strong positive moist static energy (MSE) anomalies over the Agulhas Current system, off the South African east coasts. Among the components of MSE (viz., potential, sensible, and latent energy), the latter appears as the main contributor. This excess in lower-layer air humidity leads TTT-associated convection in time and space; it develops and strengthens about 2 days prior to the maximum convection and rainfall. Instead of a solely local origin because of enhanced evaporation over the Agulhas Current system, results suggest that air humidity is partly supplied by advections from remote regions, with this transport being of course likely to combine its effects with local processes. In agreement with the literature, a TTT coincides with moisture convergence over southern Africa, due on the one hand to a reinforcement of the so-called Angola low that favors flux penetration from the Atlantic basin toward southern Africa on the west and on the other hand to easterly moisture fluxes from the nearby Indian Ocean and Mozambique Channel on the east. Fluxes are then forced to deviate southward, hereby causing the poleward export of momentum reported in previous works (Todd and Washington 1999; Todd et al. 2004; Fauchereau et al. 2009). Another promising result is that, unlike their Indian Ocean counterparts, Atlantic moisture fluxes seem to be embedded in a large-scale circulation pattern linking South America to southern Africa from about 3 to 2 days prior to the development of the TTT. This could be important for their real-time prediction.

Considering these elements together helps understanding how a temperate baroclinic instability is capable to generate (or is associated with) tropical convection as far as 15°S, with tropical moisture fluxes and convergence being equally important to destabilize the air mass and sustain convective activity over southern Africa and nearby oceans. Although this work helped understanding how tropical and temperate variability combine their effects to favor the development of convective activity from the tropics to the midlatitudes, it partly failed at identifying unequivocally some sufficient conditions leading to TTT development. This attempt could however be doomed by the nonlinear, stochastic behavior of the atmosphere and more particularly of deep moist atmospheric convection. Other components of the regional climate system could also be involved (including, for

instance, more directly the continent–atmosphere and ocean–atmosphere couplings).

In the future, we plan to assess the potential predictability of each of the components identified here to be relevant for TTT formation. Atmospheric instability and moisture fluxes over the southern Atlantic sector seem to constitute the most robust potential precursors. Although it was previously noted (Crétat and Pohl 2012) that the location of TTT-associated maximum rainfall is subject to huge uncertainties, once again, because of the chaotic component of the climate system, more studies are needed to eventually improve their operational prediction and anticipate their effects on the societies and environment.

Acknowledgments. This work is a contribution to the LEFE/IDAO VOASSI program funded by CNRS. The authors thank two anonymous reviewers for their constructive comments, as well as Jérôme Vialard, Claude Kergomard, and Mathieu Rouault for helpful discussions. ERA-40 data used in this study have been freely obtained from the ECMWF data server. Calculations were performed using high-performance computing (HPC) resources from DSI-CCUB, Université de Bourgogne.

REFERENCES

- Behera, S. K., and T. Yamagata, 2001: Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 327–330.
- Cheng, X., and J. M. Wallace, 1993: Regime analysis of the Northern Hemisphere wintertime 500-hPa height field: Spatial patterns. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2674–2696.
- Chikoo, H., and M. R. Jury, 2010: Intraseasonal variability of satellite derived rainfall and vegetation over southern Africa. *Earth Interact.*, **14**, doi:10.1175/2010EI267.1.
- Cook, C., C. J. C. Reason, and B. C. Hewitson, 2004: Wet and dry spells with a particularly wet and dry summers in the South African summer rainfall region. *Climate Res.*, **26**, 17–31.
- Cook, K. H., 2000: The south Indian convergence zone and interannual rainfall variability over southern Africa. *J. Climate*, **13**, 3789–3804.
- Crétat, J., and B. Pohl, 2012: How physical parametrizations can modulate internal variability in a regional climate model. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 714–724.
- Crimp, S. J., J. R. E. Lutjeharms, and S. J. Mason, 1998: Sensitivity of a tropical-temperate trough to sea-surface temperature anomalies in the Agulhas retroflection region. *Water SA*, **24**, 93–101.
- D'Abreton, P. C., and J. A. Lindesay, 1993: Water vapour transport over southern Africa during wet and dry early and late summer months. *Int. J. Climatol.*, **13**, 151–170.
- , and P. D. Tyson, 1995: Divergent and non-divergent water vapour transport over southern Africa during wet and dry conditions. *Meteor. Atmos. Phys.*, **55**, 47–59.
- Fauchereau, N., B. Pohl, C. Reason, M. Rouault, and Y. Richard, 2009: Recurrent daily OLR patterns in the southern Africa/southwest Indian Ocean region, implications for South African rainfall and teleconnections. *Climate Dyn.*, **32**, 575–591.
- Harangozo, S., and M. S. J. Harrison, 1983: On the use of synoptic data indicating the presence of cloud bands over southern Africa. *S. Afr. J. Sci.*, **79**, 413–414.
- Harrison, M. S. J., 1984: A generalized classification of South African summer rain-bearing synoptic systems. *Int. J. Climatol.*, **4**, 547–560.
- , 1986: A synoptic climatology of South African rainfall variations. Ph.D. dissertation, University of Witwatersrand, 341 pp.
- Hart, N. C. G., C. J. C. Reason, and N. Fauchereau, 2010: Tropical–extratropical interactions over southern Africa: Three cases of heavy summer season rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2608–2623.
- , —, and —, 2012: Cloud bands over southern Africa: Seasonality, contribution to rainfall variability and modulation by the MJO. *Climate Dyn.*, **41**, 1199–1212, doi:10.1007/s00382-012-1589-4.
- Hermes, J. C., and C. J. C. Reason, 2009: Variability in sea-surface temperature and winds in the tropical south-east Atlantic Ocean and regional rainfall relationships. *Int. J. Climatol.*, **29**, 11–21.
- Holton, J. R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 511 pp.
- Liebmann, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Lynch, S., 2003: Development of a RASTER database of annual, monthly and daily rainfall for southern Africa. WRC Rep. 1156/1/03, 78 pp.
- Lyons, S. W., 1991: Origins of convective variability over equatorial southern Africa during austral summer. *J. Climate*, **4**, 23–39.
- Manhique, A. J., C. J. C. Reason, L. Rydberg, and N. Fauchereau, 2011: ENSO and Indian sea surface temperatures with tropical temperate troughs over Mozambique and the southwest Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, **31**, 1–13.
- Michelangeli, P., R. Vautard, and B. Legras, 1995: Weather regime occurrence and quasi-stationarity. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1237–1256.
- Neu, C. W., C. R. Byers, and J. M. Peek, 1974: A technique for analysis utilization-availability data. *J. Wildl. Manage.*, **38**, 541–545.
- Pohl, B., Y. Richard, and N. Fauchereau, 2007: Influence of the Madden-Julian oscillation on southern African summer rainfall. *J. Climate*, **20**, 4227–4242.
- , N. Fauchereau, Y. Richard, M. Rouault, and C. J. C. Reason, 2009: Interactions between synoptic, intraseasonal, and interannual convective variability over southern Africa. *J. Climate*, **33**, 1033–1050.
- Racz, Z., and R. K. Smith, 1999: The dynamics of heat lows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 225–252.
- Ratna, S. B., S. Behera, J. V. Ratnam, K. Takahashi, and T. Yamagata, 2012: An index for tropical temperate troughs over southern Africa. *Climate Dyn.*, **41**, 421–441, doi:10.1007/s00382-012-1540-8.
- Reason, C. J. C., 2001: Subtropical Indian Ocean SST dipole events and southern African rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2225–2227.
- , and D. Jagadheesha, 2005: A model investigation of recent ENSO impacts over southern Africa. *Meteor. Atmos. Phys.*, **89**, 181–205.
- , W. A. Landman, and W. Tennant, 2006: Seasonal to decadal prediction of the southern African climate and its links with the variability of the Atlantic Ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 941–955.

- Renwick, J. A., and M. J. Revell, 1999: Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2233–2247.
- Rouault, M., P. Florenchie, N. Fauchereau, and C. J. C. Reason, 2003: South east Atlantic warm events and southern African rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 8009, doi:10.1029/2002GL014840.
- Todd, M., and R. Washington, 1999: Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in southern Africa and the south west Indian Ocean. *Climate Dyn.*, **15**, 937–951.
- , —, and P. I. Palmer, 2004: Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over southern Africa and the southwest Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, **24**, 555–568.
- Tyson, P. D., and R. A. Preston-White, 2000: *The Weather and Climate of Southern Africa*. Oxford University Press, 396 pp.
- Uppala, S., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vigaud, N., Y. Richard, M. Rouault, and N. Fauchereau, 2007: Water vapour transport from the tropical Atlantic and summer rainfall in tropical southern Africa. *Climate Dyn.*, **28**, 113–123.
- , B. Pohl, and J. Crétat, 2012: Tropical-temperate interactions over southern Africa simulated by a regional climate model. *Climate Dyn.*, **39**, 2895–2916, doi:10.1007/s00382-012-1314-3.
- Washington, R., and M. Todd, 1999: Tropical-temperate links in southern Africa and southwest Indian Ocean satellite-derived daily rainfall. *Int. J. Climatol.*, **19**, 1601–1616.
- Widlansky, M., 2010: Climate dynamics of the South Pacific convergence zone and similarities with other subtropical convergence zones in the Southern Hemisphere. Ph.D. dissertation, Georgia Institute of Technology, 154 pp.
- , P. J. Webster, and C. D. Hoyos, 2011: On the location and orientation of the South Pacific convergence zone. *Climate Dyn.*, **36**, 561–578, doi:10.1007/s00382-010-0871-6.
- Williams, C. J. R., D. R. Kniveton, and R. Layberry, 2007: Climatic and oceanic associations with daily rainfall extremes over southern Africa. *Int. J. Climatol.*, **27**, 93–108.
- Wolter, K., and M. S. Timlin, 1993: Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, 52–57.

2.2.4. Analyses complémentaires

Après avoir montré que le développement des TTT de CL#5 sur le subcontinent était associé à des anomalies positives d'ESH, cette section étend l'analyse aux systèmes qui se forment plus à l'est, sur le courant des Aiguilles et à proximité de l'océan Indien (CL #6 et #7). La Figure 2.7 présente les différences d'ESH entre une perturbation des moyennes latitudes du régime #B (#C) associée ou non à un TTT de CL #6 (#7) décalées dans le temps (3 jours avant et 4 jours après le début des événements de TTT).

➤ Similarités

De manière similaire à ce qui se produit lors du développement des TTT continentaux (cf. article), les TTT se formant sur l'océan Indien (CL#6 et #7) sont associés à des anomalies positives d'ESH. Ces anomalies se développent deux jours avant le début des événements et sont toujours situées à l'est du maximum de convection signé par la présence de bandes nuageuses (Fig. 2.7a-b). Cela suggère (i) une avance longitudinale (à l'est de la bande nuageuse) et temporelle (présente quelques jours avant) constante des anomalies positives d'ESH sur la convection dans les régions subtropicales ; (ii) que l'ESH est un élément la favorisant.

➤ Différences

La principale différence entre les TTT de CL #5 (cf. article) et ceux de CL #6 et #7 est la localisation géographique des anomalies positives d'ESH. L'excès d'humidité associé aux événements de CL #6 se situe sur le canal du Mozambique (Fig. 2.7a). Pour la CL #7, les anomalies d'ESH sont localisées plus à l'est, sur les côtes orientales de Madagascar (Fig. 2.7b). Ce décalage dans l'espace de l'ESH est en accord avec les variations longitudinales des TTT et des perturbations des moyennes latitudes.

Tous les TTT semblent donc être associés à des mécanismes tropicaux et tempérés similaires quel que soit leur emplacement longitudinal (perturbations aux moyennes latitudes plus creusées, excès d'humidité favorisé par les advections d'humidité depuis les océans voisins).

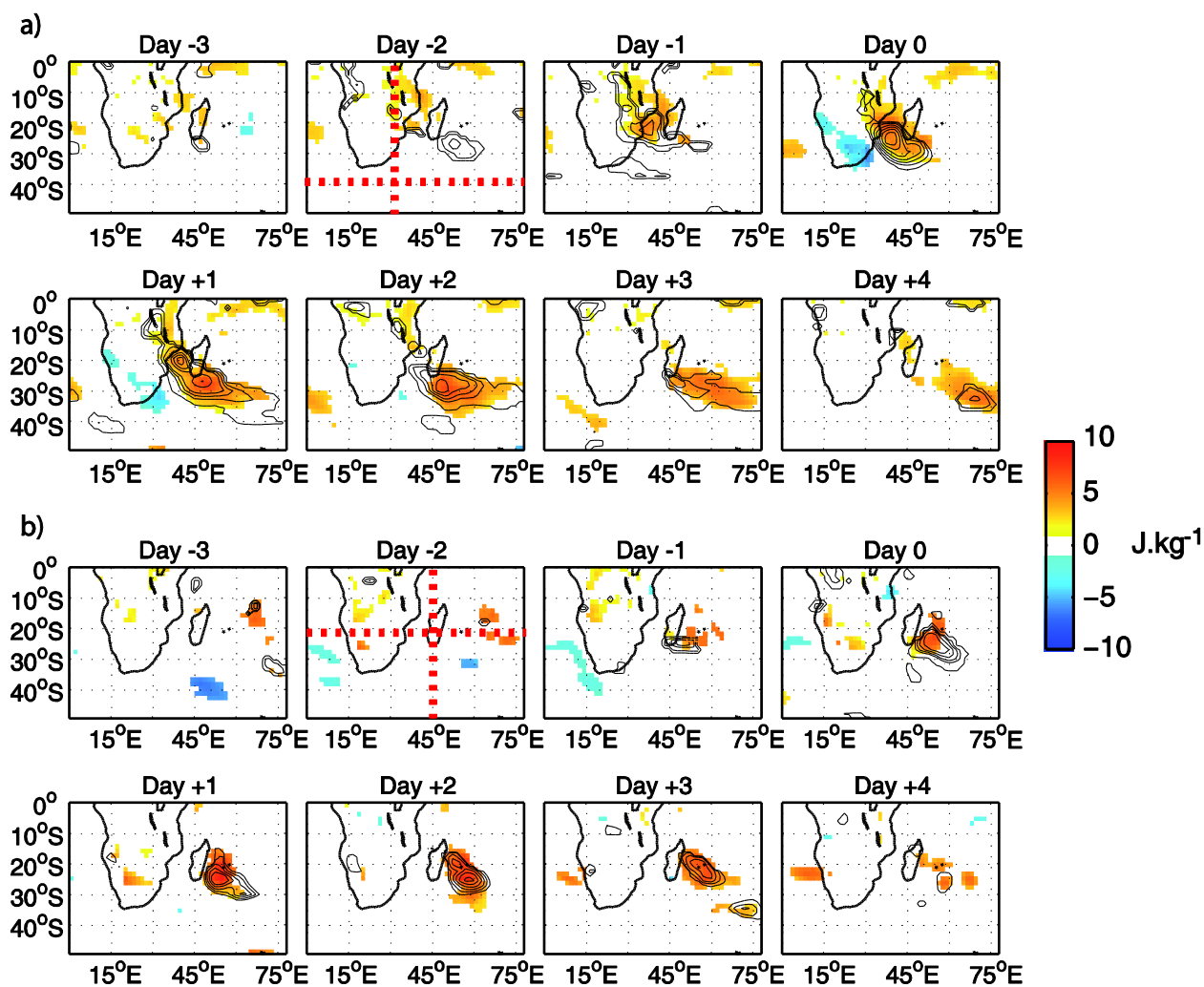


Figure 2.6 : Différences d'ESH intégrée entre 1000 et 700 hPa (couleurs, 10^2 J.kg^{-1}) et d'OLR (contours, 5 W.m^{-2} , seules les anomalies négatives sont représentées) ERA40 entre (a) les transitoires tempérées du régime #B associées aux TTT de la CL#6 et les autres, (b) les transitoires du régime #C associées aux TTT de CL#7. Seuls les points de grille dont les anomalies sont significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling sont représentés.

2.3. Synthèse de chapitre

En accord avec des travaux antérieurs (Lyons 1991; Vigaud *et al.* 2012), les **TTT sont systématiquement associés aux perturbations des moyennes latitudes, mais seulement 41% d'entre elles donnent lieu à des TTT**. Ces perturbations, pouvant être interprétées comme des ondes de Rossby, apparaissent comme une condition nécessaire mais non suffisante pour le développement des TTT.

Cette section a permis d'identifier des processus qui différencient les perturbations des moyennes latitudes associées aux interactions tropicales tempérées de celles qui ne le sont pas.

(i) **Aux moyennes latitudes**. L'ensemble des ondes de Rossby, associées ou non aux TTT, présentent les mêmes localisations géographiques et sont susceptibles de favoriser l'instabilité atmosphérique sur l'Afrique australe. Cependant **les transitoires tempérées associées aux TTT sont en moyenne plus fortes, plus creusées** que les autres et induisent une instabilité atmosphérique qui s'étend jusqu'à environ 20°S. Ce résultat est vérifié lors de la formation TTT mais aussi **dès le troisième jour avant le début d'un événement**.

(ii) **Dans les tropiques**. Certains mécanismes avaient déjà été cités dans la littérature, mais leur influence précise restait à quantifier. Les TTT sont associés à de **fortes anomalies d'humidité dans les basses couches atmosphériques** qui précèdent, dans le temps et l'espace, la convection. Cet excès d'humidité provient de processus locaux avec une évaporation accrue sur l'océan Indien mais **s'insère surtout dans des configurations atmosphérique de large échelle** (au moins de la taille du bassin Atlantique sud, voire au-delà) *via* des advections d'humidité. Les flux transportant cet air humide proviennent des océans Atlantique et Indien. Le **renforcement de l'Angola Low** dévie les flux d'humidité en provenance du bassin Atlantique vers l'Afrique australe. Ces flux d'humidité d'ouest convergent sur le subcontinent avec les flux d'humidité en provenance de l'océan Indien.

Bien que cette section ait permis de mieux comprendre comment la convection tropicale et les perturbations tempérées interagissent dans le développement des TTT, elle n'identifie pas sans équivoque les conditions suffisantes conduisant à la formation des TTT.

Toutefois, ce diagnostic climatique permet de mettre en évidence plusieurs mécanismes majeurs pour la prévision opérationnelle.

Cette section a aussi permis de démontrer que la contribution des TTT se développant sur le subcontinent aux précipitations sud-africaines est significative et croît d'ouest (20%) en est (40%). Considérant **la contribution des TTT à la pluviométrie** de l'Afrique australe, et donc sur les sociétés (hydrologie, agronomie), il est **important, dans un contexte de changement climatique, d'étudier comment les mécanismes favorables à leur formation pourraient évoluer au cours du XXI^{ème} siècle, et donc d'établir l'évolution possible de ces systèmes**

Chapitre 3. Évaluation des modèles CMIP5 et évolution du climat, des précipitations et des TTT en Afrique australe au cours du XXI^{ème} siècle selon les trajectoires 2.6 et 8.5

Introduction de chapitre

Étant donné l'importance des TTT dans la pluviométrie de l'Afrique australe, il est nécessaire, dans un contexte de changement climatique, **d'étudier comment les TTT, les précipitations et de manière plus générale le climat d'Afrique australe, pourraient évoluer au cours du XXI^{ème} siècle.** À ce jour, aucune étude n'a porté sur l'évolution des caractéristiques spatio-temporelles de ces systèmes. Ce chapitre propose une analyse de simulations CMIP5 élaborées dans le cadre du cinquième rapport (AR5) du GIEC.

- Une première partie vise à **évaluer** la capacité des **8 ESM à reproduire les conditions climatiques actuelles** de la région, représentées par les réanalyses ERA40.
- Une deuxième partie se consacre à **l'aptitude** de **8 ESM à représenter les caractéristiques spatio-temporelles des TTT.**
- Une troisième partie est dédiée à l'analyse des **évolutions du climat, des précipitations et des TTT** en Afrique australe **selon deux trajectoires radiatives** (RCP 2.6 et 8.5).
- Une quatrième partie s'intéresse au **changement dans la distribution quotidienne des précipitations** sur le sud-est de l'Afrique australe.

Puis une **discussion/réflexion sur l'évolution des TTT** dans le cadre du changement climatique est proposée en fin de chapitre.

3.1. Climatologie NDJF 1971-1999 : comparaisons entre ERA40 et les 8 ESM

Cette section vise à évaluer les capacités des 8 ESM (Table 3.1) à reproduire le climat actuel (1971-199) en NDJF en Afrique australe. Pour cela nous comparons la simulation « historical » (Hist.) aux réanalyses ERA40 afin de détecter des biais/différences systématiques. La fiabilité du modèle est mesurée par la soustraction des champs atmosphériques actuels des modèles avec ceux d'ERA40. LA fiabilité des champs réanalysés a été discutée au Chapitre 1.

Noms des Modèles Système-Terre	Acronymes
Beijing Climate Center Climate System Model 1.1	BCC
Beijing Normal University Earth System Model	BNU
Canadian Earth System Model	Can
Modèle du Centre National de Recherches Météorologiques - Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique	CNRM
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model	GFDL
Model for Interdisciplinary Research on Climate Model	MIROC
Max Planck Institute Earth System Model	MPI
Norwegian Earth System Model	Nor

Table 3. 1 : Nom des ESM retenus et acronymes utilisés dans l'étude.

3.1.1. Aptitude des 8 ESM à reproduire la température

La Figure 3.1a montre les biais de la température moyenne à 850 hPa des 8 ESM durant la saison NDJF 1971-1999, pour la simulation Hist. En Afrique australe, la température présente un gradient méridien des latitudes polaires à l'équateur (Fig. 3.1a).

L'ensemble des 8 ESM reproduisent l'existence de ce gradient méridien de température, présentant peu de différences (Fig. 3.1b) et un faible écart-type avec ERA40 (Fig. 3.1c). Cependant, ils tendent à produire des biais chauds (+4 °C) aux moyennes latitudes et des biais froids (-2°C) aux latitudes équatoriales et tropicales (Fig. 3.1b), sous-estimant ainsi le gradient méridien de température. À l'échelle du subcontinent, au sud de 24°S, tous les ESM présentent un biais froid. Ce biais froid, déjà détecté dans CMIP3 (Moise et Hudson 2008), est particulièrement marqué sur le massif du Drakensberg (sud-est de l'Afrique du Sud). Il pourrait provenir de la meilleure prise en compte des reliefs dans les ESM par rapport aux réanalyses ERA40.

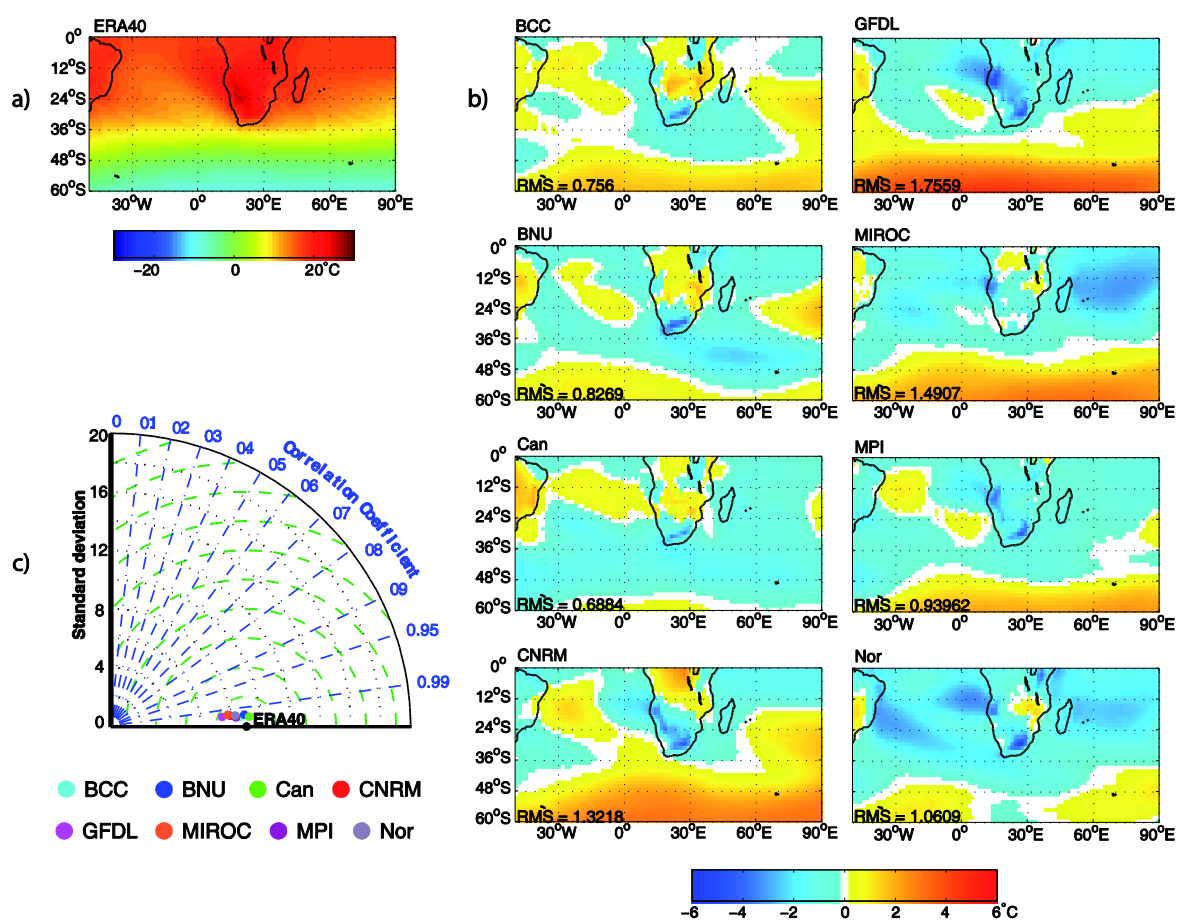


Figure 3. 1 : (a) Température ERA40 NDJF 1971-1999. (b) Différences significatives à 95% selon le test de Student entre chacun des 8 ESM et ERA40. (c) Diagramme de Taylor (Taylor 2001) de la variabilité spatiale de la température ERA40 et simulée par les ESM CMIP5, en fonction de l'erreur quadratique moyenne (RMS, vert), du coefficient de corrélation (bleu) et de l'écart-type (noir).

3.1.2. Aptitude des 8 ESM à reproduire la convection et la pluviométrie

La convection est un élément clé de la pluviométrie en Afrique australe. Dans tous les ESM celle-ci est paramétrisée, c'est-à-dire résolue selon un schéma de convection. Il convient donc d'en identifier les biais (Figure 3.2).

Les OLR NDJF moyen ERA40 et des 8 ESM (Fig. 3.2) présentent des structures spatiales similaires (Fig. 3.2a et Fig. 3.2c) avec une corrélation spatiale comprise entre 0.85 (Nor) et 0.95 (BCC et Can). Cependant les champs d'OLR restitués par les ESM présentent une forte variance (écart-type ; Fig. 3.2c) et des biais (erreur quadratique, RMS ; Fig. 3.2c).

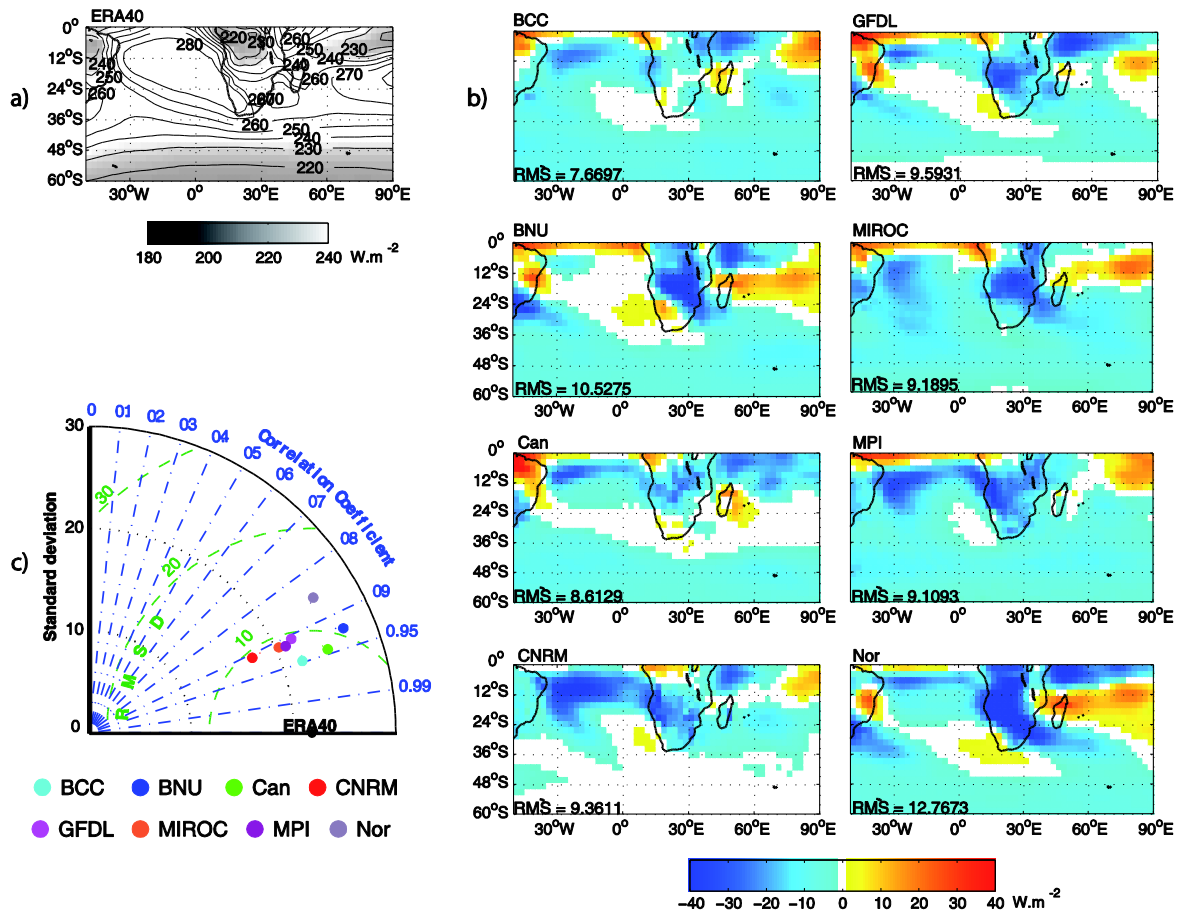


Figure 3. 2 : Comme pour la Fig. 3.1 mais pour l'OLR.

Tous les ESM ont tendance à simuler une convection trop forte (-40 W.m^{-2}) sur l'océan Indien équatorial (Fig. 3.2b) par rapport à ERA40, pouvant expliquer la surestimation des précipitations sur la région (Figure 3.3b). À l'exception de BCC et de Can, les ESM restituent des valeurs d'OLR moins élevées qu'ERA40 (convection surestimée) sur

l'Afrique australe, sans pour autant surestimer systématiquement les précipitations d'été (NDJF) sur la région (Fig. 3.3b).

Comparés aux réanalyses ERA40 (Fig. 3.3a), les ESM capturent les caractéristiques géographiques dominantes de la pluviométrie d'été (Fig. 3.3b), avec des coefficients de corrélation spatiale variant de 0.6 à 0.8. L'écart-type et l'erreur quadratique moyenne entre les précipitations ERA40 et celles simulées par chacun des ESM sont relativement faibles (Fig. 3.3.c). **Sur l'Afrique australe BCC, Can, CNRM et MPI tendent à simuler moitié moins de précipitations (- 6 mm) qu'ERA40, sur une région s'étendant du Congo à l'Afrique du Sud. Les 4 autres ESM présentent un dipôle ouest-est : ils surestiment (+ 6 mm) les précipitations sur la partie orientale du subcontinent, avec des précipitations jusqu'à 50% supérieures que les précipitations ERA40, et les sous-estiment à l'ouest.**

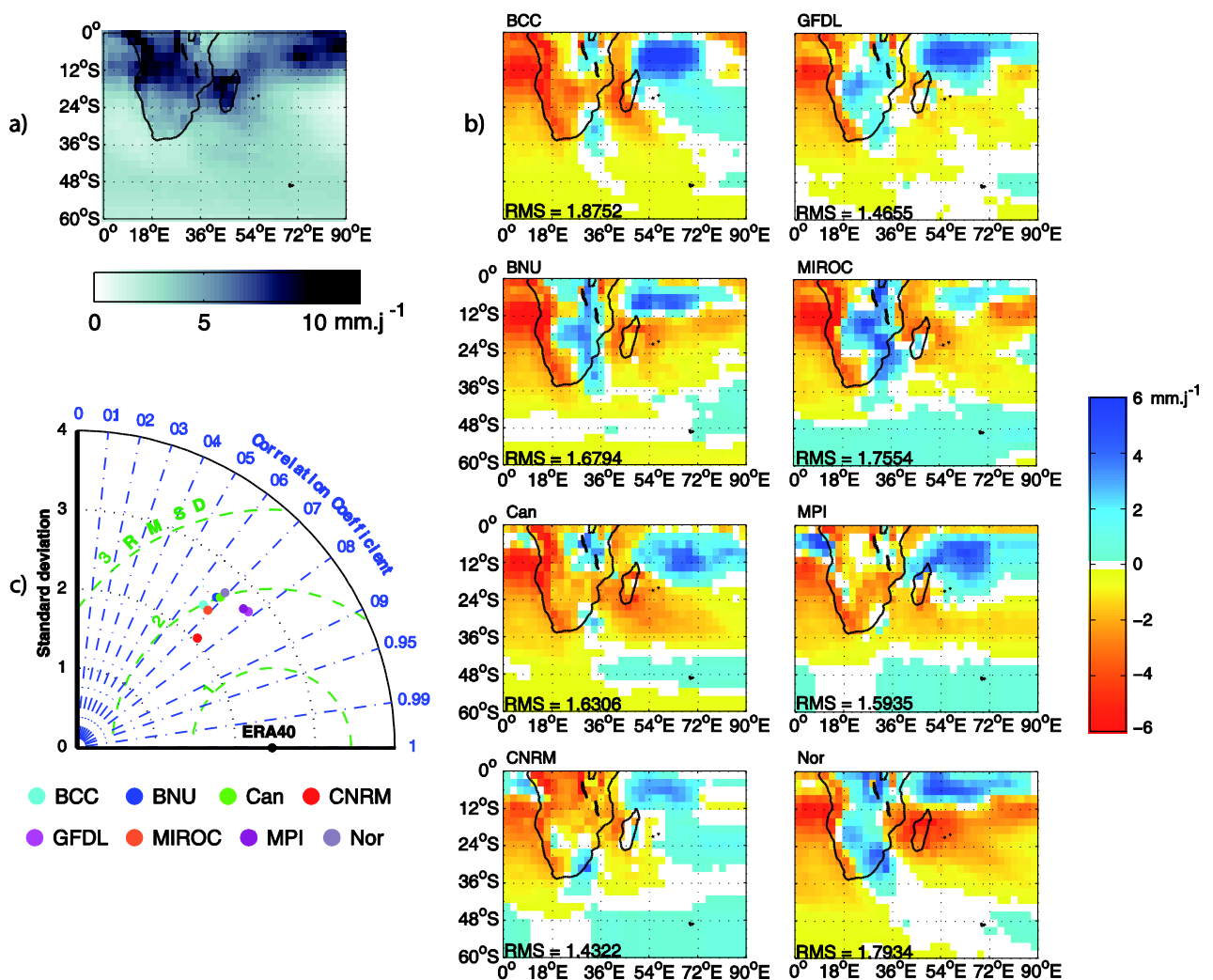


Figure 3. 3 : Comme pour la Fig. 3.1 mais pour les précipitations.

Cependant, la fiabilité des précipitations ERA40 est sujette à caution pour plusieurs raisons : (i) cette variable entièrement dépendante du modèle est considérée comme **peu fiable** ; (ii) la comparaison entre les précipitations ERA40 et celles restituées par GPCP (section 1.2.3) indique que les réanalyses tendent à surestimer les précipitations sur le bassin du Congo et la partie tropicale de l’océan Indien et à les sous-estimer sur l’Afrique du Sud et les régions subtropicales (Fig. 1.13c). Les différences entre les ESM et ERA40 pourraient alors indiquer que les ESM reproduisent mieux les faibles (fortes) quantités précipitées qu’ERA40.

Temporellement, la variabilité journalière de l’OLR et des précipitations NDJF est définie par l’écart-type journalier sur chacun des points de grille pour ERA40 et chacun des ESM. Cette variabilité est bien représentée par les ESM (non montrée). Les principales différences entre ERA40 et les ESM concernent surtout l’intensité des variations. Tous les ESM surestiment la variabilité journalière de l’OLR sur l’ensemble des points de grilles (environ 20 W.m^{-2}) et tendent à sous-estimer (surestimer) celle des précipitations sur la partie orientale (occidentale) de l’Afrique australe ($\pm 10 \text{ mm}$).

Afin de comprendre ces différences pluviométriques, les caractéristiques intrasaisonniers des précipitations (nombre de jours et intensité) simulées sont documentées et comparées à celles des réanalyses (Figure 3.4).

La Fig. 3.4a présente le nombre de jours de pluie moyen restitué par ERA40 ($> 1 \text{ mm}$) durant la saison d’été, sur chacun des points de grille. Ce nombre est maximal au niveau de la ZCIT et aux moyennes latitudes (entre 100 et 120 jours de pluie). Sur l’Afrique du Sud, on remarque un gradient zonal, le nombre de jours de pluie tend à augmenter d’ouest (environ 10% des jours de la saison) en est (environ 70%). La Fig. 3.4c quantifie pour sa part l’intensité (quantité précipitée) moyenne des jours de pluie ERA40. Les quantités précipitées maximales sont atteintes aux latitudes tropicales, en lien avec la position australe de la ZCIT. Sur l’Afrique australe, une bande (peu marquée en moyenne) orientée NO/SE relie le centre de l’Afrique australe aux moyennes latitudes, correspondant à la ZCSI. Le volume moyen par jour de pluie y est moindre comparée à la ZCIT (entre 5 et 10 mm). Aux moyennes latitudes, les volumes moyens précipités par jour de pluie sont plus faibles.

La Fig. 3.4 montre que les régions où les ESM présentent des précipitations plus importantes qu'ERA40, sont associées à des jours de précipitations (> 1 à mm) plus nombreux (Fig. 3.4b) et à des volumes précipités plus importants (Fig. 3.4d). Inversement, la partie orientale du domaine, caractérisée par des biais secs, est à relier à des biais négatifs du nombre de jours de précipitations et de volume moyen précipité par jour de pluie.

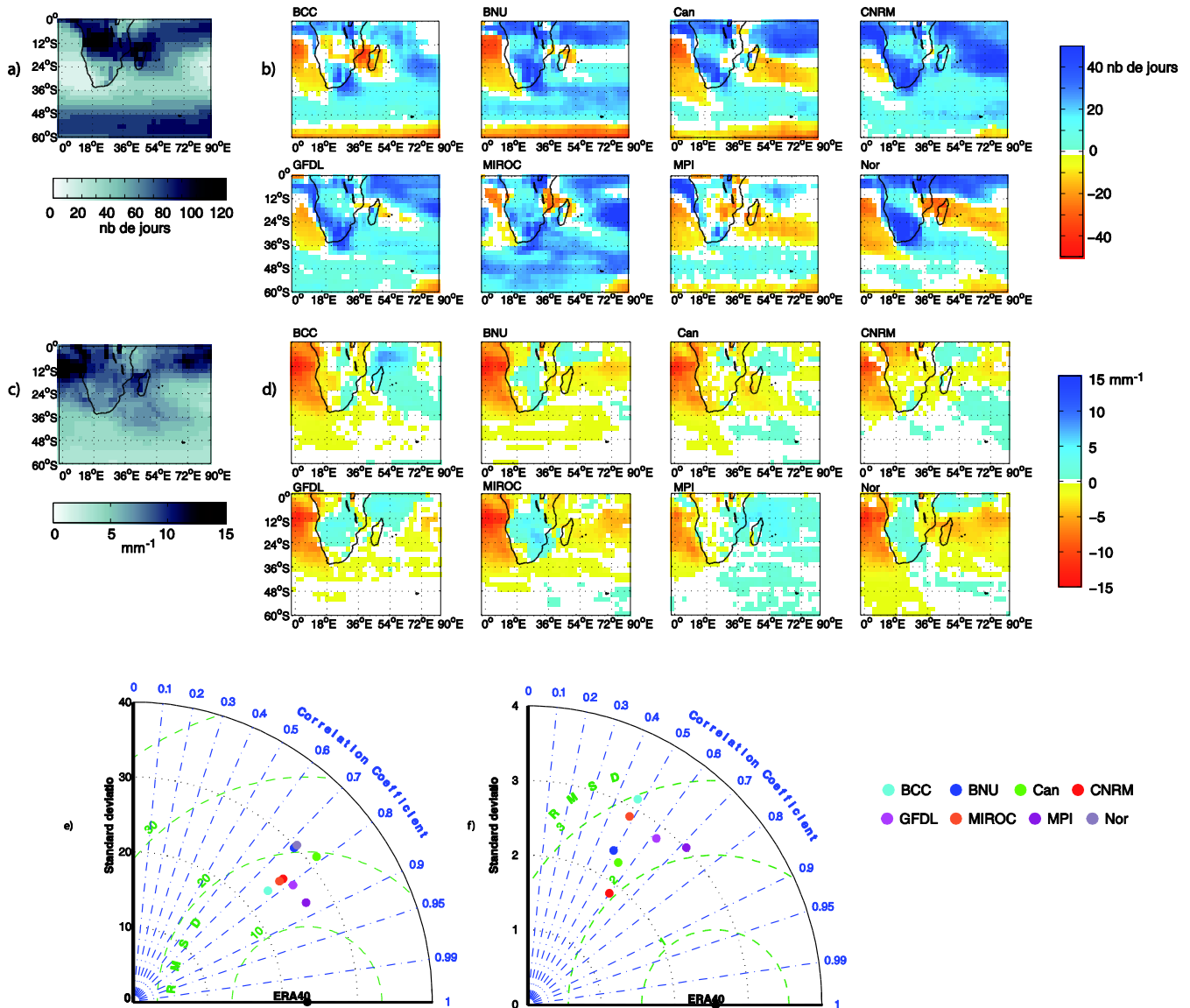


Figure 3. 4 : Comme pour la Fig. 3.1 mais pour le nombre de jours de précipitations (a,b et e) et les volumes précipités par jour de pluie (c,d et f ; en mm j⁻¹).

Les deux diagrammes (Fig. 3.4e-f) indiquent que si chaque ESM restitue correctement la variabilité spatiale des jours de précipitations (coefficient de corrélation entre 0.7 et 0.9), ils présentent une forte variance (écart-type entre 10 et 20 jours) et une erreur quadratique moyenne comprise entre 10 et 20. À *contrario*, les ESM ne reproduisent pas de manière

convenable la variabilité spatiale des volumes moyens par jour de pluie (coefficient de corrélation entre 0.5 et 0.7) mais présentent peu de variance et biais par rapport à ERA40.

3.1.3. Aptitude des 8 ESM à reproduire la circulation atmosphérique de basses couches de l'atmosphère

La circulation atmosphérique d'été sur l'Afrique australe est illustrée dans les basses couches de la troposphère (850 hPa ; Figure 3.5). Les flux d'humidité sont analysés (i) pour apporter des explications aux différences dans les champs de précipitations des ESM; (ii) car ils représentent un mécanisme tropical clé dans le développement des TTT en Afrique australe (cf. article Chapitre 2). La circulation atmosphérique des latitudes tropicales est dominée par des flux d'humidité d'est sur l'océan Indien qui pénètre sur le subcontinent au niveau du sud du Mozambique et du nord de l'Afrique du Sud (Fig. 3.5). Ces flux convergent avec les flux d'humidité d'ouest de l'océan Atlantique déviés par la dépression de l'Angola. Cette dépression est une caractéristique semi-permanente de la circulation atmosphérique d'été qui contrôle la circulation en basse et moyenne troposphère (section 2.2.3). La convergence de ces flux induit un mouvement ascendant favorisant le développement de dépressions tropicales sur la région. Aux latitudes subtropicales à moyennes, la circulation atmosphérique est dominée par la présence des anticyclones semi-permanents sur le sud-est de l'océan Atlantique (anticyclone de Sainte-Hélène) et le sud-ouest de l'océan Indien (anticyclone des Mascareignes) qui correspondent aux branches subsidentes des cellules de Hadley. Les moyennes latitudes sont caractérisées par une forte circulation d'ouest (westerlies) du fait de la prédominance des surfaces océaniques à ces latitudes

Les ESM représentent convenablement la circulation atmosphérique à 850 hPa mais ont tendance à amplifier la circulation cyclonique centrée sur l'Angola, renforçant l'advection d'humidité depuis l'océan Atlantique vers l'Afrique du Sud. En outre, les ESM présentent des précipitations abondantes sur le sud-ouest du subcontinent. Ces différences résultent d'une convergence d'humidité accrue, entre les flux de nord-ouest provenant de l'océan Atlantique et les flux d'est provenant de l'océan Indien.

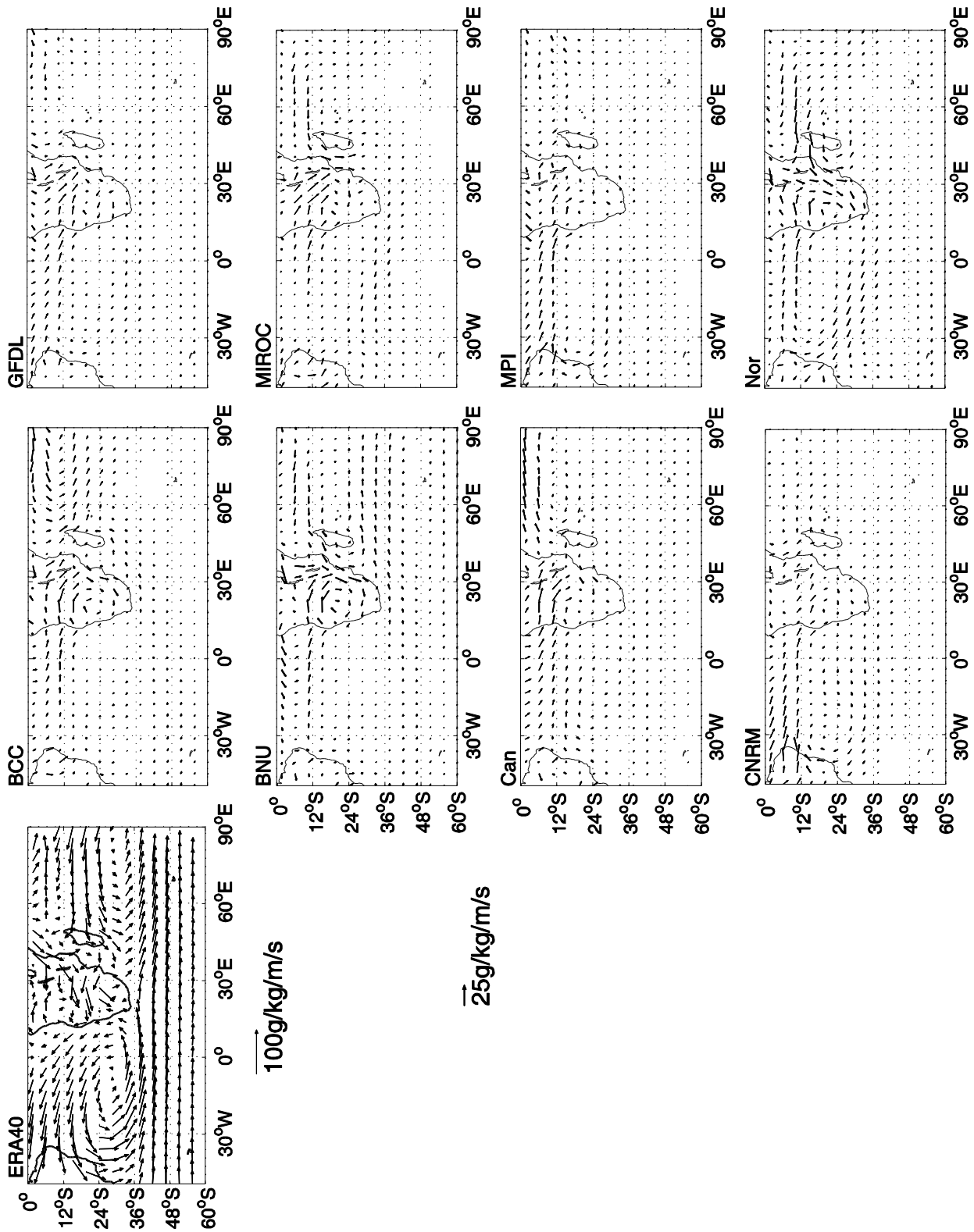


Figure 3. 5 : Flux d'humidité à 850 hPa NDJF 1971-1999 pour ERA40 (panel de gauche) et différences significatives à 95% selon le test de Student entre les ESM et ERA40 (panel du milieu et de droite).

3.2. Aptitude des 8 ESM à simuler les caractéristiques spatio-temporelles des TTT

3.2.1. Structures spatiales de l'OLR

Afin d'extraire le signal associé aux TTT en Afrique australe et sur le sud-ouest de l'océan Indien, une ACP a été appliquée sur les anomalies d'OLR quotidiennes NDJF (après retrait du cycle annuel) sur un domaine compris entre 7.5°E-70°E ; 10°S-40°S (Washington et Todd 1999; Pohl *et al.* 2009). Dans le chapitre 2, nous appliquons par la suite une classification en nuées dynamiques. Ici, pour une question de robustesse statistique, les analyses porteront uniquement sur la matrice issue de l'ACP. Le signe de certaines composantes principales (CP) a été modifié, de sorte que les phases négatives correspondent à de la convection renforcée sur la région. Pour certains modèles, les deux premières composantes principales ont été permutées. Cette opération est permise du fait que les 2 CP aient une variance expliquée très proche (environ 7% pour chacune). Pour la suite de l'étude, les CP seront dénommées TTT continental (TTTc) pour la CP restituant des anomalies négatives d'OLR sur le subcontinent et TTT océanique (TTTo) pour la CP situant les anomalies négatives d'OLR plus à l'est.

La Figure 3.6 montre les caractéristiques spatiales (champ de corrélation) associées aux deux premières CP. Elles expliquent environ 14,8% de la variance pour ERA40, la moyenne multi-modèle est légèrement supérieure (16,6%). Les 8 ESM présentent la même structure spatiale caractérisée, d'ouest en est, par une alternance d'anomalies positives et négatives d'OLR orientées NO-SE situées sur l'Afrique du Sud (Fig. 3.6a) ou Madagascar (Fig. 3.6b). Une analyse crosspectrale (Chapitre 1) montre que les deux CP sont significativement associées l'une à l'autre à l'échelle synoptique. La relation de phase entre les 2 CP est stable à 90°, indiquant que TTTc précède TTTo formant **donc une paire en quadrature**. Compte tenu de leurs structures spatiales ce résultat est interprété comme la tendance des TTT à se propager vers le nord-est, de l'Afrique du Sud vers le canal du Mozambique (Pohl *et al.* 2009). Cette relation est restituée par tous les ESM (non montré). Il existe **quelques différences** entre les ESM et ERA40, notamment dans **l'étendue spatiale des systèmes et leur inclinaison N/S**, mais globalement les **structures spatiales** simulées sont **similaires** aux réanalyses et coïncident aux localisations préférentielles des TTT. En

utilisant des MCG issus du programme CMIP3 Shongwe *et al.* (2009) parviennent à la même conclusion.

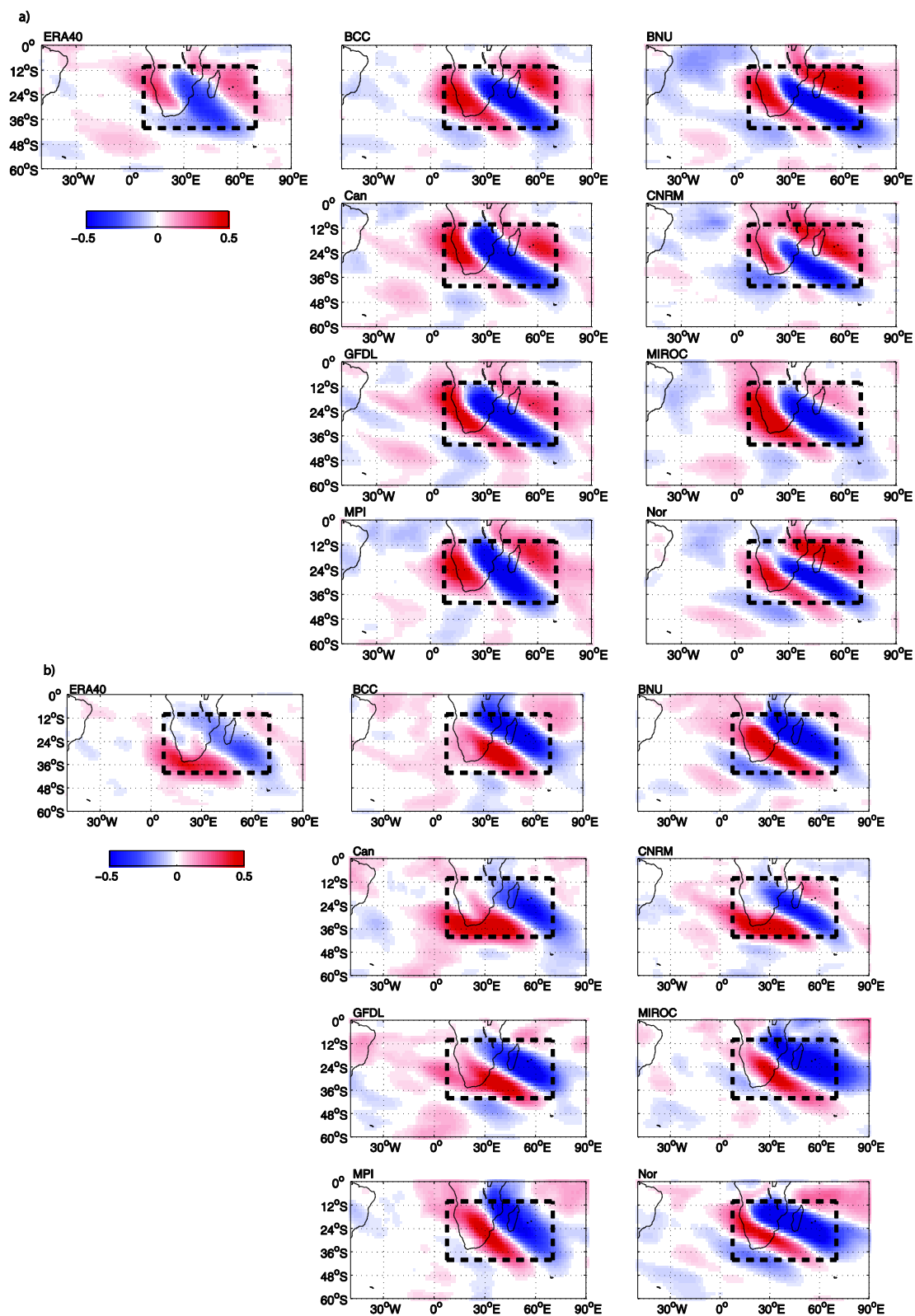


Figure 3. 6 : Champs de corrélations d'OLR NDJF 1971-1999 associés à la (a) composante principale associée aux TTTc (b) composante principale associée aux TTT0 de l'ACP définie à la section 1.3.1 pour ERA40 et les 8 ESM CMIP5. Les traits pointillés délimitent le domaine sur lequel l'ACP a été effectuée.

3.2.2. Cycle annuel et fréquence d'occurrences des TTT

L'ACP a été calculée précédemment de novembre à février, saison où les TTT sont les plus fréquents (Taljaard et Phil 1996; Hart *et al.* 2013). Afin d'étudier la capacité des ESM à restituer la saisonnalité de ses systèmes, il est nécessaire d'étendre l'analyse à tous les mois de l'année. Nous avons donc projeté des « observations supplémentaires », c'est-à-dire que nous avons intégré les anomalies d'OLR quotidiennes annuelles sur le plan factoriel calculé précédemment. Les TTT sont ensuite définis comme étant les jours durant lesquels la valeur absolue des scores est supérieure à un écart-type.

Tous les ESM reproduisent **le cycle annuel des TTTc caractérisé par une saison qui s'étend de novembre à Mars** (Figure 3.7a). Au sein de cette période se développent entre 5 et 7 bandes nuageuses par mois. Le pic d'occurrences a lieu en Décembre/Janvier. BCC, BNU, Can, GFDL (CNRM, MIROC, MPI) tendent à surestimer (sous-estimer) le nombre de TTT (Table 3.2). La moyenne multi-modèle de la fréquence d'occurrences des TTTc par an (21 TTTc/an) est comparable avec celle d'ERA40. Le cycle saisonnier TTT_o n'est pas très marqué (Fig. 3.7b) : au-dessus de l'océan Indien, d'autres systèmes convectifs que les TTT peuvent se développer (Hart *et al.* 2013).

	1971-1999	
	TTTc	TTTo.
ERA40	20.9	19.4
BCC	21.8	21.5
BNU	22.7	22
Can	21.1	21.2
CNRM	20.2	20.1
GFDL	21.3	21.3
MIROC	20.2	20.4
MPI	20.3	21.1
Nor	20.8	21
MM	21.1	21.1

Table 3. 2 : Effectif moyen du nombre (score supérieur à un écart-type) de TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) NDJF 1971-1999 pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 et la moyenne multi-modèle (MM). Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une surestimation (sous-estimation).

Durant la saison NDJF se développent en moyenne 5 TTT océaniques par mois mais l'ensemble des ESM surestiment leurs nombres mensuel et annuel (Fig 3.7b, Tab. 3.2). La surestimation du nombre de TTT, continentaux et océaniques confondus, pourrait être à relier à une convection trop forte telle qu'elle est simulée par les ESM (Fig. 3.2).

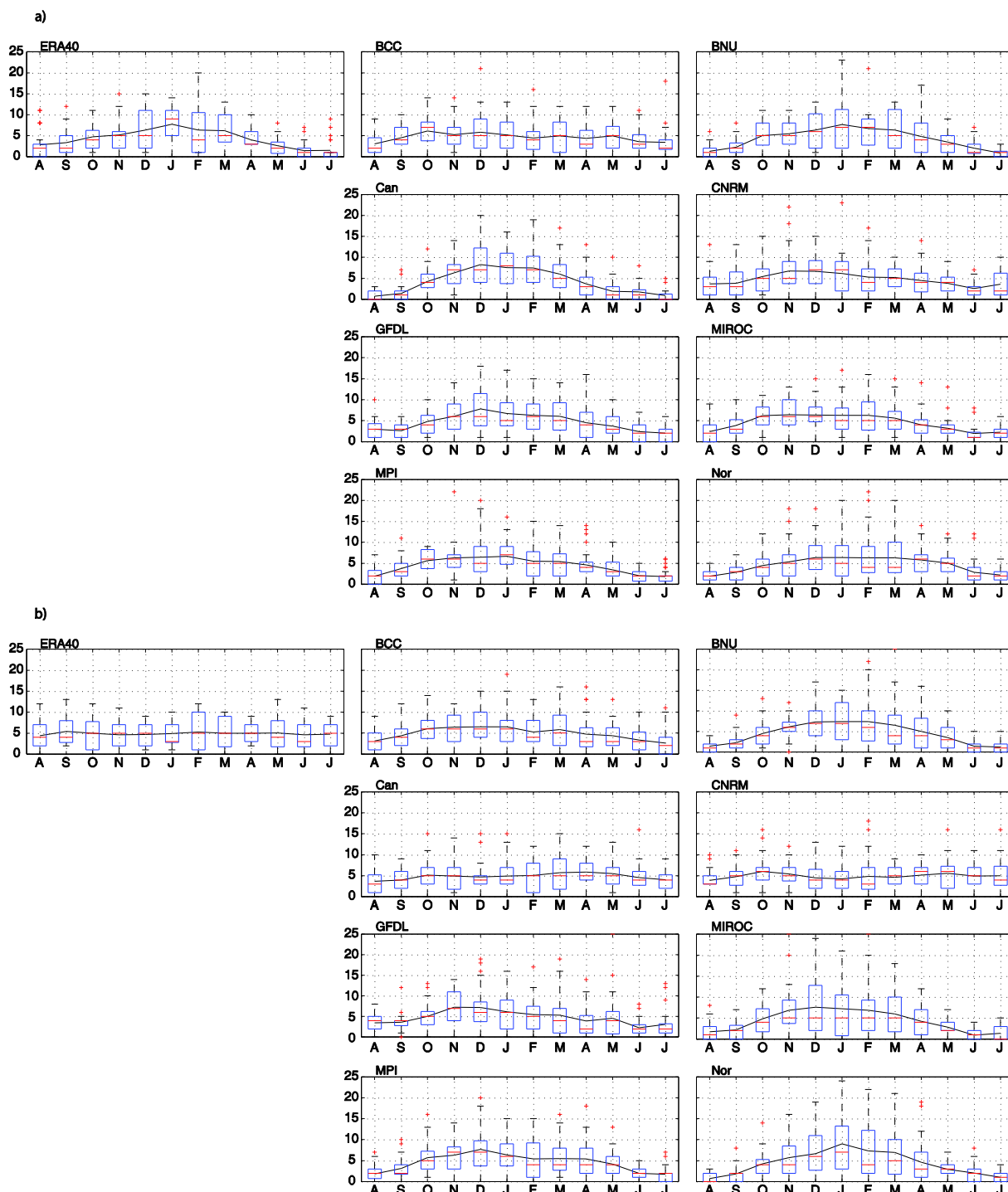


Figure 3. 7 : Cycle annuel du nombre de TTT (a) continentaux et (b) océaniques (score supérieur à un écart-type) pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 (1971-1999). La barre rouge représente la médiane du nombre d'événements par mois. Le rectangle bleu montre la distribution entre le 1^{er} et le 3^{ème} quartile, les barres noires verticales la queue de distribution et les croix rouges les valeurs extrêmes. La courbe rouge représente la moyenne.

3.2.3. Contribution des TTT aux précipitations d'été (NDJF)

La Table 3.3 et la Figure 3.8 présentent la contribution des TTT aux précipitations d'été sur l'Afrique australe (Fig. 3.8a) et le sud-ouest de l'océan Indien (Fig. 3.8b) pour ERA40 et chacun des 8 ESM. La contribution spatiale (Fig. 3.8) de ces systèmes est maximale (60%) le long de l'axe de la bande nuageuse et extrêmement faible à l'ouest et à l'est du TTT, du fait de la subsidence compensatoire en basses couches associée aux TTT (cf. Article, Chapitre 2).

Pour chacun des 8 ESM ; les TTTc, situés sur le canal du Mozambique, sont associés à des précipitations minimales (maximales) sur la partie ouest (est) de l'Afrique australe et sur Madagascar. Les TTT_o se trouvant plus à l'est sont associés à des jours secs sur le Botswana, le nord de l'Afrique du Sud et le sud du Zimbabwe et du Mozambique. En moyenne, les TTTc (TTT_o) représentent entre 16.6 et 19.% (15.9 et 18.9%) des précipitations en NDJF (Tab. 3.2) sur l'ensemble de la région d'étude.

L'ensemble de ces résultats est cohérent avec la littérature (Harrison 1984; Usman et Reason 2004; Hart *et al.* 2013; Macron *et al.* 2014), et indiquent donc que les ESM sont capables de restituer les caractéristiques spatio-temporelles des TTT et la dynamique associée (non montré ; cf Chapitre 2).

	1971-1999	
	TTTc	TTTo.
ERA40	18%	17.2%
BCC	17.4%	17.7%
BNU	19.6%	18.2%
Can	18.4%	15.9%
CNRM	16.6%	17.9%
GFDL	18.3%	17.8%
MIROC	17.3%	18.9%
MPI	16.7%	17.3%
Nor	18%	18.9%
MM	17.8%	17.8

Table 3. 3 : Contribution (en %) des TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) aux précipitations d'Afrique australe pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 (NDJF 1971-1999) et la moyenne multi-modèle (MM). Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une surestimation (sous-estimation).

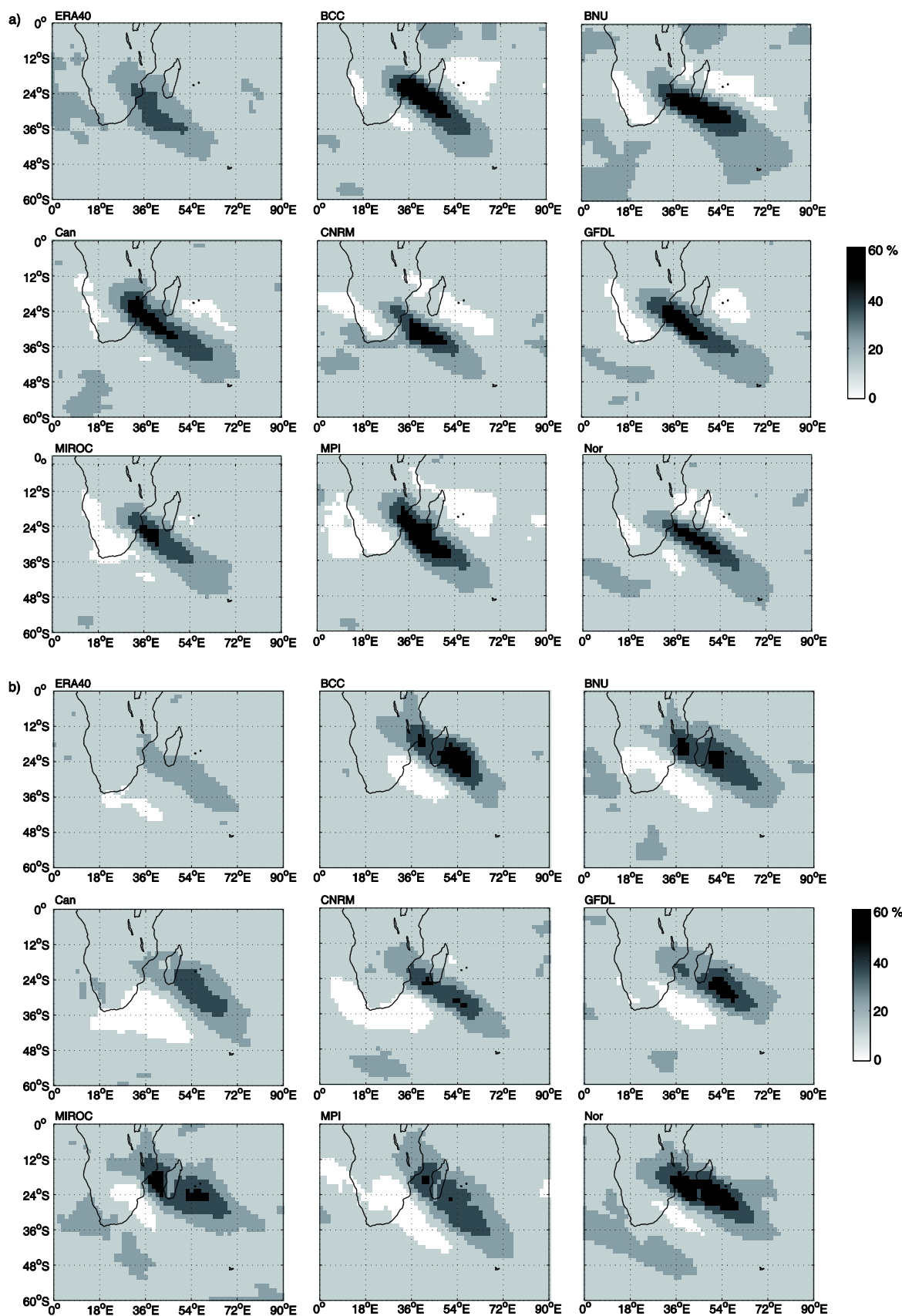


Figure 3. 8 : Contribution spatiale moyenne des (a) TTT continentaux et (b) océaniques aux précipitations pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 (NDJF 1971-1999).

3.3. Évolutions simulées du climat en Afrique australe à court (2010-2039), moyen (2040-2069) et long terme (2070-2099).

Les biais des ESM en climat actuel ne semblent pas rédhibitoires pour analyser les projections pour le XXI^{ème} siècle. De nombreuses études ont montré la vulnérabilité économique et sociétale de l'Afrique australe aux aléas climatiques (Mason et Jury 1997; Jury 2002; Reason et Jagadheesha 2005a). Cette section s'intéresse donc aux implications du changement climatique sur le climat et les TTT de la région, à court, moyen et long terme.

Note : l'ensemble des figures sont organisées de manière similaire. Les figures (a), (b) et (c) présentent les différences entre les 3 périodes futures et 1971-1999 pour les ESM forcés par la RCP 8.5. Les figures (d) montrent les différences entre les RCP 8.5 et 2.6 sur la période 2070-2099 afin de quantifier l'impact du forçage radiatif.

3.3.1. Évolution dans les caractéristiques atmosphériques de large échelle

➤ Évolution de la température

Une augmentation des températures a une incidence directe sur le cycle hydrologique *via* une évapotranspiration accrue mais aussi sur les caractéristiques spatiales des précipitations, la fréquence d'occurrences des jours secs et potentiellement les TTT. La Figure 3.9 présente l'évolution en NDJF de la température à court (2010-2039), moyen (2040-2069) et long terme (2070-2099). **L'ensemble des ESM simulent une augmentation progressive des températures.** À court terme, la température s'élève de manière quasi uniforme sur l'ensemble de la région de 1°C (Fig. 3.9a). À partir de 2040, le réchauffement varie de 2 à 4°C selon l'ESM et la région concernée (Fig. 3.9b). Can présente une forte augmentation de la température, plus de 4°C, sur toute la zone étudiée, alors que Nor montre une augmentation de 2°C. Les autres ESM indiquent que le subcontinent se réchauffe plus vite que l'océan Atlantique et l'océan Indien adjacents, plus 4° et 2°C respectivement. À noter que seul BNU simule une augmentation plus forte aux moyennes latitudes par rapport aux tropiques.

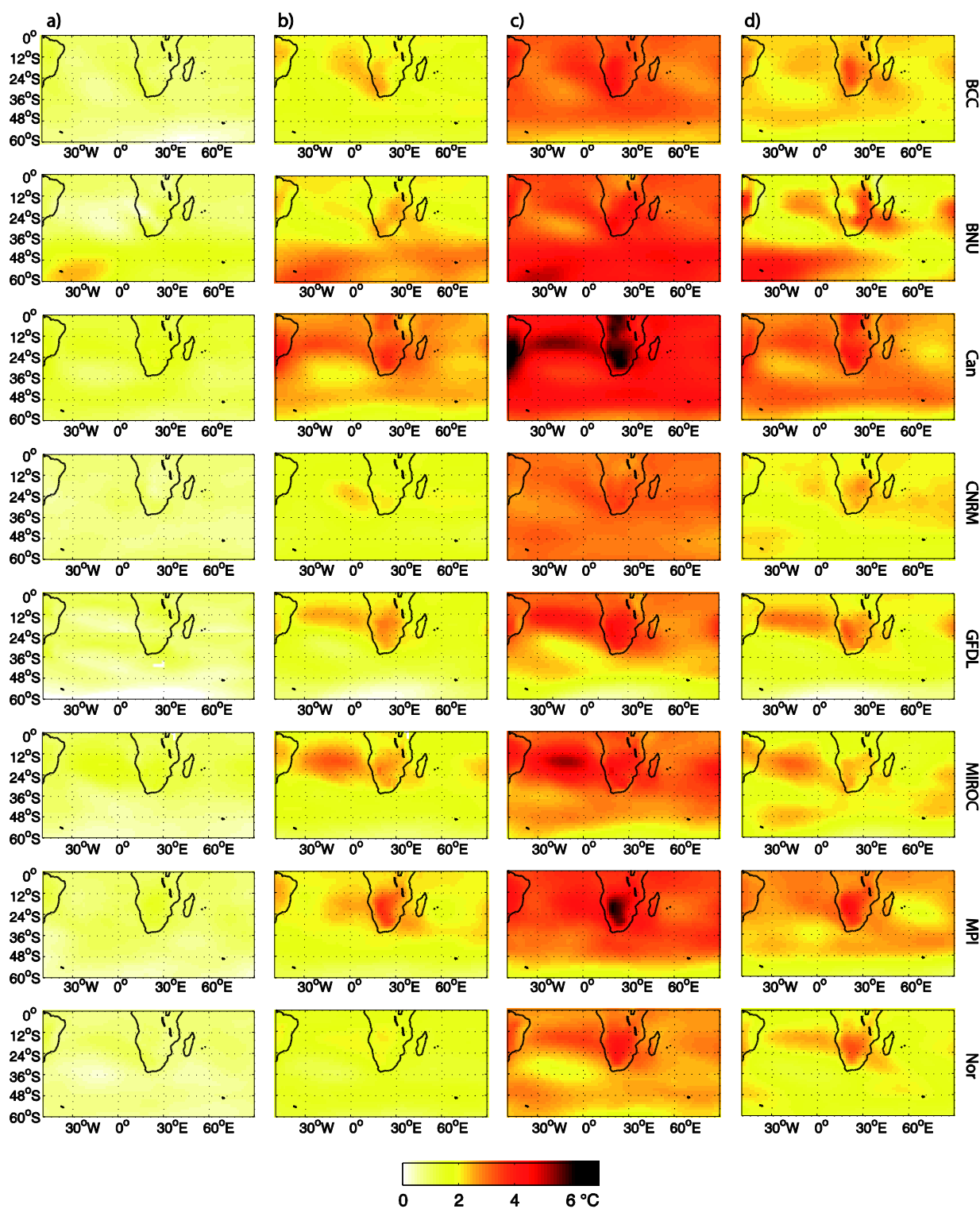


Figure 3. 9 : (a) Différence de température entre NDJF 2010-2039 et NDJF 1971-1999, pour chacun des 8 ESM forcés par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où la différence est significative selon le test de Student sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) Différences de température entre la RCP 2.6 et la RCP 8.5 sur NDJF 2070-2099 pour chacun des 8 ESM.

La tendance se poursuit jusqu'en 2100 en s'amplifiant, avec une augmentation de plus de 4°C, jusqu'à 8°C pour Can (Fig. 3.9c). Ainsi, la température en Afrique australe (+5°C), devrait augmenter plus que la moyenne mondiale (+ 4°C ; Chapitre 1, Fig. 1.9), en particulier dans les régions arides. Ce signal est cohérent avec la tendance détectée dans les observations sur le XX^{ème} siècle (Hughes et Balling 1996; Kruger et Shongwe 2004; New *et al.* 2006; Collins 2011) et dans les projections CMIP3 sur le XXI^{ème} siècle (Hudson et Jones 2002; New 2002; Matondo *et al.* 2004; Tadross *et al.* 2005). Un forçage radiatif global de 2.6 W.m⁻² d'ici 2100 permettrait de limiter ce réchauffement, notamment sur l'Afrique du Sud, la Namibie, le Botswana et le Mozambique avec une augmentation de la température de l'ordre de 2°C contre 4°C selon la trajectoire 8.5 (Fig. 3.9d).

➤ Évolution de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère

Dans ce contexte de réchauffement, l'évaporation océanique tend à augmenter fournissant plus d'humidité à l'atmosphère. L'énergie latente (EL) océanique et les flux d'humidité d'est (ouest) de l'océan Indien (Atlantique) influencent la pluviométrie et les TTT en Afrique australe (Chapitre 2) et sont donc des variables clés pour l'évolution du climat et de ces systèmes durant le XXI^{ème} siècle.

Les différences d'EL à 1000 hPa (surface océanique) entre les simulations des trois sous périodes et la simulation historique sont positives tout le long du XXI^{ème} siècle (Figure 3.10), indiquant une **augmentation de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère au-dessus de la surface de l'océan, augmentation corrélée à celle de la température**. Ceci est en accord avec une évaporation accrue. Entre 2010 et 2039, cette évolution reste relativement faible (entre 1 et 2 kJ.kg⁻¹) pour l'ensemble des ESM (Fig. 3.10a). Durant la 2040-2069, l'EL augmente progressivement, surtout dans les tropiques et aux latitudes subtropicales (Fig. 3.10b). BNU et Can montrent une plus forte augmentation de l'humidité sur l'équateur et le sud-ouest de l'océan Indien (+ 7 kJ.kg⁻¹). Cet excès d'EL est cohérent, pour Can, avec des températures plus élevées dans ces régions (Fig. 3.9). À la fin du siècle, l'EL continue d'augmenter sur l'ensemble de la région mais avec un contraste nord-sud : en surface, l'augmentation de l'humidité atmosphérique à l'équateur est supérieure que celle simulée aux moyennes latitudes (Fig. 3.10c). La Fig. 3.10d montre que dans le cas de politiques de réduction d'émissions de GES, l'augmentation de l'EL serait atténuée de l'ordre

de 5 kJ.kg^{-1} d'ici la fin du siècle. Cette évolution est donc bien une réponse à un forçage radiatif. Comme il a été noté précédemment (Chapitre 2), cet excès d'humidité sur l'Afrique australe peut provenir d'un forçage local avec une évaporation accrue sur les océans mais peut aussi être associé à de la dynamique large échelle *via* de l'advection d'humidité depuis l'ouest du bassin Atlantique et l'océan Indien.

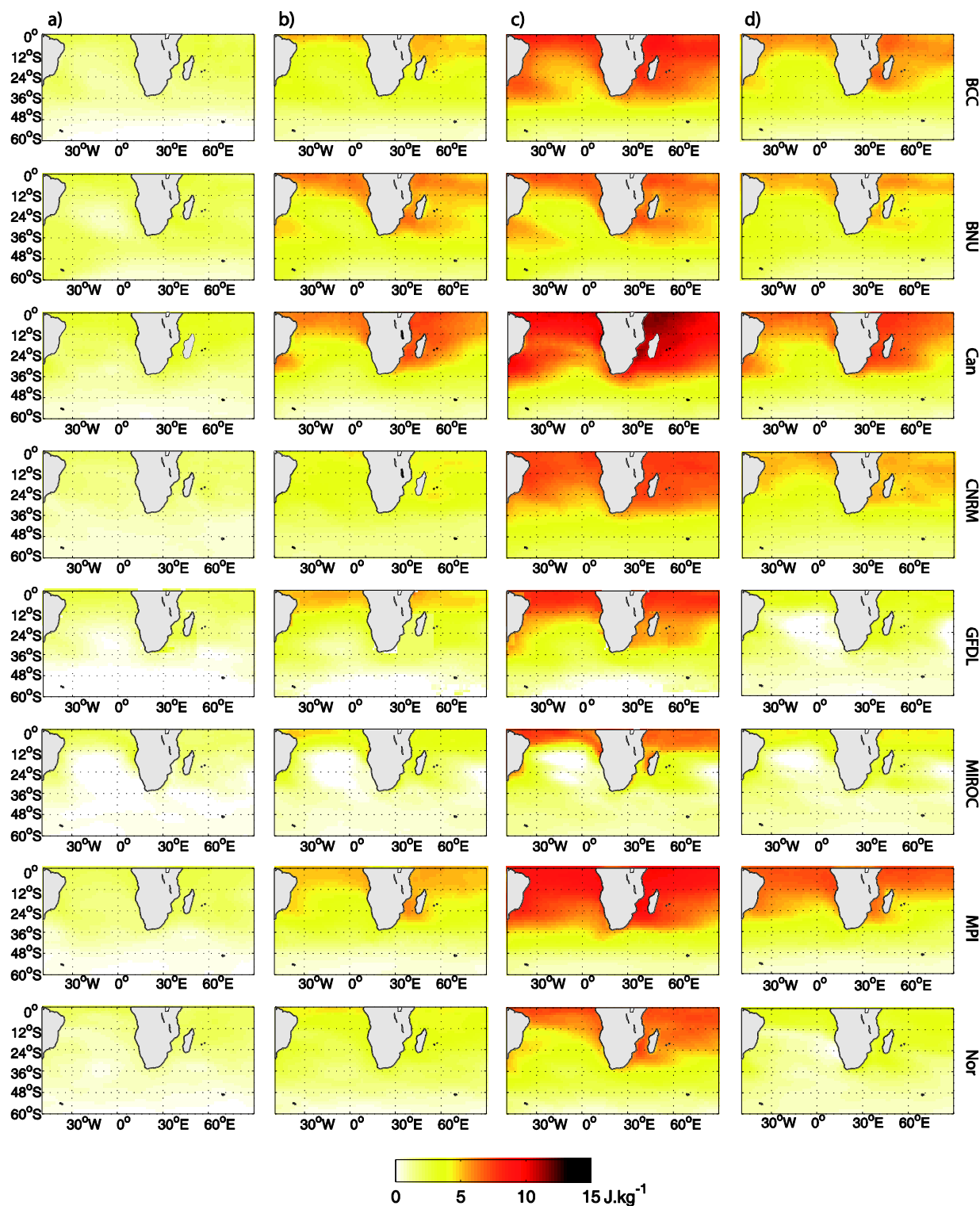


Figure 3. 10 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour l'énergie latente à 1000 hPa (en kJ.kg^{-1}).

La Figure 3.11 présente l'évolution des flux d'humidité à 850 hPa. Par soucis de lisibilité et pour éviter la redondance des commentaires, seuls les résultats de BCC sont présentés. Tous les ESM présentent les mêmes différences spatiales caractérisées principalement par un **renforcement de la dépression de l'Angola et des anticyclones des océans Atlantique et Indien** à partir de 2040 (Fig. 3.11b). Ces renforcements s'intensifient à la fin du XXI^{ème} siècle (Fig. 3.11c). On observe aussi **une augmentation des flux d'humidité d'est (ouest) de l'océan Indien (Atlantique)** qui convergent vers 12°S, amplifiant l'advection d'air chaud et humide sur l'Afrique australe en accord avec un climat plus chaud favorisant l'évaporation de surface des bassins océaniques adjacents.

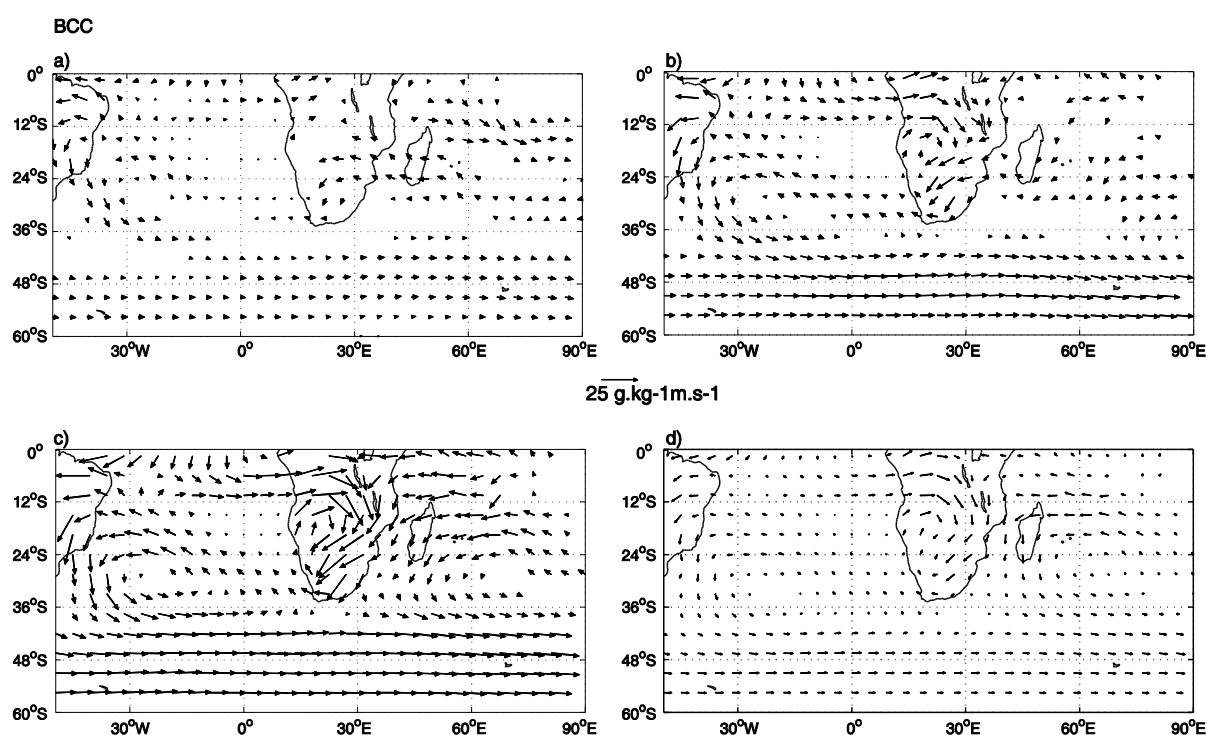


Figure 3. 11 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour les flux d'humidité à 850 hPa. Seuls les résultats obtenus avec BCC sont représentés pour une meilleure lisibilité.

Ces changements peuvent être reliés à l'évolution de la température et à la relation Clausius-Clapeyron qui prévoit une augmentation de l'humidité disponible de 6 à 7% (Allen et Ingram 2002; Pall *et al.* 2007; Allan et Soden 2008). Le renforcement de l'EL océanique et des flux d'humidité pourrait contribuer à une augmentation des précipitations et des TTT sur la région (Engelbrecht *et al.* 2009).

➤ Évolution de l'activité synoptique aux moyennes latitudes australes

La modification du gradient de température méridien (Fig. 3.9) et l'augmentation de l'humidité dans l'atmosphère (Fig. 3.10, 3.11) peuvent modifier les caractéristiques des *rails de dépressions* (*storm track* en anglais). L'écart-type du géopotential à 500 hPa filtré entre 2 et 6 jours (Blackmon 1976; Trenberth 1991b) est utilisé pour définir l'activité des dépressions aux moyennes latitudes. L'étude de Fyfe (2003) a montré que dans l'hémisphère sud, la seconde moitié du XX^{ème} siècle est marquée par la migration vers le pôle de la position moyenne des dépressions des moyennes latitudes. Ce déplacement est en partie associé à la diminution de l'ozone stratosphérique (Son *et al.* 2008) et peut être en lien avec la phase positive de l'oscillation Antarctique (Thompson *et al.* 2000; Thompson et Solomon 2002). Il s'agit ici d'étudier le rôle de l'augmentation des GES mais aussi de la reconstitution de la couche d'ozone prévue d'ici à la fin du XXI^{ème} siècle (Weatherhead *et al.* 2000) sur l'activité et la position latitudinale des dépressions synoptiques (Figure 3.12).

Durant 2010-2039, 5 ESM (BCC, CNRM, MIROC, MPI et Nor) ne présentent aucun changement significatif dans l'activité des perturbations des moyennes latitudes. Les 3 autres ESM montrent des différences positives autour de 60°S, indiquant un déplacement vers le pôle des dépressions (Fig. 3.12a). À moyen terme (Fig. 3.12b), des différences positives (négatives) du Z500 filtré apparaissent autour de l'Antarctique (moyennes et hautes latitudes). Ceci indique que l'ensemble des ESM, excepté CNRM, projettent des gradients de pression renforcés, prolongeant ainsi les tendances observées sur le XX^{ème} siècle. Yin (2005) indique que cette migration vers le sud est accompagnée d'une migration dans la même direction de la position moyenne des vents d'ouest. Les changements projetés pour la fin du siècle présentent des tendances similaires à celles simulées sur 2040-2069 (Fig. 3.12c). Ces changements sont liés aux effets combinés de la reconstitution du trou d'ozone sur l'Antarctique et de l'augmentation des GES durant le XXI^{ème} siècle. Dans un premier temps, la diminution de l'ozone associée à une croissance des GES maintiennent l'AAO dans sa phase positive (Thompson et Solomon 2002). Newman *et al.* (2006) indiquent que le rétablissement du trou d'ozone antarctique aurait lieu vers 2070. Dans le même temps, les concentrations de GES devraient continuer à augmenter. Perlwitz *et al.* (2008) ont montré que ce rétablissement, au cours du XXI^{ème} siècle, a un effet saisonnier sur la circulation troposphérique de l'hémisphère sud qui domine et s'oppose à l'effet des GES sur l'AAO.

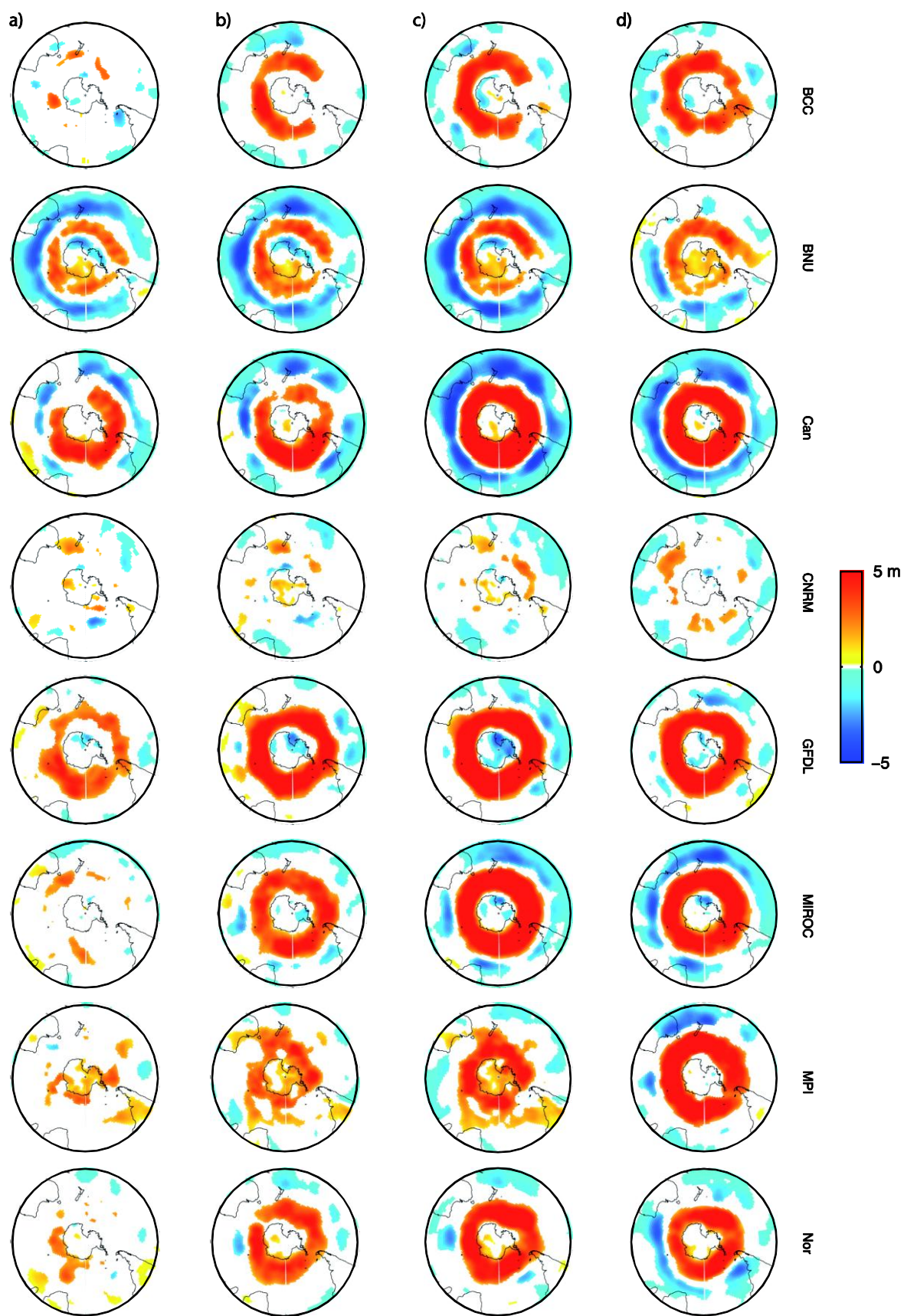


Figure 3. 12 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour l'écart-type du géopotential à 500 hPa filtré sur une bande-passante de 2-6jours.

Ainsi, **la reconstitution de la couche d'ozone permettrait de limiter le déplacement vers le pôle des dépressions** entraîné par le réchauffement climatique. Ces résultats sont similaires à ceux d'études précédentes utilisant les ESM CMIP3 (Yin 2005) ou CMIP5 (Chang *et al.* 2012; GIEC 2013). La Fig. 3.12d indique qu'un forçage radiatif de 2.6 W.m^2 associé à la reconstitution de la couche d'ozone d'ici à la fin du siècle empêcherait la migration des dépressions vers le pôle.

L'ensemble des analyses ont permis de mettre en évidence des changements des caractéristiques atmosphériques de large échelle durant le XXI^{ème} siècle : (i) augmentation de la température et de l'humidité ; (ii) renforcement des flux d'humidité sur l'Afrique australe ; (iii) migration du rail des dépressions des moyennes latitudes vers le sud. Mais ces évolutions ont-elles un effet sur les précipitations et les TTT en Afrique australe ?

3.3.2. Évolution de la pluviométrie saisonnière (NDJF)

Le but de cette section est d'identifier les possibles changements affectant (i) les précipitations NDJF moyennes et de leurs caractéristiques intrasaisonnières ; (ii) les TTT en termes de structure spatiale, de fréquence et de contribution aux précipitations.

➤ Évolution des volumes précipités en NDJF

Comparées aux variables précédentes, les précipitations projetées présentent une grande variabilité spatiale et inter-modèle, comparées aux variables étudiées précédemment. **Sur l'Afrique australe, les huit ESM simulent des évolutions très contrastées des quantités précipitées au cours du siècle, sans tendance consensuelle** (Figure 3.13). En Afrique du Sud par exemple, seul BNU simule une augmentation des précipitations d'été tandis que MPI prévoit une diminution. Quel que soit le signe de l'évolution des précipitations NDJF, la tendance devient plus marquée à partir de 2040 (Fig. 3.13b), les différences par rapport au climat actuel s'exacerbant au cours du siècle dans tous les ESM. Ici, l'intérêt de travailler avec plusieurs ESM sans les moyenner prend alors tout son sens. Ce résultat n'est pas surprenant : au cours du siècle dernier, les travaux ne montrent pas d'évolution des précipitations moyennes ou sont peu consensuels (pour une littérature complète voir Kusangaya *et al.* 2014).

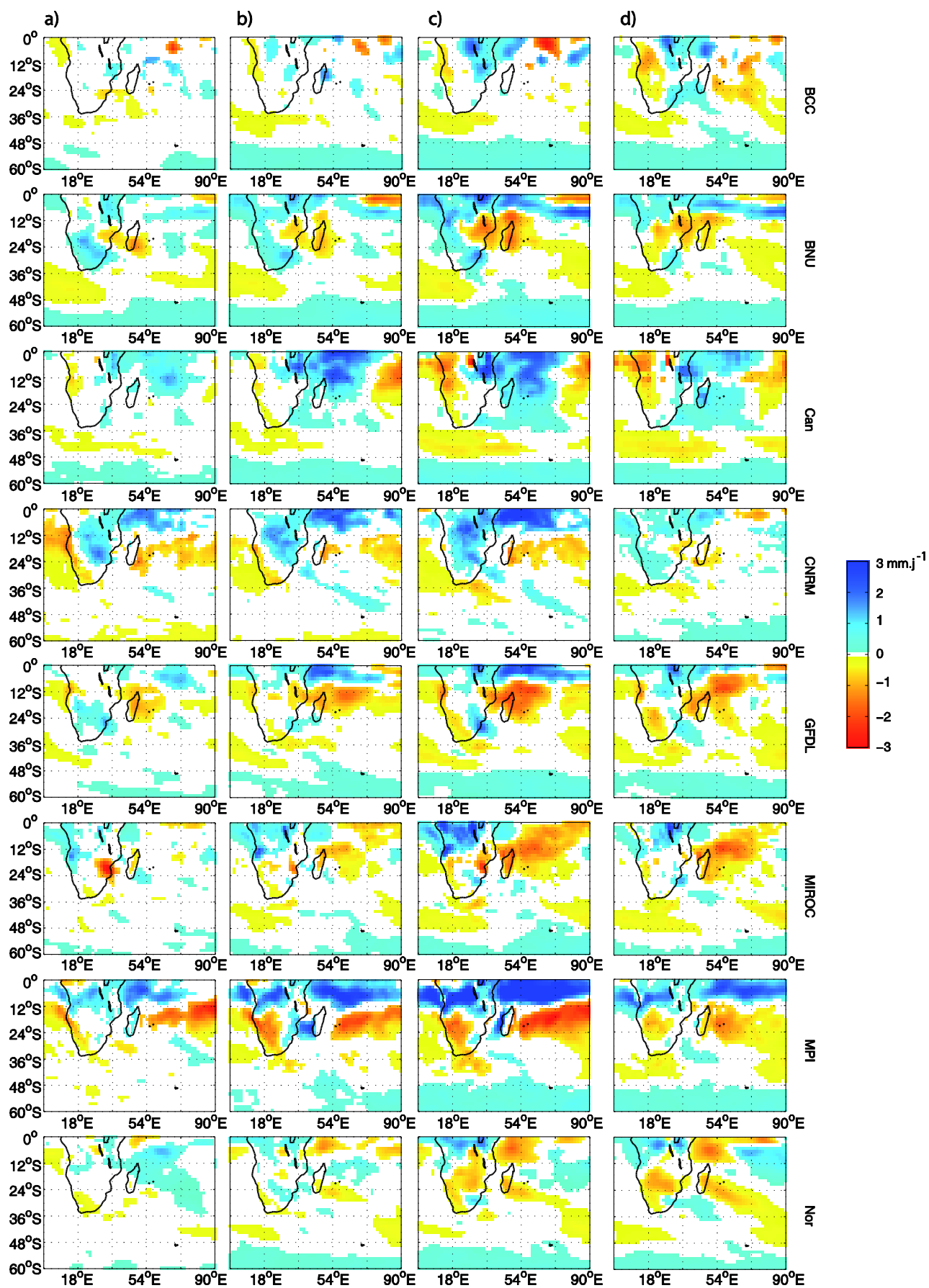


Figure 3. 13 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour les précipitations.

Tous les ESM tendent à simuler une augmentation des précipitations au niveau de la ZCIT et aux moyennes et hautes latitudes d'ici à la fin du siècle (Fig. 3.13c). Nous remarquons que les évolutions sont plus marquées sur l'océan que sur le subcontinent. (Fig. 3.13). Quel que soit le signe de l'évolution des précipitations, ces dernières répondent à un forçage radiatif (Fig. 3.13d). Contrairement à ce qu'on aurait pu attendre, les zones où le réchauffement est maximal (Fig. 3.9) ne correspondent pas forcément aux régions où les précipitations diminuent. De plus, le renforcement de la dépression de l'Angola et des flux d'humidité sur l'Afrique australe ne semble pas favoriser, en champs moyen, des précipitations plus abondantes sur la région.

Dans l'ensemble, les changements affectant les volumes moyens des précipitations sur le subcontinent sont incertains en raison (i) de la difficulté de représenter certains systèmes complexes (Douville *et al.* 2006) ; (ii) l'Afrique australe se situe entre des régions d'évolution opposée (GIEC, 2013) ; (iii) la pluviométrie de la région est caractérisée par une forte variabilité interannuelle.

➤ Évolution des caractéristiques intrasaisonniers (NDJF) des précipitations

L'analyse précédente a été étendue aux caractéristiques intrasaisonniers des précipitations, en termes de nombre de jours de précipitations (> 1 mm ; Figure 3.14) et de volumes précipités par jour de pluie (Figure 3.15). Les régions où les ESM simulent une diminution des précipitations sont en majorité associées à une diminution des volumes moyens précipités par jour de pluie et inversement. Ainsi, environ 60% des quantités précipitées durant les jours de précipitations expliquent la diminution (hausse) des précipitations NDJF. À court terme, l'Afrique australe ne semble pas connaître de changements spécifiques dans la distribution des précipitations quotidiennes (Fig. 3.14a et Fig. 3.15a). Seul BNU indique une augmentation du nombre de jours de précipitations associée à une hausse du volume précipité par jour de pluie. Ceci est en accord avec la moyenne saisonnière plus élevée projetée par le modèle (Fig. 3.13). À moyen et long terme, on observe **une réduction du nombre de jours de précipitations entre 12°S et 24°S** (Fig. 3.14b-c) mais il ne semble **pas avoir de signal clair à l'échelle de l'Afrique du Sud**.

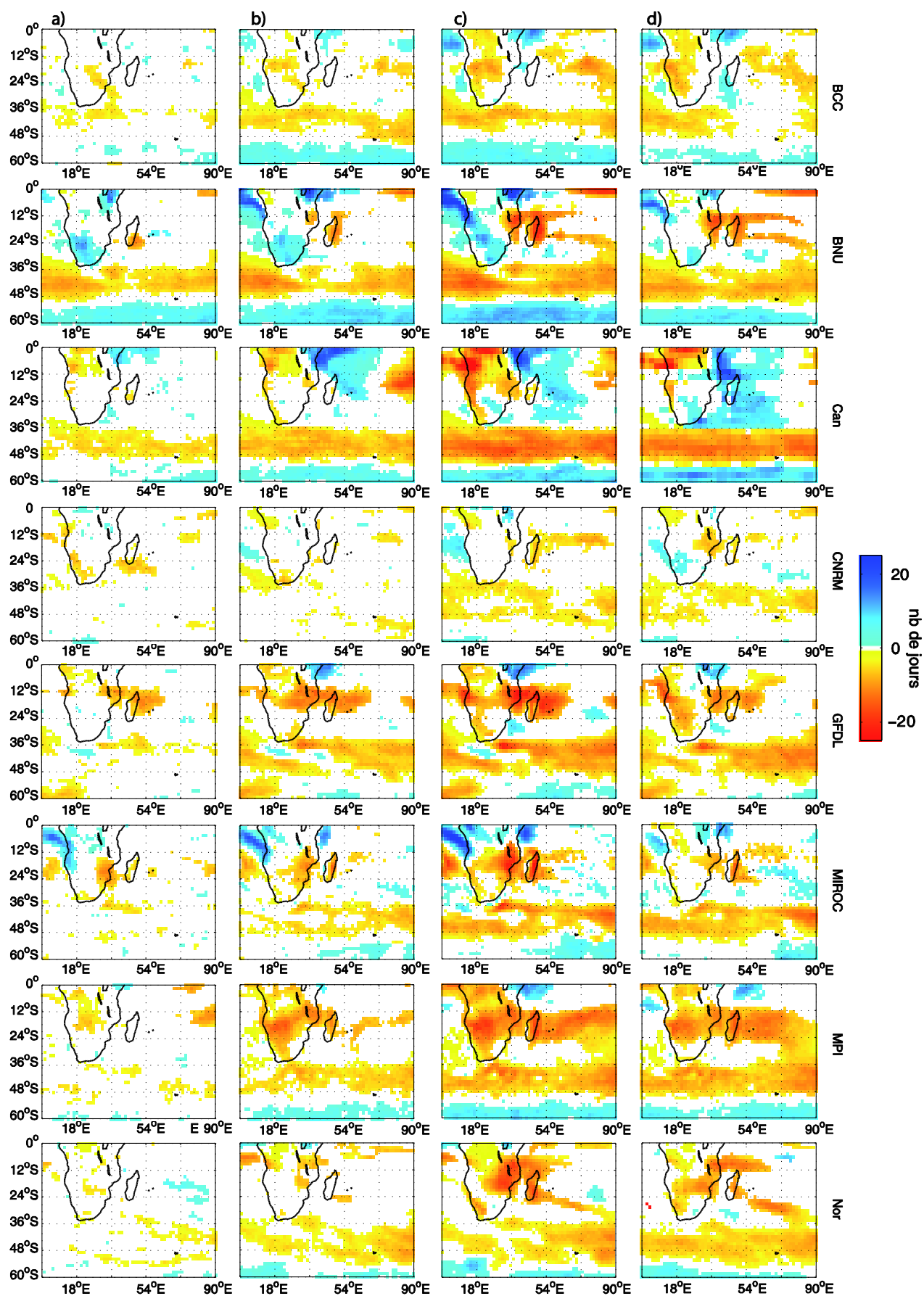


Figure 3. 14 : comme pour la Fig. 3.9 mais le nombre de jours de précipitations >1 mm.

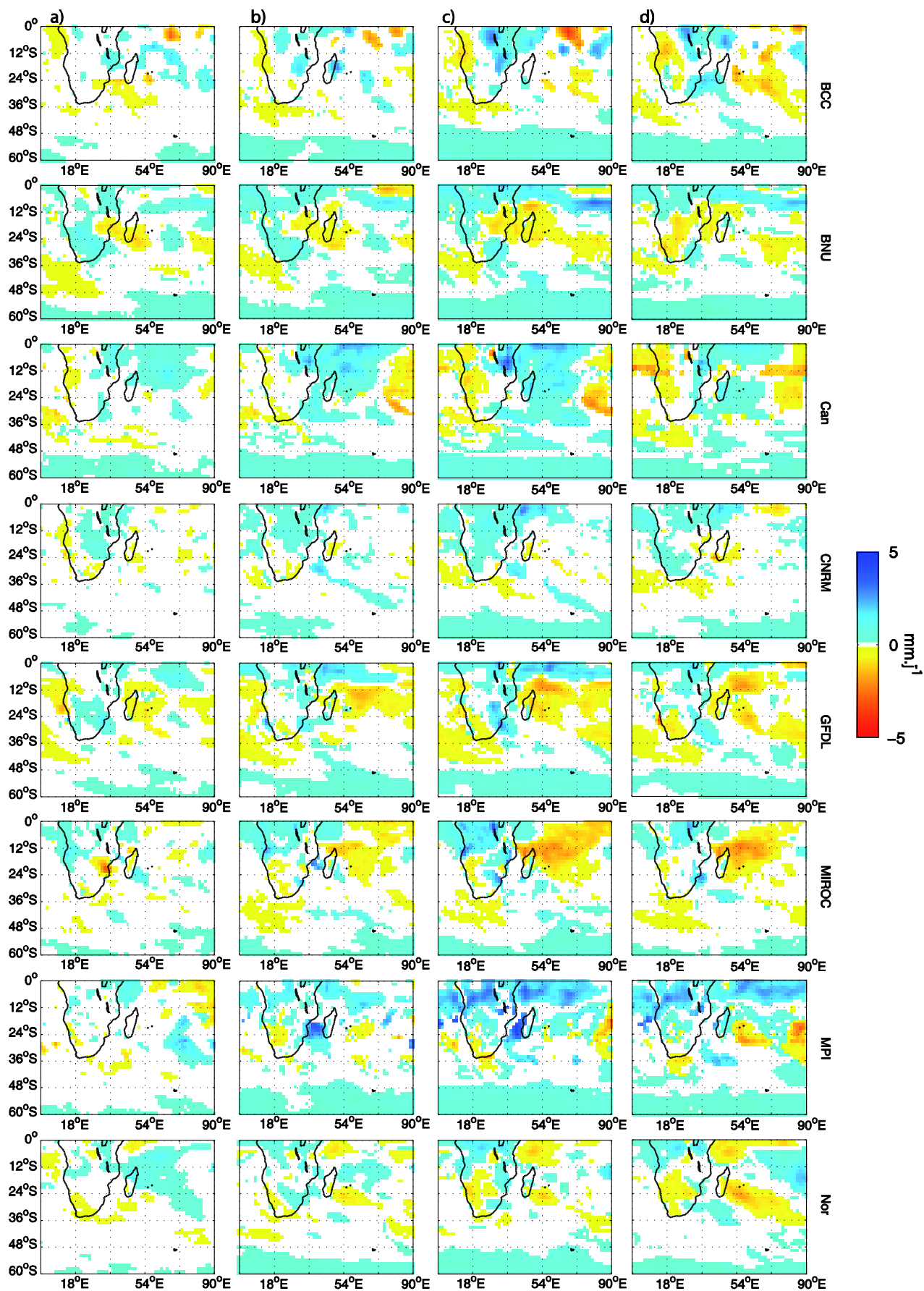


Figure 3. 15 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour les volumes moyens précipités par jour de pluie.

Dans le même temps, la Fig. 3.15 montre que les ESM tendent à simuler des changements dans les volumes moyens précipités par jour de pluie. Il semblerait que **le sud-est de l'Afrique australe puisse connaître des quantités précipitées plus importante par jour de pluie**. Ce changement interviendrait dès 2040 (Fig. 3.15b) et se renforcerait sur la fin du siècle (Fig.3.15c). Il pourrait être à relier à l'augmentation d'EL (Fig. 3.10) et des flux d'humidité d'est (Fig. 3.11) sur l'océan Indien ou encore à des TTT auxquels, en moyenne, les volumes précipités associés seraient plus abondants.

Plusieurs conclusions peuvent être tirées de cette analyse : (i) absence de consensus entre les ESM pour les volumes précipités et le nombre de jours de pluie, (ii) une étude n'intégrant pas plusieurs ESM ou les moyennerait risquerait de conduire à des conclusions peu robustes si elle ne présentait pas des cartes d'occurrences ; (iii) il semblerait qu'il y ait des une augmentation des quantités moyennes précipitées par jour de pluie sur le sud-est de l'Afrique australe. Lyon (2009) a montré une possible réduction des précipitations en Afrique australe mais souligne que cette tendance est dépendante de l'ESM utilisé. Tadross *et al.* (2005) indiquent aussi que le choix du schéma de convection est une source d'incertitude importante dans la projection des précipitations futures sur l'Afrique australe, mais aussi pour les TTT (Tozuka *et al.* 2014).

3.3.3. Évolution des TTT : fréquence d'occurrences, localisation et contribution aux précipitations

Étant donné l'importance des TTT dans la pluviométrie de l'Afrique australe cette section s'intéresse à leur évolution au cours du XXI^{ème} siècle.

➤ Projection des TTT durant le XXI^{ème} siècle

Note : la projection du produit matriciel issu de l'ACP dans le futur s'inspire de la méthode utilisée par Lo et Hendon (2000) sur la MJO.

Pour d'étudier l'évolution des TTT en termes de structure spatiale et de fréquence, ainsi que leur contribution aux précipitations NDJF en Afrique australe, nous avons projeté les anomalies NDJF d'OLR quotidiennes standardisées sur l'ensemble du XXI^{ème} siècle dans les composantes principales calculées sur NDJF 1971-1999.

Avant de procéder à la projection, nous avons appliqué une ACP sur les anomalies journalières NDJF d'OLR pour chacune des 3 périodes du XXI^{ème} siècle. Cette étape préliminaire était nécessaire pour s'assurer que la cohérence spatiale des structures de variabilité d'OLR restait inchangée au cours du XXI^{ème} siècle. L'intérêt de la projection des champs futurs dans les composantes principales est de conserver des produits matriciels aux caractéristiques similaires (variance expliquée, relation de phase...) afin de pouvoir les comparer entre eux. Elle permet aussi de s'astreindre du poids de la variabilité basse fréquence dans l'évolution des TTT. En effet, ce processus de projection suffit à filtrer les signaux basse fréquence tout en évitant l'utilisation de filtres habituels qui engendrent nécessairement des effets de bord.

La projection des deux premières CP « Hist » dans le champ d'OLR montre que les caractéristiques spatiales des TTT restent les mêmes au cours du XXI^{ème} siècle (non montré), à savoir des anomalies négatives d'OLR NO/SE situées sur l'Afrique du Sud ou Madagascar et reliant les tropiques aux moyennes latitudes (Fig. 3.6). Des analyses composites (non montré) entre « TTT futurs » et « TTT historiques » n'ont montré aucun changement dans la dynamique associée à ces systèmes (cf. Chapitre 2). Les jours représentant les TTT sont définis comme à la section 3.2.2 (i.e., jours durant lesquels la valeur absolue des scores est supérieure à un écart-type).

➤ Évolution des caractéristiques spatio-temporelle des TTT

La Table. 3.4 renseigne sur le nombre moyen d'occurrence de TTTc et TTT_o par an, à court, moyen et long terme. **On observe que la fréquence des TTTc est stationnaire sur l'ensemble du XXI^{ème} siècle** (environ 20.7/saison). Dans le détail, à court terme, le nombre moyen annuel de TTTc sur la saison NDJF est d'environ 21.1. À moyen et long terme ce nombre est d'environ 20.5 indiquant une légère diminution, non significative. En NDJF, l'occurrence annuelle moyenne des TTT_o sur le siècle est d'environ 20.8. Ce nombre tend à diminuer à court (20.5) et moyen terme (20.8), mais cette diminution est non significative. À long terme, leur nombre revient à la « normale historique ». Ce signal, même faible, dans la fréquence d'occurrences des TTT semble indiquer que les fluctuations décennales de la variabilité interne du système sont plus importantes que les changements associés aux RCP.

	1971-1999		2010-2039		2040-2069		2070-2099	
	TTTc	TTTo.	TTTc	TTTo.	TTTc	TTTo.	TTTc	TTTo.
BCC	21.8	21.5	21.5	22.6	20.9	19.8	20.2	19.8
BNU	22.7	22	22	19.7	20.4	22.3	20.5	23.9
Can	21.1	21.2	21.2	21.1	19.8	20.4	20.1	20.8
CNRM	20.2	20.1	20.1	20	20.3	20.6	20	20.5
GFDL	21.3	21.3	21.3	20.7	20.9	20	20.8	21.3
MIROC	20.2	20.4	20.4	20.8	20.1	21.3	20.7	21.2
MPI	20.3	21.1	21.1	19.8	21	21	19.7	20.1
Nor	20.8	21	21	19.8	21.2	20.8	21.3	21.3
Moyenne MM	21.05	21	21.1	20.5	20.6	20.8	20.4	21.1

Table 3. 4 : Nombre moyen de TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) NDJF 1971-1999 (noir), 2010-2039 (fond vert), 2040-2069 (fond bleu), 2070-2099 (fond rouge) pour chacun des 8 ESM et la moyenne multi-modèle. Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une augmentation (diminution), les valeurs en noires ne présentent aucune évolution.

Engelbrecht *et al.* (2009) indiquent qu'à la fin du siècle le développement des TTT pourrait être plus fréquent sur le sud-est du subcontinent. Cependant leurs analyses ne portent que sur la dynamique atmosphérique favorable à la formation de ces bandes nuageuses. Ils montrent, comme nos analyses sur les flux d'humidité (Fig. 3.11), que le renforcement projeté de la dépression de l'Angola et de l'anticyclone des Mascareignes augmenterait la fréquence d'occurrences des TTT sur le sud-est du subcontinent. Notre analyse montre que ce n'est pas le cas (Tab. 3.4), le climat moyen d'Afrique australe présente des tendances de fond qui ne semblent pas avoir d'effet sur les échelles synoptiques.

Sur l'ensemble des 3 périodes du XXI^{ème} siècle, les analyses n'ont montré **aucun changement dans la dynamique associée aux TTT, tant en termes d'intensité que de localisation** (non montré). Ainsi aucun des 8 ESM ne simulent un déplacement des TTTc, ni vers le nord-est de l'Afrique australe comme indiqué dans Shongwe *et al.* (2009), ni vers le sud-ouest comme suggéré par Engelbrecht *et al.* (2009). Il est intéressant de noter que les caractéristiques spatiales des TTT aux moyennes latitudes ne semblent pas être modifiées par la migration des perturbations tempérées vers le pôle (Fig. 3.12).

➤ Évolution de la contribution des TTT aux précipitations en Afrique australe

La suite de l'étude cherche à (i) expliquer si les événements plus pluvieux par jour de pluie (Fig. 3.15) pourraient être associés à des TTT auxquels, en moyenne, les volumes précipités associés seraient plus abondants ; (ii) si de manière plus générale, la contribution des TTT aux précipitations pourrait évoluer.

Nos analyses ont montré que la quantité précipitée pendant les événements de TTT sur le XXI^{ème} siècle restait stationnaire (non montré). Ainsi **les jours plus pluvieux mis en évidence précédemment (Fig. 3.15) ne semblent pas reliés à des TTT associés à des quantités précipitées plus importantes.**

La Figure 3.16 présente l'évolution spatiale de la contribution des TTTc et des TTT_o aux précipitations NDJF. Seul BCC est présenté. Les résultats pour les TTTc (TTT_o) peuvent être étendus à GFDL, MIROC et Nor (MPI). Les autres ESM ne présentent aucun changement. À court et moyen terme, **la contribution de l'ensemble des TTT aux précipitations est stationnaire** (Fig. 3.16a-b). Leur contribution moyenne aux précipitations en NDJF (calculée sur l'ensemble de la zone d'étude) reste également inchangée : les TTT contribuent en moyenne à 17% des précipitations de NDJF (Table 3.5).

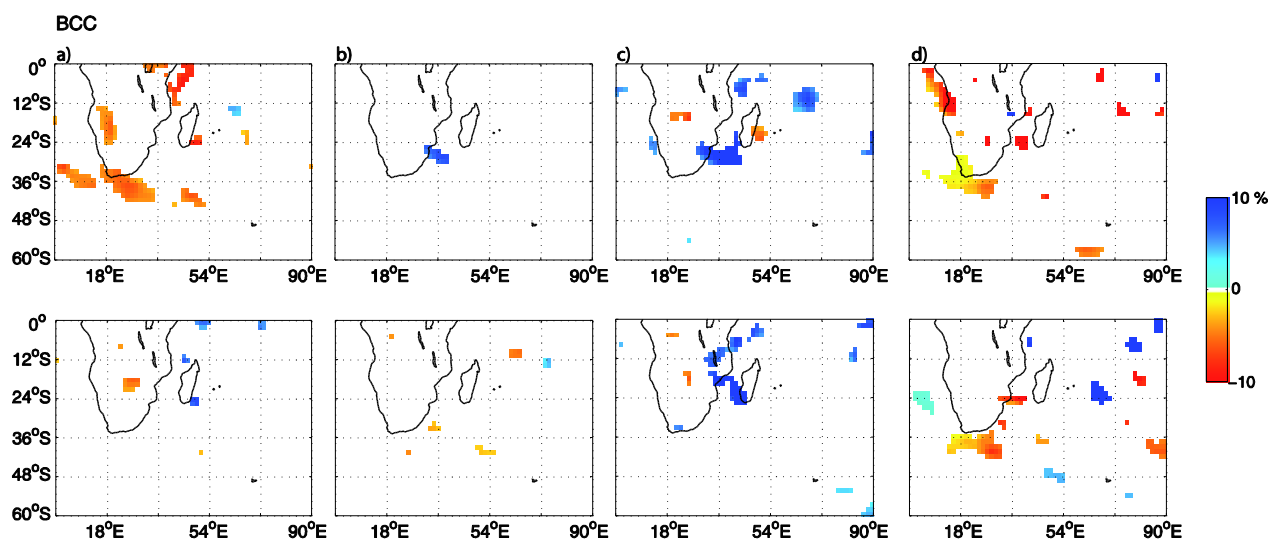


Figure 3. 16 : (a) Différence de la contribution spatiale des TTT continentaux (ligne du haut) et océaniques (ligne du bas) entre NDJF 2010-2039 et NDJF 1971-1999, pour BCC forcé par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où la différence est significative selon le test de Student sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) Différence de la contribution spatiale des TTT entre la RCP 2.6 et la RCP 8.5 sur la période NDJF 2070-2099.

À long terme, une légère augmentation de la contribution aux précipitations des TTTc semble apparaître pour la moitié des ESM (BCC, GFDL, MIROC et Nor) mais de manière très localisée (Fig. 3.16c, ligne du haut) et non significative (Tab. 3.5). Les mêmes conclusions peuvent être faites pour les TTT_o avec seulement 2 ESM (BCC et MPI) présentant ce type d'évolution (Fig. 3.16c, ligne du bas). De plus, cette augmentation ne semble pas être à relier à une forte évolution du forçage radiatif car elle n'est pas plus marquée en RCP8.5 qu'en 2.6 (Fig. 3.16d). Ici, l'intérêt de travailler avec deux RCP très contrastées prend tout son sens car aucun changement n'est détecté.

	1971-1999		2010-2039		2040-2069		2070-2099	
	TTT _c	TTT _o	TTT _c	TTT _o	TTT _c	TTT _o	TTT _c	TTT _o
BCC	17.4	17.7	17.3	17.8	17.7	17.7	19.2	18.1
BNU	19.6	18.2	17	19.3	18.1	18.5	18.8	18.2
Can	18.4	15.9	18.4	15.9	17	16.1	18.2	16
CNRM	16.6	17.9	17.3	16.5	16.2	16.5	16.3	16.5
GFDL	18.3	17.8	20.1	16.9	16.9	17.9	18.8	17.5
MIROC	17.3	18.9	17.1	19.4	17.3	17.8	18.7	17.8
MPI	16.7	17.3	17.4	17.8	17.7	18	16.6	17.9
Nor	17.4	18.9	17.6	19.4	17	19.4	18.6	16
Moyenne MM	17.7	17.8	17.8	17.9	17.2	17.7	18.1	17.3

Table 3. 5 : Contribution moyenne (en %) des TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) aux précipitations NDJF 1971-1999 (noir), 2010-2039 (fond vert), 2040-2069 (fond bleu), 2070-2099 (fond rouge) pour chacun des 8 ESM et la moyenne multi-modèle. Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une augmentation (diminution), les valeurs en noires ne présentent aucune évolution.

3.4. Vers des précipitations plus intenses ?

Sur le sud-est de l'Afrique australe une augmentation des volumes précipités moyens par jour de pluie est projetée par les 8 ESM. Cette évolution est détectable à partir de 2040. Les analyses sur les TTT ont montré que ces derniers ne sont pas responsables de cette augmentation. Le but de cette section est donc d'analyser les changements affectant les volumes précipités par jour de pluie et les extrêmes pluviométriques sur le sud-est et plus généralement l'ensemble de l'Afrique australe.

3.4.1. Évolution des caractéristiques de la distribution des précipitations quotidiennes

De nombreuses études ont montré que le réchauffement climatique peut modifier la distribution de probabilité des événements extrêmes de précipitation (e.g., Emori et Brown 2005; O’Gorman et Schneider 2009; Engelbrecht *et al.* 2013; Scoccimarro *et al.* 2013).

Pour documenter l’évolution de la distribution quotidienne de la pluviométrie, au sein de la saison NDJF, sur le sud-est de l’Afrique australe, un indice régional a été défini sur la région 22.5°S et 31.5°S/20°E et 38°E, en accord avec l’indice de Kalognomou *et al.* (2013) défini pour le projet CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment). La Figure 3.17 et la Table 3.6 présentent la distribution quotidienne des précipitations de NDJF ERA40, Hist. (1971-1999) et projetée (2070-2099) sur cette région.

Avant d’étudier l’évolution de la distribution quotidienne des précipitations il convient d’évaluer l’aptitude des ESM à la reproduire par rapport aux réanalyses ERA40. Cinq classes ont été définies (<1mm, [1, 3 mm[, [3, 5 mm[, [5, 15 mm[, >=15mm), de manière à discriminer les jours secs d’une part, et les précipitations faibles, moyennes, et intenses d’autre part. Les modèles MPI et Nor reproduisent des distributions très éloignées d’ERA40 et sont donc exclus pour la suite de l’étude (Fig.3.17). Selon les réanalyses ERA40, le sud-est de l’Afrique australe est caractérisé par environ 13% de jours secs sur l’indice régional défini auparavant (Fig. 3.17, Tab. 3.6). 57% des jours donnent lieu à de faibles précipitations (33.1%) ou à des précipitations modérées (24.2%), du moins en moyenne spatiale sur la fenêtre définie. Les jours de fortes précipitations (entre 5 et 15 mm.j⁻¹) et de très fortes précipitations (supérieurs à 15 mm) représentent, respectivement, 28.4% et 1% des jours de la saison (Tab. 1.6) en moyenne spatiale sur le sud-est de l’Afrique australe.

BNU, CNRM et MIROC reproduisent de manière assez réaliste la distribution quotidienne des précipitations. Ils sous-estiment néanmoins le nombre de jours secs et de faibles précipitations mais tendent à surestimer le nombre de jours de fortes précipitations (Fig. 3.17, Tab. 3.6). Dans l’ensemble tous ESM présentent quelques biais. 4 ESM (BNU, CNRM GFDL et MIROC) tendent à sous-estimer le nombre de jours secs et où les jours les précipitations comprises entre 1 et 3 mm. Quelques biais sont aussi à noter pour le nombre de jours où les précipitations sont supérieures à 15 mm : les modèles BCC et MIROC (MPI) simulent plus (moins) de jours à très fortes précipitations.

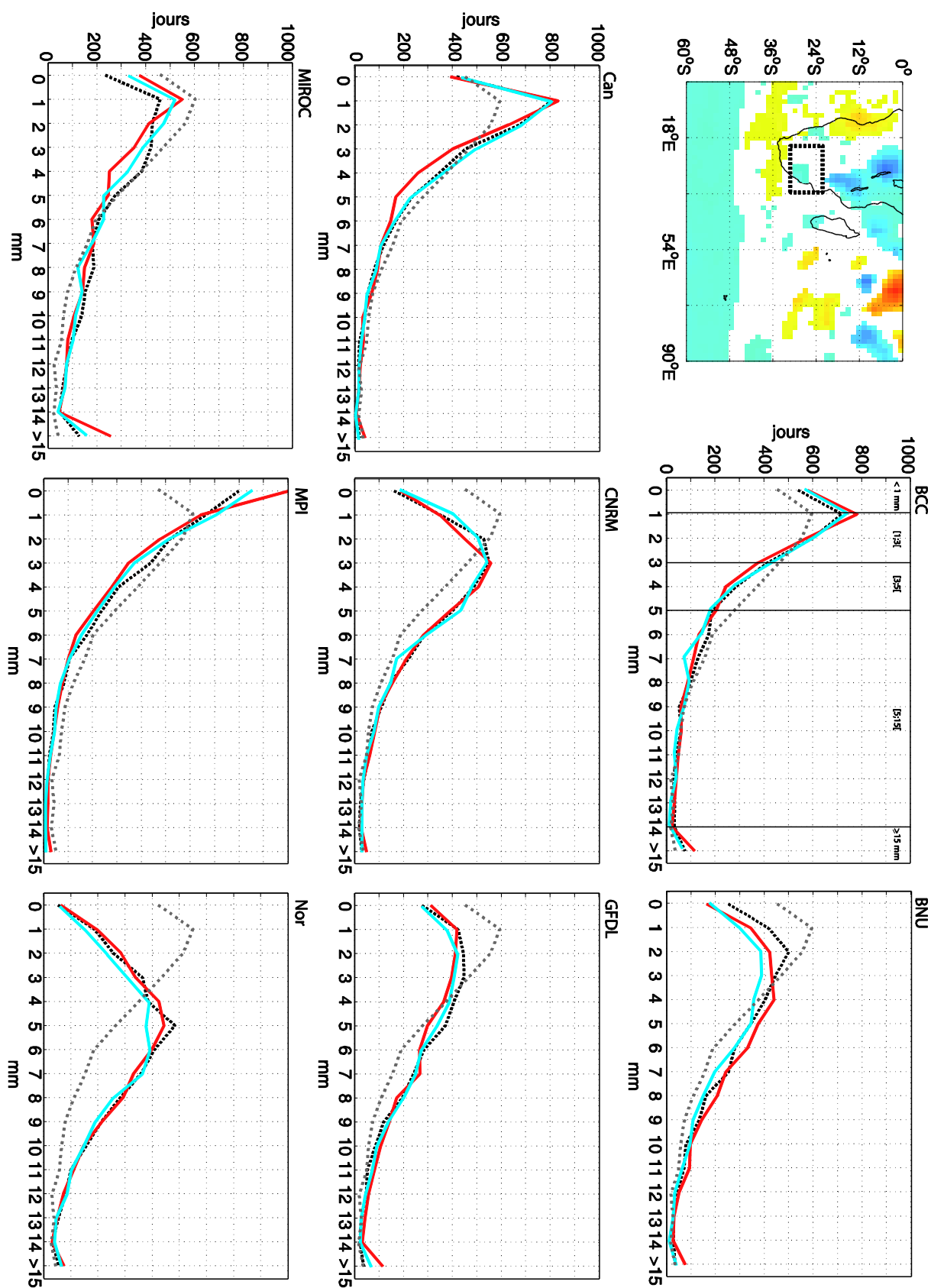


Figure 3. 17 : Distribution des précipitations quotidiennes du domaine 22.5°-31.5°S et 20°E-38°E en NDJF 1971-1999 pour ERA40 (pointillés gris) et la simulation historique (pointillés noirs) des 8 ESM et en NDJF 2070-2099 pour la trajectoire 2.6 (ligne bleue) et la trajectoire 8.5 (ligne rouge).

	ERA40	BCC	BNU	Can	CNRM	GFDL	MIROC	MM
< 1 mm (jours secs)	13.2	15.5	7.3	12	4.7	7.8	6.8	7.7
		16.5	6.2	12.4	5.4	8.3	9.7	9.8
		16.6	4.7	12.1	5.7	9	10.7	9.8
[1, 3 mm [(faibles)	33.1	37.9	26.4	42.6	25.3	24.9	25.4	28.9
		38.7	22.6	42.5	26.3	23.8	29.3	30.5
		38.9	22.1	44.8	23.2	23.9	27.7	30.1
[3, 5 mm [(modérées)	24.2	20.2	24.4	23	29.7	24.5	23.2	25
		20.9	24.7	24.1	29	22.8	20	23.6
		17.8	25	20.3	30.5	21.9	17.4	22.2
[5, 15 mm [(fortes)	28.4	24.2	40.9	21.8	39.4	41.7	41	37
		21.7	44.9	20.6	38.5	42.9	36.5	34.2
		23.4	46	21.5	39	41.9	36.8	34.8
>= 15 mm (très fortes)	1.1	2.2	1	0.6	0.9	1.1	3.6	1.4
		2.2	1.6	0.4	0.8	2.2	4.5	2
		3.3	2.2	1.3	1.6	3.3	7.4	3.2

Table 3. 6 : Distribution des jours de précipitations (en %) selon les classes de précipitations sur le domaine 22.5°-31.5°S et 20°E-38°E. Période d'analyse : NDJF 1971-1999 pour ERA40 et la simulation historique (noir) et NDJF 2070-2099 pour la trajectoire 2.6 (bleu) et la trajectoire 8.5 (rouge). Les valeurs en gras indiquent une évolution significative selon le test de Student (95%). La moyenne multi-modèle simulant une augmentation (diminution) est marquée par un fond rouge (bleu). Les ESM partageant la même tendance que le multi-modèle sont indiqués par un fond gris.

D'après la Tab 3.6, la moyenne multi-modèle indique une **légère augmentation (non significative) des jours secs et des jours à faibles précipitations d'ici à la fin du siècle pour les deux RCP (2.6 et 8.5)** sur l'ensemble de la fenêtre. Dans le détail, ces évolutions sont contrastées d'un ESM à l'autre. 4 ESM (BCC, CNRM, GFDL et MIROC) simulent une augmentation des jours secs, alors que seul BNU présente une diminution des ces jours. Can lui ne présente aucune évolution. Concernant les jours de pluies avec de faibles précipitations, seulement 3 ESM (BCC, Can et MIROC) simulent une augmentation alors que les 3 autres (BNU, CNRM et GFDL) présentent une diminution des ces jours.

Les jours de pluies où les précipitations sont modérées ([3 ; 5 mm [) diminuent de manière significative de l'ordre de 10% (6%) selon la RCP 8.5 (2.6), à long terme (2070-2099), en moyenne multi-modèle, sur le sud-est de l'Afrique australe. Cette tendance est partagée par BCC, Can, GFDL et MIROC, tandis que BNU et CNRM simule une augmentation, non significative, de ces jours (Tab. 3.6).

Les **jours à fortes précipitations** ([3 ; 5 mm]) présentent la même évolution, avec **une baisse significative de 6% (7.5%) de ces jours selon la RCP 8.5 (2.6)**. Bien que cette diminution, en moyenne multi-modèle, soit simulée par 4 ESM (BCC, Can, CNRM, MIROC), elle semble tirée par la forte baisse (12%) simulée par MIROC (Tab. 3.6).

Dans le même temps, les 6 ESM, simulent une **augmentation des jours à très fortes précipitations à long terme** selon les RCP 8.5 et 2.6 (Fig. 3.17, Tab. 3.6). **Le nombre de jours avec des précipitations supérieures à 15 mm doublerait d'ici à la fin du siècle pour l'ensemble des ESM selon la RCP 8.5**. Les plus fortes hausses sont simulées par GFDL et MIROC, passant de 40 événements à 110 pour le premier et de 120 à 160 pour le second selon la RCP 8.5 (Fig. 3.17). Un forçage radiatif de 2.6 W.m² d'ici à la fin du siècle limiterait cette augmentation du nombre du jour à très fortes précipitations. Cette hausse du nombre de jours de précipitations supérieures à 15 mm n'est pas associée à une évolution du nombre de jours secs, mais est associée à une diminution du nombre de jour de pluie où les précipitations sont de modérées à fortes. L'ensemble de ces résultats sont conformes aux études antérieures qui montrent une augmentation significative de la fréquence du nombre de jours de fortes précipitations sur cette région (Joubert *et al.* 1996; Joubert 1997; Mason et Jury 1997; Smakhtina 1998; Mason *et al.* 1999; Fauchereau *et al.* 2003b; Engelbrecht *et al.* 2013)

Ces évolutions contrastées entre les jours de précipitations modérées à fortes, en diminution, et les jours de très fortes précipitations, en augmentation peut expliquer la tendance nulle et peu consensuelle dans les précipitations saisonnières détectée précédemment (Fig. 3.13). A noter que BNU est différent des autres. Ce modèle projette une augmentation des précipitations saisonnières (Fig. 3.13) en lien avec une diminution des jours secs et à faibles précipitations associée avec une augmentation des jours à précipitations modérées à très fortes (Tab. 3.6).

3.4.2. Évolution des événements pluviométriques extrêmes

Étant donné la vulnérabilité de l'Afrique australe au changement climatique (GIEC 2007; Dyson et Van Heerden 2001; Kusangaya *et al.* 2014), la suite de l'étude s'intéresse à l'évolution des précipitations extrêmes définis en termes statistique et non en termes de volume précipité. Pour cela, nous définissons les événements extrêmes comme tout **événement pluvieux dont le cumul journalier dépasse le seuil du 99^{ème} percentile** sur

chacun des points de grille et pour chaque période (Figure 3.18). Pour se donner un ordre de grandeur, ces événements se produisent en moyenne une fois par saison.

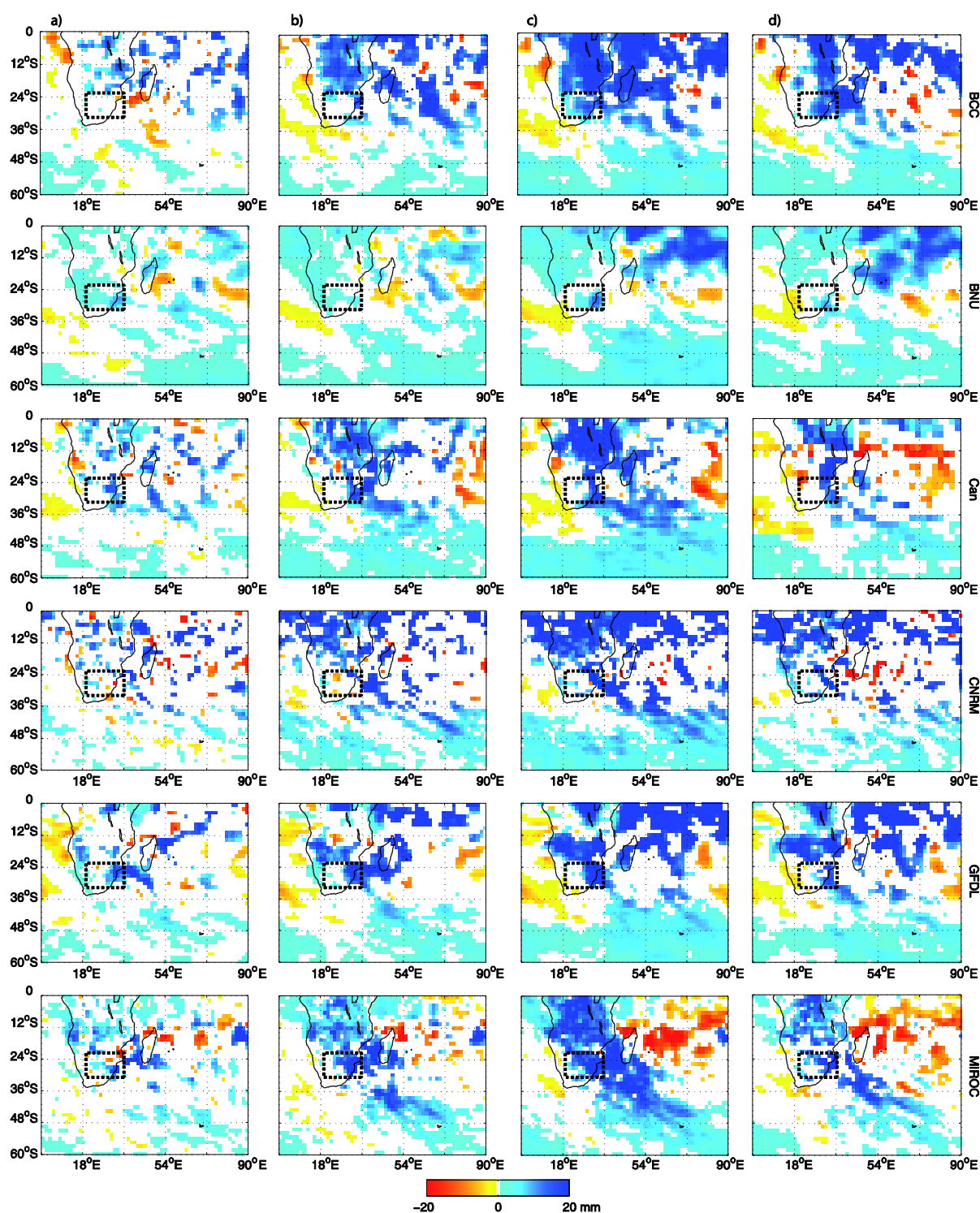


Figure 3. 18 : Différence des volumes précipités moyens pendant les événements extrêmes ($> 99^{\text{ème}}$ percentile) entre NDJF 2010-2039 et NDJF 1971-1999, pour chacun des 6 ESM retenus forcés par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où la différence est significative selon le test de Student ont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) Différences de l'intensité des événements extrêmes (-mm) entre la RCP 2.6 et la RCP 8.5 sur la période 2070-2099 pour chacun des 6 ESM.

L'évolution temporelle du volume précipité associé aux événements extrêmes sur le sud-est de l'Afrique australe (22.5-31.5°S, 20-38°E) est fondée sur l'estimation du 99^{ème} percentile sur une fenêtre temporelle glissante de 29 ans de 2010 à 2099 (Figure 3.19). À court terme, aucun changement significatif n'est projeté sur le subcontinent (Fig. 3.18a). À moyen et long terme, les différents ESM montrent une tendance partagée sur une grande partie de l'Afrique australe et l'océan Indien à savoir une augmentation du 99^{ème} percentile à partir de 2040 (Fig. 3.18b-c). Au nord de 24°S, les précipitations associées au 99^{ème} percentile augmentent sur l'essentiel du subcontinent. Au sud de 24°S, une **augmentation des précipitations associées au 99^{ème} percentile n'est projetée que sur le sud-est de l'Afrique australe** d'ici à la fin du siècle. Cette hausse des quantités précipitées est moins forte selon la RCP 2.6 à la fin du siècle (Fig. 3.18d).

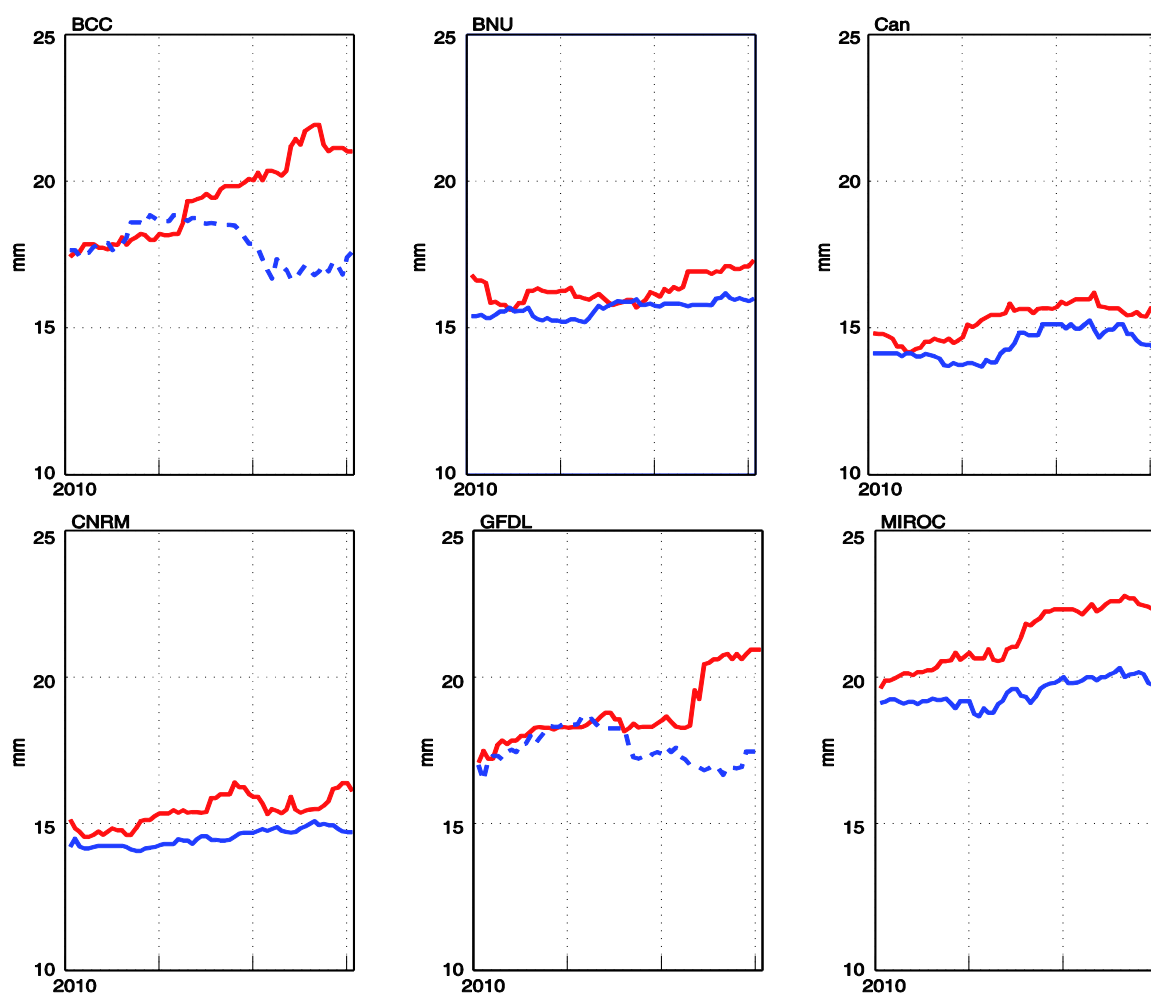


Figure 3. 19 : Série temporelle des 61 événements extrêmes (> 99^{ème} percentile) du domaine 22.5°S-31.5°S et 20°E-38°E, NDJF 2010-2099, extraits sur une fenêtre glissante de 29 ans, selon la trajectoire 2.6 (bleu) et la trajectoire 8.5 (rouge). L'année reportée sur l'axe des abscisses correspond à la première année de la fenêtre mobile. Les lignes pleines (pointillées) indiquent une évolution (non) significative au seuil de 95% (la significativité de la tendance a été testée par la méthode de corrélation de rangs de Spearman).

L'évolution temporelle des volumes précipités associés au 99^{ème} percentile sur le sud-est de l'Afrique australe est positive et significative pour les 6 ESM forcés par **la trajectoire 8.5** (rouge), indiquant une **forte augmentation de 5 à 20%** (Fig. 3.19). BNU présente la plus faible hausse alors que GFDL présente la plus forte. Cette tendance semble s'accroître sur les 50 dernières années. L'évolution projetée des événements des extrêmes par les ESM forcés par **la trajectoire 2.6** (bleu) est de plus faible amplitude avec une **légère augmentation de l'ordre de 1 à 5%**. Seuls les ESM BCC et MIROC ne simulent pas de tendance significative.

Le changement dans l'évolution des volumes précipités du 99^{ème} percentile pour l'ensemble des 6 ESM semble se produire dans un contexte où les anomalies associées à ces événements se renforcent par rapport à la normale saisonnière (NDJF) sur le sud-est de l'Afrique australe (Figure 3.20). Ce résultat suggère que **les changements concernant les précipitations extrêmes soient plus importants (~70%) que ceux relatifs aux précipitations moyennes**. Cela implique une augmentation des risques pour les systèmes qui sont sensibles aux précipitations extrêmes (Giorgi *et al.* 2011; James et Washington 2013). On observe cependant une **forte incertitude associée aux différents ESM dans l'ampleur des anomalies projetées**. BNU simule des anomalies associées à ces événements d'environ 40 mm d'ici à la fin du siècle alors que les modèles GFDL et MIROC prévoient des anomalies de plus de 100 mm par rapport à la moyenne saisonnière (Fig. 3.20c). La Fig. 3.20d indique que ce signal est moindre pour la trajectoire 2.6, soulignant que l'intensité des précipitations extrêmes est sensible à une augmentation du forçage radiatif.

L'analyse de l'évolution des précipitations extrêmes sur le sud-est de l'Afrique australe montre que **les jours à très fortes précipitations (> 15 mm) deviennent plus fréquents** (Fig. 3.17, Tab. 3.6) et que **les volumes des précipitations extrêmes (99^{ème} percentile) deviennent plus importants** à partir de 2040 (Fig. 3.18, 3.19, 3.20) en réponse à l'augmentation des concentrations de GES. Ainsi, le sud-est de l'Afrique australe connaîtrait des précipitations plus intenses au cours du XXI^{ème} siècle.

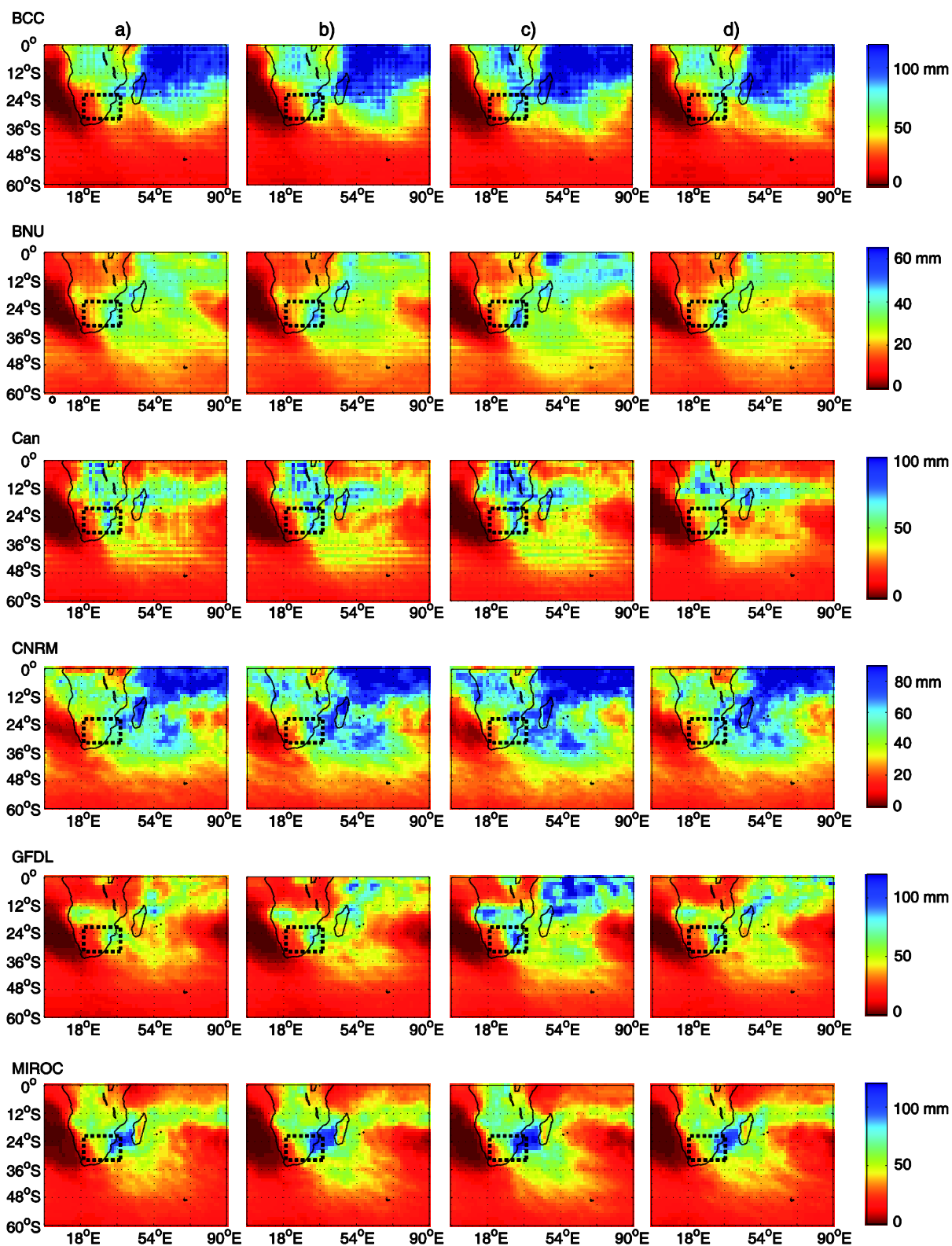


Figure 3. 20 : (a) Moyenne des anomalies des volumes précipités moyens pendant les événements extrêmes ($> 99^{\text{ème}}$ percentile) NDJF 2010-2039 pour chacun des 6 ESM retenus forcés par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où les anomalies sont significatives selon le test de Student sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) comme pour (a) pour la RCP 2.6 sur la période 2070-2099.

3.4.3. Dynamique associée aux événements extrêmes

Compte tenu des changements affectant les précipitations extrêmes associées au 99^{ème} percentile présentés précédemment, une question importante est de savoir si des anomalies atmosphériques associées peuvent être identifiées.

La Figure 3.21 présente les différences de flux d'humidité et de convergence à 850 hPa entre les événements pluviométriques associés au 99^{ème} percentile et tous les autres jours, à court, moyen et long terme. On observe que **ces événements sont associées à des flux d'humidité basses couches renforcés sur l'océan Atlantique et Indien**. Ces flux convergent sur l'Afrique du Sud en raison d'un **renforcement de la dépression de l'Angola** qui dévie les flux d'ouest du bassin Atlantique vers l'Afrique australe et de la direction vers l'est des flux d'humidité de l'océan Indien. Ces résultats suggèrent que l'augmentation des **précipitations extrêmes associées au 99^{ème} percentile serait favorisée par une humidité accrue sur l'Afrique du Sud** (Trenberth 1999).

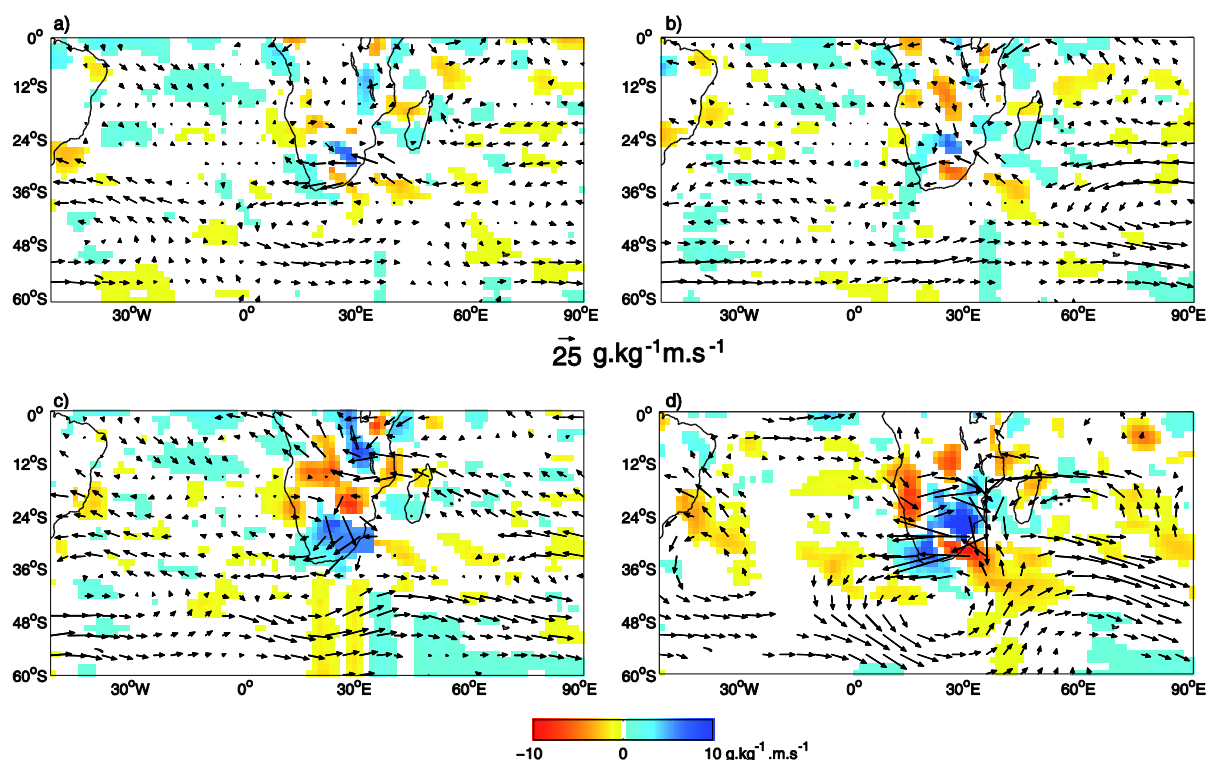


Figure 3. 21 : (a) Différence de flux d'humidité à 850 hPa et de convergence associée (couleurs) entre les événements d'extrêmes (> 99^{ème} percentile) et les autres jours (NDJF 2010-2039) pour BCC forcé par la RCP 8.5. Les couleurs froides / chaudes indiquent la convergence / divergence des flux. Seuls les points de grille (vecteurs) où les anomalies sont significatives selon un un test t² de Hotelling sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) comme pour (a) pour la RCP 2.6 sur la période 2070-2099.

Emori et Brown (2005) montrent que des changements dans la dynamique de l'atmosphère, représentée par la vitesse verticale du vent à 500 hPa (ω_{500}), peut aussi jouer un rôle dans l'évolution des extrêmes climatiques. Cependant nos analyses (non montré) présentent une grande dispersion entre les ESM de l'évolution de la vitesse verticale du vent (plus ou moins d'ascendance) associées aux événements associés au 99^{ème} percentile. O'Gorman et Schneider (2009) indiquent que ce résultat peut provenir du fait que les ESM ne reproduisent pas de manière convenablement la vitesse verticale du vent.

Ainsi, il apparaît que l'augmentation dans les volumes précipités du 99^{ème} percentile sur le sud-est de l'Afrique australe résulte d'une augmentation de l'humidité sur la région favorisée par l'advection et la convergence renforcées des flux d'humidité des océans adjacents.

3.5. Synthèse de chapitre

➤ Réflexion-discussion

Cette section avait comme intérêt principal, **d'étudier pour la première fois les évolutions spatio-temporelles possibles des TTT en Afrique australe, dans le cadre du changement climatique.**

Les analyses n'indiquent **aucun changement dans la fréquence d'occurrences ou les caractéristiques spatiales des TTT durant le XXI^{ème}**. Dans le même temps les mécanismes majeurs impliqués dans leur formation sont impactés par le réchauffement climatique :

- ✓ Aux moyennes latitudes, la majorité des ESM simule une migration des vents d'ouest et des dépressions tempérées vers le pôle. D'après ce résultat, deux hypothèses peuvent être faite : (i) une bande nuageuse se développant plus au sud-ouest, sur le centre de l'Afrique du Sud ou (ii) une bande nuageuse plus étendue vers les moyennes latitudes.
- ✓ Dans les tropiques, tous les ESM indiquent une augmentation de l'humidité atmosphérique en basses couches, *via* une évaporation accrue et une augmentation des flux d'humidité depuis les océans Atlantique et Indien. Ces flux convergent vers 12°S, amplifiant l'advection d'air chaud et humide sur l'Afrique australe. Dans cette configuration, les TTT pourraient se produire plus fréquemment (plus d'instabilité) ou être plus « intenses » (plus d'humidité).

En dépit de ces changements dans la dynamique atmosphérique, les TTT restent stationnaires. Ces résultats ouvrent des pistes de travail pour expliquer les causes de cette stationnarité des TTT en Afrique australe, dans le cadre du changement climatique :

- ✓ Mauvaise représentation des ESM des phénomènes méso-échelles ?
- ✓ Modification des transferts d'énergie entre tropiques et moyennes latitudes ?

L'utilisation d'un modèle global à résolution variable ou d'un MCR pouvant faire une descente d'échelle dynamique des projections des modèles globaux pourrait répondre à ces questions et permettrait de préciser nos résultats sur l'évolution des TTT en Afrique australe durant le XXI^{ème} siècle.

➤ Résultats majeurs

Cette section a permis d'apporter plusieurs éléments descriptifs de l'évolution du climat, de la pluviométrie et des TTT mais aussi de détailler comment le changement climatique se décline à des pas de temps courts (caractéristiques intrasaisonniers, événements synoptiques) durant l'été austral en Afrique australe.

Les ESM CMIP5 restituent de manière convenable les conditions climatiques moyennes de l'Afrique australe (température, pluie, circulation atmosphérique) ainsi que les TTT (caractéristiques spatiales, fréquence et saisonnalité).

Les principaux résultats projetés par les ESM indiquent :

(i) une **augmentation** de la **température** et de l'**humidité** disponible;

(ii) **aucun consensus** n'apparaît en termes de **cumul saisonnier (NDJF)** ;

(iii) une **augmentation du nombre de jour où les précipitations excèdent 5mm** sur le sud-est de l'Afrique australe.

Cette évolution dans les précipitations n'est pas associée à une évolution des TTT, ces derniers restant stationnaires tout le long du XXI^{ème} siècle, tant en termes de fréquence que d'intensité associée, mais à ...

(iv) un changement dans la distribution des jours de précipitations, avec des **événements extrêmes plus fréquents et plus intenses** que l'on peut raisonnablement mettre en relation avec un renforcement des flux d'humidité des océans Atlantique et Indien et de la dépression de l'Angola, favorisant la convergence d'humidité sur la région.

Ces changements dans les caractéristiques de la distribution des précipitations quotidiennes (diminution des jours à pluies modérées et fortes associée à une augmentation des jours à très fortes précipitations) sont à prendre à compte en termes d'impacts, notamment agronomiques et hydrologiques (lessivement des sols, érosion, possible baisse des rendements agricoles).

CONCLUSION

Cette recherche se place dans le cadre des études climatiques sur l’Afrique australe et le sud-ouest de l’océan Indien. Ici, l’objectif principal de ce travail de recherche est **d’approfondir les connaissances liées aux Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT) en Afrique australe**. Pour ce faire, l’étude s’est articulée autour de deux axes principaux :

- Identifier les mécanismes favorables à la genèse et au développement des TTT durant l’été austral, saison où ils sont les plus fréquents ;
- Étudier les interactions d’échelle entre l’évolution des TTT et plus généralement du climat en Afrique australe et le changement climatique.

Pour chacun des ces axes, différents jeux de données ont été utilisés et analysés : observations et réanalyses dans un premier temps, sorties des ESM CMIP5 dans un second.

➤ DYNAMIQUE ATMOSPHERIQUE ASSOCIEE AUX TTT

Afin de déterminer les mécanismes favorables à la formation des TTT, il a d’abord fallu mettre au point une méthodologie qui a permis de **séparer de manière objective l’influence respective des tropiques et des moyennes latitudes** dans le développement des TTT sur l’Afrique australe.

La méthode en nuées dynamique (ou *k-means*, Michelangeli *et al.* 1995) a été appliquée sur l’infrarouge sortant au sommet de l’atmosphère (OLR) pour identifier la convection associée aux TTT et sur la déformation de l’étirement zonal du vent à 200 hPa (ZDEF) et déterminer la typologie de la dynamique atmosphérique tempérée. Cette double clé d’entrée (calendrier des TTT versus calendrier des perturbations tempérées) permet de documenter de manière originale les TTT sur la région.

L’analyse de la dynamique atmosphérique associée aux TTT en Afrique australe et sur le sud-ouest de l’océan Indien a confirmé le rôle important des perturbations tempérées et a permis d’identifier des mécanismes tropicaux d’importance majeure pour la genèse des TTT.

Les TTT sont systématiquement associés aux perturbations des moyennes latitudes, mais seulement 41% d'entre elles donnent lieu à des TTT. Ces perturbations apparaissent comme une condition nécessaire mais non suffisante pour le développement des TTT. Les principales différences entre les perturbations tempérées associées à la formation d'un TTT des autres sont :

(i) Les **perturbations tempérées** associées aux TTT sont en **moyenne plus fortes et plus creusées** que les autres, induisant une **instabilité atmosphérique** qui s'étend jusqu'à environ 20°S. Ces perturbations sont en moyenne déjà plus fortes que les autres quelques jours avant la formation d'un TTT.

(ii) Le **mécanisme clé tropical** est un **excès d'humidité** dans les basses couches atmosphériques, **qui précède, dans le temps et l'espace, la convection.**

Nos résultats suggèrent que cet excès d'humidité ne provient pas d'un forçage uniquement local de l'océan Indien (source principale d'humidité de l'Afrique australe en été) mais est en partie associé à de **l'advection d'humidité de large échelle**. Le **renforcement de la dépression de l'Angola** favorise la pénétration des flux d'ouest de l'océan Atlantique vers l'Afrique du Sud qui convergent avec les flux d'humidité d'est de l'océan Indien. Or il est connu que cette convergence facilite le transfert de l'énergie, de l'humidité et de moment de l'atmosphère des tropiques vers les moyennes latitudes (Todd et Washington 1999; Todd *et al.* 2004; Fauchereau *et al.* 2009).

Ces éléments indiquent qu'une **instabilité barocline aux moyennes latitudes associée à des flux et de la convergence d'humidité dans les tropiques forment les conditions favorables pour déstabiliser la masse d'air et alimenter la convection profonde sur l'Afrique australe et le sud-ouest de l'océan Indien.**

Discussion - Perspectives

Si l'ensemble de ces résultats ont permis une **meilleure compréhension des interactions tropicales tempérées dans le développement des TTT, elle n'en reste pas moins partielle**. En effet, notre étude n'a pas permis d'identifier sans équivoque les conditions nécessaires à la formation des TTT. Quelques pistes peuvent être envisagées pour expliquer ceci :

- Possible non linéarité des relations entre les tropiques et les moyennes latitudes ;
- Comportement stochastique de l'atmosphère et de la convection profonde humide ;
- Intervention d'autres composantes du climat régional : couplage continent-atmosphère, océan-atmosphère.

Ces pistes sont autant de perspectives de recherches qui méritent d'être approfondies pour améliorer la prévision opérationnelle de ces systèmes et anticiper leurs effets sur les sociétés.

Une autre perspective serait d'explorer plus en détail les flux d'humidité de l'Atlantique. Nos résultats montrent qu'ils semblent s'insérer dans des configurations de large échelle, reliant l'Amérique du Sud à l'Afrique australe 2-3 jours avant le développement des TTT. Ceci pourrait indiquer une possible co-variabilité entre la Zone de Convergence Sud-Pacifique et la Zone de Convergence Sud-Indienne.

➤ ÉVOLUTION DU CLIMAT, DES TTT ET DES PRÉCIPITATIONS EN AFRIQUE AUSTRALE

Peu d'études ont porté sur l'évolution du climat, plus particulièrement des TTT, en Afrique australe durant l'été austral dans le cadre du changement climatique.

Pour répondre à cette question, les sorties de 8 ESM élaborés dans le cadre du 5^{ème} Projet d'inter-comparaison des modèles climatiques (CMIP5) ont été analysées. Nous avons choisi de faire **une inter-comparaison sur les 8 ESM** forcés par les RCP 2.6 et 8.5 pour évaluer la réponse du climat de l'Afrique australe et plus spécifiquement des TTT à une augmentation du forçage radiatif. Une étape préalable avant d'étudier l'évolution au cours du XXI^{ème} siècle du climat est d'évaluer la capacité de ces 8 ESM à reproduire les conditions climatiques actuelles de la région, représentées par les réanalyses ERA40. L'analyse des

différences et biais des ESM a permis de montrer que **l'ensemble des ESM restituent de manière convenable les conditions climatiques moyennes de l'Afrique australe (température, pluie, circulation atmosphérique) ainsi que les TTT (caractéristiques spatiales, fréquence et saisonnalité).**

À partir de nos résultats, nous avons été en mesure d'estimer l'évolution du climat général en Afrique australe mais aussi d'événements d'échelle plus fine (extrêmes, TTT) :

(i) **Réchauffement** en Afrique australe de l'ordre de +5°C selon la RCP 8.5. Ce réchauffement est associé à un **renforcement de l'énergie latente et des flux d'humidité** sur la région en lien avec la relation Clausius-Clapeyron qui prévoit une augmentation de l'humidité disponible de 6 à 7% par degré.

(ii) L'évolution des **précipitations NDJF en Afrique australe est incertaine** : les huit ESM simulent des évolutions très contrastées des quantités précipitées au cours du siècle, **sans tendance consensuelle**. Les incertitudes associées à l'étendue et l'ampleur du changement sont en grande partie dues au fait que la pluviométrie en Afrique australe est caractérisée par une forte variabilité interannuelle. Ce résultat s'explique aussi par la difficulté des ESM à représenter certains aspects de la variabilité pluviométrique importants pour l'Afrique australe (e.g., ENSO ; Hulme *et al.* 2001).

(iii) Le **sud-est de l'Afrique australe** connaîtrait des **événements plus pluvieux associés à des événements extrêmes plus fréquents et plus intenses** que l'on peut raisonnablement mettre en relation avec un renforcement des flux d'humidité des océans Atlantique et Indien et de la dépression de l'Angola, favorisant la convergence d'humidité sur la région.

(iv) **Aucune tendance dans la fréquence d'occurrences ou les caractéristiques spatiales des TTT durant le XXI^{ème}** n'a pu être identifiée.

*Discussion – Perspectives***• Évolution des TTT**

Les mécanismes majeurs impliqués dans la formation des TTT sont impactés par le réchauffement climatique :

(i) Aux moyennes latitudes, l'ensemble des ESM projettent une **migration des dépressions tempérées** (condition nécessaire au développement des TTT) **vers les hautes latitudes**. Dans ce cas, il serait possible que **les bandes nuageuses associées aux TTT migrent dans le même sens** et se développent préférentiellement sur le centre de l'Afrique du Sud. Une autre hypothèse envisagée est que **la partie tempérée de la bande nuageuse s'étende encore plus vers les hautes latitudes** ;

(ii) Dans les tropiques, tous les ESM indiquent une **évaporation accrue et une augmentation des flux d'humidité** depuis les océans Atlantique et Indien, amplifiant l'advection d'air chaud et humide sur l'Afrique australe (mécanisme clé tropical). Dans cette configuration, **les TTT pourraient se produire plus fréquemment** (plus d'instabilité) **ou être plus « intenses »** (plus d'humidité).

Or ces tendances de fond ne semblent pas avoir d'effet sur les systèmes d'échelle temporelle plus fine, tels que les TTT. Comme pour l'ENSO, il se pourrait que **ces tendances de fond associées au changement climatique n'aient qu'une influence indirecte et complexe sur les TTT**.

Ce travail doit être perçu comme une première analyse. Les causes de cette stationnarité des TTT en Afrique australe dans le cadre du changement climatique pourraient faire l'objet de nouvelles analyses. D'autres recherches sont nécessaires pour mieux comprendre les mécanismes physiques responsables de ces systèmes, mais aussi ceux reliant les conditions large échelle (e.g., ENSO, changement climatique...) aux TTT.

- **Évolution des caractéristiques de la distribution des précipitations quotidiennes**

Au contraire des TTT, les événements à très fortes précipitations semblent devenir plus fréquents et plus intenses sur le sud-est de l'Afrique australe. Les impacts de ces événements sur l'agriculture, la gestion des ressources en eau et les sociétés sont considérables (Mason *et al.* 1999). Des études supplémentaires seraient donc nécessaires pour approfondir ces résultats préliminaires, notamment sur les caractéristiques des systèmes météorologiques extrêmes, tels que les cyclones, mais aussi leur variabilité, leur fréquence, et leur temps de retour. Ces analyses sont au-delà de la portée de ce travail mais fournissent un cadre de travail intéressant pour des études d'impacts, notamment agronomiques et hydrologiques (lessivage des sols, érosion, possible baisse des rendements agricoles).

Bibliographie

- Allan, R. P., M. A. Ringer, J. A. Pamment, and A. Slingo. 2004. Simulation of the Earth's Radiation Budget by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 40-Year Reanalysis (ERA40). *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **109** (D18). doi:10.1029/2004jd004816.
- Allan, R. P., et B. J. Soden. 2008. Atmospheric Warming and the Amplification of Precipitation Extremes. *Science* **321** (5895): 1481–84.
- Allen, M. R., et W. J. Ingram. 2002. Constraints on Future Changes in Climate and the Hydrologic Cycle. *Nature* **419** (6903): 224–32.
- Andersson, J. C. M., A. J. B. Zehnder, G. P. W. Jewitt, et H. Yang. 2009. Water Availability, Demand and Reliability of in Situ Water Harvesting in Smallholder Rain-Fed Agriculture in the Thukela River Basin, South Africa. *Hydrology and Earth System Sciences* **13** (12): 2329–47.
- Andrews, T., J. M. Gregory, M. J. Webb, et K. E. Taylor. 2012a. Forcing, Feedbacks and Climate Sensitivity in CMIP5 Coupled Atmosphere-Ocean Climate Models. *Geophysical Research Letters* **39**. doi:10.1029/2012gl051607.
- Andrews, T., M. A. Ringer, M. Doutriaux-Boucher, M. J. Webb, et W. J. Collins. 2012b. Sensitivity of an Earth System Climate Model to Idealized Radiative Forcing. *Geophysical Research Letters* **39**. doi:10.1029/2012gl051942.
- Arora, V. K., J. F. Scinocca, G. J. Boer, J. R. Christian, K. L. Denman, G. M. Flato, V. V. Kharin, W. G. Lee, et W. J. Merryfield. 2011. Carbon Emission Limits Required to Satisfy Future Representative Concentration Pathways of Greenhouse Gases. *Geophysical Research Letters* **38**. doi:10.1029/2010gl046270.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, et T. Yamagata. 2007. El Niño Modoki and Its Possible Teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* **112** (C11). doi:10.1029/2006JC003798.
- Barclay, J. J., M. R. Jury, et W. Landman. 1993. Climatological and Structural Differences between Wet and Dry Troughs over Southern Africa in the Early Summer. *Meteorology and Atmospheric Physics* **51** (1-2): 41–54.
- Barker, H. W., et P. Raisanen. 2005. Radiative Sensitivities for Cloud Structural Properties That Are Unresolved by Conventional ESMs. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131** (612): 3103–22.
- Behera, S. K., et T. Yamagata. 2001. Subtropical SST Dipole Events in the Southern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters* **28** (2): 327–30.

- Bengtsson, L., K. I. Hodges, et S. Hagemann. 2004. Sensitivity of the ERA40 Reanalysis to the Observing System: Determination of the Global Atmospheric Circulation from Reduced Observations. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography* **56** (5): 456–71.
- Blackmon, M. L. 1976. A Climatological Spectral Study of the 500 Mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* **33** (8): 1607–23.
- Boulard, D., B. Pohl, J. Crétat, N. Vigaud, et P. X. Thanh. 2013. Downscaling Large-Scale Climate Variability Using a Regional Climate Model: The Case of ENSO over Southern Africa. *Climate Dynamics* **40** (5-6): 1141–68.
- Bretherton, C. S., C. Smith, et J. M. Wallace. 1992. An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data. *Journal of Climate* **5** (6): 541–60.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, et B. Liebmann. 2002. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate* **15** (17): 2377–94.
- Cash, B. A., E. K. Schneider, et L. Bengtsson. 2007. Origin of Climate Sensitivity Differences: Role of Selected Radiative Processes in Two ESMs. *Tellus A* **59** (2): 155–69.
- Cassou, C. 2008. Intraseasonal Interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature* **455** (7212): 523–27.
- Cassou, C., et E. Guilyardi. 2007. Modes de Variabilité et Changement Climatique: Synthèse Du Quatrième Rapport D'évaluation Du Giec. *La Météorologie* **59**: 22–30.
- Castro, C. L., R. A. Pielke, et G. Leoncini. 2005. Dynamical Downscaling: Assessment of Value Retained and Added Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **110** (D5). doi:10.1029/2004jd004721.
- Chang, E. K. M., Y. J. Guo, et X. M. Xia. 2012. CMIP5 Multimodel Ensemble Projection of Storm Track Change under Global Warming. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **117**. doi:10.1029/2012jd018578.
- Chen, H. M., T. J. Zhou, R. B. Neale, X. Q. Wu, et G. J. Zhang. 2010. Performance of the New NCAR CAM3.5 in East Asian Summer Monsoon Simulations: Sensitivity to Modifications of the Convection Scheme. *Journal of Climate* **23** (13): 3657–75.
- Cheng, X. H., et J. M. Wallace. 1993. Cluster-Analysis of the Northern-Hemisphere Wintertime 500-hPa Height Field - Spatial Patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences* **50** (16): 2674–96.
- Chevallier, F., P. Bauer, G. Kelly, C. Jakob, et T. McNally. 2001. Model Clouds over Oceans as Seen from Space: Comparison with HIRS/2 and MSU Radiances. *Journal of Climate* **14** (21): 4216–29.

- Chikoore, H., et M. R. Jury. 2010. Intraseasonal Variability of Satellite-Derived Rainfall and Vegetation over Southern Africa. *Earth Interactions* **14** (3): 1–26.
- Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, R. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W. K. Kwon, et R. Laprise. 2007. Regional Climate Projections. *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Chylek, P., J. Li, M. K. Dubey, M. Wang, et G. Lesins. 2011. Observed and Model Simulated 20th Century Arctic Temperature Variability: Canadian Earth System Model CanESM2. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* **11** (8): 22893–907.
- Clarke, L., J. Edmonds, H. Jacoby, H. Pitcher, J. Reilly, et R. Richels. 2007. Scenarios of Greenhouse Gas Emissions and Atmospheric Concentrations. *Sub-Report 2.1: A of Synthesis and Assessment Product 2.1 by the US Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*. Department of Energy, Office of Biological & Environmental Research, Washington, DC., USA, 154 pp.
- Collins, J. M. 2011. Temperature Variability over Africa. *Journal of Climate* **24** (14): 3649–66.
- Cook, C., C. J. C. Reason, et B. C. Hewitson. 2004. Wet and Dry Spells within Particularly Wet and Dry Summers in the South African Summer Rainfall Region. *Climate Research* **26** (1): 17–31.
- Cook, K. H. 2000. The South Indian Convergence Zone and Interannual Rainfall Variability over Southern Africa. *Journal of Climate* **13**: 3789–3804.
- Crétat, J., B. Pohl, Y. Richard, et P. Drobinski. 2012. Uncertainties in Simulating Regional Climate of Southern Africa: Sensitivity to Physical Parameterizations Using WRF. *Climate Dynamics* **38** (3-4): 613–34.
- Crétat, J., Y. Richard, B. Pohl, M. Rouault, C. Reason, et N. Fauchereau. 2012. Recurrent Daily Rainfall Patterns over South Africa and Associated Dynamics during the Core of the Austral Summer. *International Journal of Climatology* **32** (2): 261–73.
- Crétat, J. 2011. *Pluviométrie et Circulation Atmosphérique Simulées Par Le Modèle Régional WRF En Afrique Australe: Sensibilité À La Physique et Variabilité Interne*. Thèse de Doctorat, université de Bourgogne, 273 p.
- Crimp, S. J., J. R. E. Lutjeharms, et S. J. Mason. 1998. Sensitivity of a Tropical-Temperate Trough to Sea-Surface Temperature Anomalies in the Agulhas Retroflexion Region. *Water SA* **24**: 93–100.
- D’Abreton, P. C., et J. A. Lindesay. 1993. Water-Vapor Transport over Southern Africa during Wet and Dry Early and Late Summer Months. *International Journal of Climatology* **13** (2): 151–70.

- D'Abreton, P. C., et P. D. Tyson. 1995. Divergent and Non-Divergent Water-Vapour Transport over Southern Africa during Wet and Dry Conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics* **55** (1-2): 47–59.
- . 1996. Three-Dimensional Kinematic Trajectory Modelling of Water Vapour Transport over Southern Africa. *Water SA* **22**: 297–306.
- De Ruijter, W. P. M., H. Ridderinkhof, J. R. E. Lutjeharms, M. W. Schouten, et C. Veth. 2002. Observations of the Flow in the Mozambique Channel. *Geophysical Research Letters* **29** (10): 1401–3.
- Deque, M., C. Drevet, A. Braun, et D. Cariolle. 1994. THE ARPEGE/IFS Atmosphere Model - a Contribution to the French Community Climate Modelling. *Climate Dynamics* **10** (4-5): 249–66.
- Desbois, M., G. Seze, et G. Szejwach. 1982. Automatic Classification of Clouds on METEOSAT Imagery: Application to High-Level Clouds. *Journal of Applied Meteorology* **21** (3): 401–12.
- Diab, R. D., R. A. Preston-Whyte, et R. Washington. 1991. Distribution of Rainfall by Synoptic Type over Natal, South Africa. *International Journal of Climatology* **11** (8): 877–88.
- Diday, E. 1971. La Méthode Des Nuées Dynamiques. *Revue de Statistique Appliquée* **19** (2): 19–34.
- Diday, E., et J. C. Simon. 1976. Clustering Analysis. In *Digital Pattern Recognition*, Fu KS (ed.)
- Douville, H., D. Salas-Méllia, et S. Tyteca. 2006. On the Tropical Origin of Uncertainties in the Global Land Precipitation Response to Global Warming. *Climate Dynamics* **26** (4): 367–85.
- Dunne, J. P., J. G. John, A. J. Adcroft, S. M. Griffies, R. W. Hallberg, E. Shevliakova, R. J. Stouffer, et al. 2012. GFDL's ESM2 Global Coupled Climate-Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *Journal of Climate* **25** (19): 6646–65.
- Dunne, J. P., J. G. John, E. Shevliakova, R. J. Stouffer, J. P. Krasting, S. L. Malyshev, P. C. D. Milly, et al. 2013. GFDL's ESM2 Global Coupled Climate-Carbon Earth System Models. Part II: Carbon System Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *Journal of Climate* **26** (7): 2247–67.
- Dyson, L. L., et J. Van Heerden. 2001. The Heavy Rainfall and Floods over the Northeastern Interior of South Africa during February 2000. *South African Journal of Science* **97** (3 & 4): 80–86.
- Emori, S., et S. J. Brown. 2005. Dynamic and Thermodynamic Changes in Mean and Extreme Precipitation under Changed Climate. *Geophysical Research Letters* **32** (17). doi:10.1029/2005GL023272.

- Engelbrecht, C. J., F. A. Engelbrecht, et L. L. Dyson. 2013. High-Resolution Model-Projected Changes in Mid-Tropospheric Closed-Lows and Extreme Rainfall Events over Southern Africa. *International Journal of Climatology* **33** (1): 173–87.
- Engelbrecht, F. A., J. L. McGregor, et C. J. Engelbrecht. 2009. Dynamics of the Conformal-Cubic Atmospheric Model Projected Climate-Change Signal over Southern Africa. *International Journal of Climatology* **29** (7): 1013–33.
- Fauchereau, N. 2004. *Transport, Bilan et Cycle de L'eau Atmosphérique En Afrique Australe: Mise En Relation Avec La Variabilité de La Température de Surface de Mer Dans L'hémisphère Sud*. Thèse de Doctorat, université de Bourgogne, 199 p.
- Fauchereau, N., B. Pohl, C. J. C. Reason, M. Rouault, et Y. Richard. 2009. Recurrent Daily OLR Patterns in the Southern Africa/Southwest Indian Ocean Region, Implications for South African Rainfall and Teleconnections. *Climate Dynamics* **32** (4): 575–91.
- Fauchereau, N., S. Trzaska, Y. Richard, P. Roucou, et P. Camberlin. 2003a. Sea-Surface Temperature Co-Variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and Its Connections with the Atmospheric Circulation in the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology* **23** (6): 663–77.
- Fauchereau, N., S. Trzaska, M. Rouault, et Y. Richard. 2003b. Rainfall Variability and Changes in Southern Africa during the 20th Century in the Global Warming Context. *Natural Hazards* **29** (2): 139–54.
- Ferranti, L., T. N. Palmer, F. Molteni, et E. Klinker. 1990. Tropical-Extratropical Interaction Associated with the 30-60 Day Oscillation and Its Impact on Medium and Extended Range Prediction. *Journal of the Atmospheric Sciences* **47** (18): 2177–99.
- Flato, G. M. 2011. Earth System Models: An Overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews-Climate Change* **2** (6): 783–800.
- Fouquart, Y., et B. Bonnel. 1980. Computations of Solar Heating of the Earth's Atmosphere-A New Parameterization. *Beiträge Zur Physik Der Atmosphäre* **53**: 35–62.
- Fujino, J., R. Nair, M. Kainuma, T. Masui, et Y. Matsuoka. 2006. Multi-Gas Mitigation Analysis on Stabilization Scenarios Using Aim Global Model. *Energy Journal*, **3** (Special Issue), 343–53.
- Fyfe, J. C. 2003. Extratropical Southern Hemisphere Cyclones: Harbingers of Climate Change? *Journal of Climate* **16** (17): 2802-05.
- Gettelman, A., J. E. Kay, et K. M. Shell. 2012. The Evolution of Climate Sensitivity and Climate Feedbacks in the Community Atmosphere Model. *Journal of Climate* **25** (5): 1453–69.
- GIEC: S. Solomon, Z. Qin., Z. Manning., M. Chen., K. Marquis., M. Averyt., M. B. Tignor, et H. L. Miller. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

- GIEC: T. F. Stocker, Q. Dahe, et Gian-Kasper Plattner. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the IPCC. Summary for Policymakers. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Gillett, N. P., V. K. Arora, G. M. Flato, J. F. Scinocca, et K. von Salzen. 2012. Improved Constraints on 21st-Century Warming Derived Using 160 Years of Temperature Observations. *Geophysical Research Letters* **39**. doi:10.1029/2011gl050226.
- Giorgi, F., E. S. Im, E. Coppola, N. S. Diffenbaugh, X. J. Gao, L. Mariotti, et Y. Shi. 2011. Higher Hydroclimatic Intensity with Global Warming. *Journal of Climate* **24**: 5309–24.
- Guilyardi, E., H. Bellenger, M. Collins, S. Ferrett, W. Cai, et A. Wittenberg. 2012. A First Look at ENSO in CMIP5. *Clivar Exchanges* **17** (1): 29–32.
- Guilyardi, E., A. Wittenberg, A. Fedorov, M. Collins, C. Z. Wang, A. Capotondi, G. J. van Oldenborgh, et T. Stockdale. 2009. Understanding El Niño in Ocean-Atmosphere General Circulation Models. Progress and Challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society* **90** (3): 325–40.
- Harangozo, S. 1989. *Circulation Characteristics of Some South African Rainfall Systems*. PhD Thesis, University Witwatersrand, 341 p.
- Harangozo, S., et M. S. J. Harrison. 1983. On the Use of Synoptic Data in Indicating the Presence of Cloud Bands over Southern Africa. *South African Journal of Science* **79**: 413–14.
- Harrison, M. S. J. 1984a. A Generalized Classification of South African Summer Rain-bearing Synoptic Systems. *Journal of Climatology* **4** (5): 547–60.
- . 1984b. Comparison of Rainfall Time Series over South Africa Generated from Real Data and through Principal Component Analysis. *Journal of Climatology* **4** (5): 561–64.
- . 1984c. The Annual Rainfall Cycle over the Central Interior of South Africa. *South African Geographical Journal* **66** (1): 47–64.
- . 1986. *A Synoptic Climatology of South African Rainfall Variations*. PhD Thesis, University Witwatersrand, 341 p.
- Hart, N. C. G., C. J. C. Reason, et N. Fauchereau. 2010. Tropical-Extratropical Interactions over Southern Africa: Three Cases of Heavy Summer Season Rainfall. *Monthly Weather Review* **138** (7): 2608–23.
- . 2012. Building a Tropical-Extratropical Cloud Band Metbot. *Monthly Weather Review* **140** (12): 4005–16.
- . 2013. Cloud Bands over Southern Africa: Seasonality, Contribution to Rainfall Variability and Modulation by the MJO. *Climate Dynamics* **41** (5-6): 1199–1212.

- Hawkins, E., et R. Sutton. 2009. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society* **90** (8): 1095–1107.
- Hermes, J. C., et C. J. C. Reason. 2005. Ocean Model Diagnosis of Interannual Coevolving SST Variability in the South Indian and South Atlantic Oceans. *Journal of Climate* **18** (15): 2864–82.
- Hoffman, M. T., P. J. Carrick, L. Gillson, et A. G. West. 2009. Drought, Climate Change and Vegetation Response in the Succulent Karoo, South Africa. *South African Journal of Science* **105** (1-2): 54–60.
- Holton, J. R. 1992. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press. San Diego, Californy. 391 p.
- Hudson, D. A., et R. G. Jones. 2002. Regional Climate Model Simulations of Present-Day and Future Climates of Southern Africa. *Hadley Centre Technical Note* 39. Met Office, Exeter, UK
- Hughes, W. S., et R. C. Balling. 1996. Urban Influences on South African Temperature Trends. *International Journal of Climatology* **16** (8): 935–40.
- Hulme, M. 1992. Rainfall Changes in Africa: 1931–1960 to 1961–1990. *International Journal of Climatology* **12** (7): 685–99.
- Hulme, M., R. Doherty, T. Ngara, M. New, and D. Lister. 2001. African Climate Change: 1900-2100. *Climate Research* **17** (2): 145–68.
- James, R., et R. Washington. 2013. Changes in African Temperature and Precipitation Associated with Degrees of Global Warming. *Climatic Change* 117 (4): 859–72.
- Jha, B., Z. Hu, et A. Kumar. 2014. SST and ENSO Variability and Change Simulated in Historical Experiments of CMIP5 Models. *Climate Dynamics*, **42**: 2113-24.
- Joubert, A. M. 1997. Simulations by the Atmospheric Model Intercomparison Project of Atmospheric Circulation over Southern Africa. *International Journal of Climatology* **17** (11): 1129–54.
- Joubert, A. M., S. J. Mason, et J. S. Galpin. 1996. Droughts over Southern Africa in a Doubled-CO₂ Climate. *International Journal of Climatology* **16** (10): 1149–56.
- Jury, M. R. 1994. A Thermal Front within the Marine Atmospheric Boundary Layer over the Agulhas Current South of Africa: Composite Aircraft Observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* **99** (C2): 3297–3304.
- . 1996. Regional Teleconnection Patterns Associated with Summer Rainfall over South Africa, Namibia and Zimbabwe. *International Journal of Climatology* **16** (2): 135–53.
- . 1997. Inter-Annual Climate Modes over Southern Africa from Satellite Cloud OLR 1975-1994. *Theoretical and Applied Climatology* **57** (3-4): 155–63.

- . 1999. Intra-Seasonal Convective Variability over Southern Africa: Principal Component Analysis of Pentad Outgoing-Longwave Radiation Departures 1976-1994. *Theoretical and Applied Climatology* **62** (3-4): 133–46.
- . 2002. Economic Impacts of Climate Variability in South Africa and Development of Resource Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology* **41** (1): 46–55.
- Jury, M. R., C. McQueen, et K. Levey. 1994. SOI and QBO Signals in the African Region. *Theoretical and Applied Climatology* **50** (1-2): 103–15.
- Jury, M. R., B. Pathack, et D. M. Legler. 1991. Structure and Variability of Surface Atmospheric Circulation Anomalies over the Tropical South-West Indian Ocean in the Austral Summer. *South African Journal of Marine Science-Suid-Afrikaanse Tydskrif Vir Seewetenskap* **11**: 1–14.
- Jury, M. R., B. Pathack, C. J. W. Rautenbach, et J. Vanheerden. 1996. Drought over South Africa and Indian Ocean SST: Statistical and ESM Results. *The Global Atmosphere and Ocean System* **4** (1): 47–63.
- Jury, M. R., H. R. Valentine, et J. R. E. Lutjeharms. 1993. Influence of the Agulhas Current on Summer Rainfall along the Southeast Coast of South Africa. *Journal of Applied Meteorology* **32** (7): 1282–87.
- Kalnay, E, M Kanamitsu, R Kistler, W Collins, D Deaven, L Gandin, M Iredell, *et al.* 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77** (3): 437–71.
- Kalognomou, E-A., C. Lennard, M. Shongwe, I. Pinto, A. Favre, M. Kent, B. Hewitson, A. Dosio, G. Nikulin, et H-J. Panitz. 2013. A Diagnostic Evaluation of Precipitation in CORDEX Models over Southern Africa. *Journal of Climate* **26** (23): 9477–9506.
- Kirkevåg, A., T. Iversen, O. Seland, J. B. Debernard, T. Storelvmo, et J. E. Kristjansson. 2008. Aerosol-Cloud-Climate Interactions in the Climate Model CAM-Oslo. *Tellus A* **60** (3): 492–512.
- Knippertz, P. 2003. Tropical-Extratropical Interactions Causing Precipitation in Northwest Africa: Statistical Analysis and Seasonal Variations. *Monthly Weather Review* **131** (12): 3069–76.
- . 2005. Tropical–Extratropical Interactions Associated with an Atlantic Tropical Plume and Subtropical Jet Streak. *Monthly Weather Review* **133** (9): 2759-76.
- . 2007. Tropical-Extratropical Interactions Related to Upper-Level Troughs at Low Latitudes. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **43** (1-2): 36–62.
- Knippertz, P., A. H. Fink, A. Reiner, et P. Speth. 2003. Three Late Summer/early Autumn Cases of Tropical-Extratropical Interactions Causing Precipitation in Northwest Africa. *Monthly Weather Review* **131** (1): 116–35.

- Knippertz, P., et J. E. Martin. 2005. Tropical Plumes and Extreme Precipitation in Subtropical and Tropical West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131** (610): 2337–65.
- Knutti, R., G. Abramowitz, M. Collins, V. Eyring, P. J. Gleckler, B. Hewitson, et L. Mearns. 2010. Good Practice Guidance Paper on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections. *Working Group I Technical Support Unit*, University of Bern
- Kruger, A. C., et S. Shongwe. 2004. Temperature Trends in South Africa: 1960–2003. *International Journal of Climatology* **24** (15): 1929–45.
- Kuhnel, I. 1989. Tropical-Extratropical Cloudband Climatology Based on Satellite Data. *International Journal of Climatology* **9** (5): 441–63.
- Kusangaya, Samuel, Michele L. Warburton, Emma Archer van Garderen, et Graham P. W. Jewitt. 2014. Impacts of Climate Change on Water Resources in Southern Africa: A Review. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*: in press.
- Kutzbach, J. E. 1967. Empirical Eigenvectors of Sea-Level Pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes over North America. *Journal of Applied Meteorology* **6** (5): 791–802.
- Lenters, J. D., et K. H. Cook. 1995. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. *Journal of Climate* **8** (12): 2988–3005.
- . 1999. Summertime Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation. *Monthly Weather Review* **127** (3): 409–31.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, et J. D. Glick. 1999. Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate* **12** (7): 1877–91.
- Liebmann, B., et C. A. Smith. 1996. Description of a Complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77** (6): 1275–77.
- Lindesay, J. A. 1988. South African Rainfall, the Southern Oscillation and a Southern Hemisphere Semi-Annual Cycle. *Journal of Climatology* **8** (1): 17–30.
- Lo, F., et H. H. Hendon. 2000. Empirical Extended-Range Prediction of the Madden–Julian Oscillation. *Monthly Weather Review* **128** (7): 2528–2543.
- Lorenz, E. N. 1956. Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction. *Scientific Report No. 1*. Department of Meteorology, MIT (NTIS AD 110268). 48 p.
- Lutjeharms, J. R. E., R. D. Mey, et I. T. Hunter. 1986. Cloud Lines over the Agulhas Current. *South African Journal of Science* **82** (11): 635–40.

- Lutjeharms, J. R. E., P. M. Wedepohl, et J. M. Meeuwis. 2000. On the Surface Drift of the East Madagascar and Mozambique Currents. *South African Journal of Science* **96** (3): 141–47.
- Lynch, S. D. 2003. *Development of a Raster Database of Annual, Monthly and Daily Rainfall for Southern Africa: Report to the Water Research Commission*. Water Research Commission. 78 p
- Lyon, B. 2009. Southern Africa Summer Drought and Heat Waves: Observations and Coupled Model Behavior. *Journal of Climate* **22** (22): 6033–46.
- Lyon, B., et S. J. Mason. 2007. The 1997-98 Summer Rainfall Season in Southern Africa. Part I: Observations. *Journal of Climate* **20** (20): 5134–48.
- . 2009. The 1997/98 Summer Rainfall Season in Southern Africa. Part II: Model Simulations and Coupled Model Forecasts. *Journal of Climate* **22** (13): 3802–18.
- Lyons, S. W. 1991. Origins of Convective Variability over Equatorial Southern Africa during Austral Summer. *Journal of Climate* **4** (1): 23–39.
- Macron, C., B. Pohl, Y. Richard, et M. Bessafi. 2014. How Do Tropical Temperate Troughs Form and Develop over Southern Africa? *Journal of Climate* **27** (4): 1633–47.
- Madden, R. A., et P. R. Julian. 1971. Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences* **28** (5): 702–8.
- . 1972. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. *Journal of the Atmospheric Sciences* **29** (6): 1109–23.
- Manhique, A. J., C. J. C. Reason, L. Rydberg, et N. Fauchereau. 2011. ENSO and Indian Ocean Sea Surface Temperatures and Their Relationships with Tropical Temperate Troughs over Mozambique and the Southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **31** (1): 1–13.
- Marti, O., P. Braconnot, J. L. Dufresne, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, et al. 2010. Key Features of the IPSL Ocean Atmosphere Model and Its Sensitivity to Atmospheric Resolution. *Climate Dynamics* **34** (1): 1–26.
- Mason, S. J. 1995. Sea-Surface temperature—South African Rainfall Associations, 1910–1989. *International Journal of Climatology* **15** (2): 119–35.
- Mason, S. J., et A. M. Joubert. 1997. Simulated Changes in Extreme Rainfall over Southern Africa. *International Journal of Climatology* **17** (3): 291–301.
- Mason, S. J., et M. R. Jury. 1997. Climatic Variability and Change over Southern Africa: A Reflection on Underlying Processes. *Progress in Physical Geography* **21** (1): 23–50.
- Mason, S. J., P. R. Waylen, G. M. Mimmack, B. Rajaratnam, et J. M. Harrison. 1999. Changes in Extreme Rainfall Events in South Africa. *Climatic Change* **41** (2): 249–57.

- Matarira, C. H., et M. R. Jury. 1992. Contrasting Meteorological Structure of Intra-Seasonal Wet and Dry Spells in Zimbabwe. *International Journal of Climatology* **12** (2): 165–76.
- Matondo, J. I., G. Peter, et K. M. Msibi. 2004. Evaluation of the Impact of Climate Change on Hydrology and Water Resources in Swaziland: Part I. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **29** (15): 1181–91.
- Mauritsen, T., B. Stevens, E. Roeckner, T. Crueger, M. Esch, M. Giorgetta, H. Haak, *et al.* 2012. Tuning the Climate of a Global Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* **4**. doi: 10.1029/2012MS000154.
- Mcguirk, J. P., A.H. Thompson, et N. R. Smith. 1987. Moisture Bursts over the Tropical Pacific Ocean. *Monthly Weather Review* **115** (4): 787–98.
- Meehl, G. A., T. F. Stocker, W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, et A. Noda. 2007. Global Climate Projections. *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Mey, R. D., N. D. Walker, et M. R. Jury. 1990. Surface Heat Fluxes and Marine Boundary Layer Modification in the Agulhas Retroflexion Region. *Journal of Geophysical Research* **95** (C9): 15997–16.
- Michelangeli, P. A., R. Vautard, et B. Legras. 1995. Weather Regimes - Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences* **52** (8): 1237–56.
- Misra, V. 2003. The Influence of Pacific SST Variability on the Precipitation over Southern Africa. *Journal of Climate* **16** (14): 2408–18.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, et S. A. Clough. 1997. Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmospheres: RRTM, a Validated Correlated-K Model for the Longwave. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **102** (D14): 16663–82.
- Moise, A. F., et D. A. Hudson. 2008. Probabilistic Predictions of Climate Change for Australia and Southern Africa Using the Reliability Ensemble Average of IPCC CMIP3 Model Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **113** (D15). doi:10.1029/2007JD009250.
- Moron, V., et G. Plaut. 2003. The Impact of El Nino-Southern Oscillation upon Weather Regimes over Europe and the North Atlantic during Boreal Winter. *International Journal of Climatology* **23** (4): 363–79.
- Moss, R. H., J. A. Edmonds, K. A. Hibbard, M. R. Manning, S. K. Rose, D. P. van Vuuren, T. R. Carter, *et al.* 2010. The next Generation of Scenarios for Climate Change Research and Assessment. *Nature* **463** (7282): 747–56.
- Mulenga, H. M., M. Rouault, et C. J. C. Reason. 2003. Dry Summers over Northeastern South Africa and Associated Circulation Anomalies. *Climate Research* **25** (1): 29–41.

- Muller, A., C. J. C. Reason, et N. Fauchereau. 2008. Extreme Rainfall in the Namib Desert during Late Summer 2006 and Influences of Regional Ocean Variability. *International Journal of Climatology* **28** (8): 1061–70.
- New, M., B. Hewitson, D. B. Stephenson, A. Tsiga, A. Kruger, A. Manhique, B. Gomez, C. A. S. Coelho, D. N. Masisi, et E. Kululanga. 2006. Evidence of Trends in Daily Climate Extremes over Southern and West Africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **111** (D14). doi: 10.1029/2005JD006289
- New, M. 2002. Climate Change and Water Resources in the Southwestern Cape, South Africa. *South African Journal of Science* **98** (7-8): 369–76.
- Newman, P. A., E. R. Nash, S. R. Kawa, S. A. Montzka, et S. M. Schauffler. 2006. When Will the Antarctic Ozone Hole Recover? *Geophysical Research Letters* **33** (12). doi:10.1029/2005GL025232.
- Nicholson, S. 2003. Comments on ‘The South Indian Convergence Zone and Interannual Rainfall Variability over Southern Africa’ and the Question of ENSO’s Influence on Southern Africa. *Journal of Climate* **16** (3): 555–62.
- Ninomiya, K. 2008. Similarities and Differences among the South Indian Ocean Convergence Zone, North American Convergence Zone, et Other Subtropical Convergence Zones Simulated Using an AESM. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **86** (1): 141–65.
- Nogues-Paegle, J., et K. C. Mo. 1997. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. *Monthly Weather Review* **125** (2): 279–91.
- O’Gorman, P. A., et T. Schneider. 2009. The Physical Basis for Increases in Precipitation Extremes in Simulations of 21st-Century Climate Change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **106** (35): 14773–77.
- Oettli, P., T. Tozuka, T. Izumo, F. A. Engelbrecht, et T. Yamagata. 2013. The Self-Organizing Map, a New Approach to Apprehend the Madden–Julian Oscillation Influence on the Intraseasonal Variability of Rainfall in the Southern African Region. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-013-1985-4.
- Onogi, K. 2000. The Long-Term Performance of the Radiosonde Observing System to Be Used in ERA-40. *ERA-40 Project Report Series* Vol. 2. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 77 p.
- Pall, P., M. R. Allen, et D. A. Stone. 2007. Testing the Clausius–Clapeyron Constraint on Changes in Extreme Precipitation under CO₂ Warming. *Climate Dynamics* **28** (4): 351–63.
- Pennell, C., et T. Reichler. 2011. On the Effective Number of Climate Models. *Journal of Climate* **24** (9): 2358–67.

- Perlwitz, J., S. Pawson, R. L. Fogt, J. E. Nielsen, et W. D. Neff. 2008. Impact of Stratospheric Ozone Hole Recovery on Antarctic Climate. *Geophysical Research Letters* **35** (8). doi:10.1029/2008GL033317.
- Poccard, I. 2000. *Etude Diagnostique de Nouvelles Données Climatiques: Les Réanalyses. Exemples D'application Aux Précipitations En Afrique Tropicale*. Thèse de Doctorat, université de Bourgogne. 244p.
- Poccard, I., S. Janicot, et P. Camberlin. 2000. Comparison of Rainfall Structures between NCEP/NCAR Reanalyses and Observed Data over Tropical Africa. *Climate Dynamics* **16** (12): 897–915.
- Pohl, B. 2007. *L'Oscillation de Madden-Julian et La Variabilité Pluviométrique Régionale En Afrique Subsaharienne*. Thèse de Doctorat, université de Bourgogne. 282p.
- Pohl, B., N. Fauchereau, Y. Richard, M. Rouault, et C. J. C. Reason. 2009. Interactions between Synoptic, Intraseasonal and Interannual Convective Variability over Southern Africa. *Climate Dynamics* **33** (7-8): 1033–50.
- Pohl, B., Y. Richard, et N. Fauchereau. 2007. Influence of the Madden-Julian Oscillation on Southern African Summer Rainfall. *Journal of Climate* **20** (16): 4227–42.
- Racz, Z., et R. K. Smith. 1999. The Dynamics of Heat Lows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **125** (553): 225–52.
- Randall, D. A., R. A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fiechfet, J. Fyfe, V. Kattsov, et al. 2007. Climate Models and Their Evaluation. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Ratna, S. B., S. Behera, J. V. Ratnam, K. Takahashi, et T. Yamagata. 2013. An Index for Tropical Temperate Troughs over Southern Africa. *Climate Dynamics* **41** (2): 421–41.
- Ratnam, J. V., S. K. Behera, Y. Masumoto, et T. Yamagata. 2014. Remote Effects of El Niño and Modoki Events on the Austral Summer Precipitation of Southern Africa. *Journal of Climate*. doi:10.1175/JCLI-D-13-00431.1, in press.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, et A. Kaplan. 2003. Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice, et Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **108** (D14). doi:10.1029/2002JD002670.
- Reason, C. J. C. 1998. Warm and Cold Events in the Southeast Atlantic Southwest Indian Ocean Region and Potential Impacts on Circulation and Rainfall over Southern Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics* **69** (1-2): 49–65.
- . 2001a. Subtropical Indian Ocean SST Dipole Events and Southern African Rainfall. *Geophysical Research Letters* **28** (11): 2225–27. doi:10.1029/2000gl012735.
- . 2001b. Evidence for the Influence of the Agulhas Current on Regional Atmospheric Circulation Patterns. *Journal of Climate* **14** (12): 2769–78.

- . 2002. Sensitivity of the Southern African Circulation to Dipole Sea-Surface Temperature Patterns in the South Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **22** (4): 377–93.
- Reason, C. J. C., R. J. Allan, J. A. Lindesay, et T. J. Ansell. 2000. Enso and Climatic Signals across the Indian Ocean Basin in the Global Context: Part I, Interannual Composite Patterns. *International Journal of Climatology* **20** (11): 1285–1327.
- Reason, C. J. C., et C. R. Godfred-Spenning. 1998. SST Variability in the South Indian Ocean and Associated Circulation and Rainfall Patterns over Southern Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics* **66** (3-4): 243–58.
- Reason, C. J. C., et D. Jagadheesha. 2005a. A Model Investigation of Recent ENSO Impacts over Southern Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics* **89** (1-4): 181–205.
- . 2005b. Relationships between South Atlantic SST Variability and Atmospheric Circulation over the South African Region during Austral Winter. *Journal of Climate* **18** (16): 3339–55.
- Reason, C. J. C., W. Landman, et W. Tennant. 2006. Seasonal to Decadal Prediction of Southern African Climate and Its Links with Variability of the Atlantic Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society* **87** (7): 941–55
- Reason, C. J. C., et J. R. E. Lutjeharms. 1998. Variability of the South Indian Ocean and Implications for Southern African Rainfall. *South African Journal of Science* **94** (3): 115–23.
- Reason, C. J. C., et H. Mulenga. 1999. Relationships between South African Rainfall and SST Anomalies in the Southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **19** (15): 1651–73.
- Reason, C. J. C., et M. Rouault. 2002. ENSO-like Decadal Variability and South African Rainfall. *Geophysical Research Letters* **29** (13). doi:10.1029/2002gl014663.
- Reinhold, B. B., et R. T. Pierrehumbert. 1982. Dynamics of Weather Regimes: Quasi-Stationary Waves and Blocking. *Monthly Weather Review* **110** (9): 1105–45.
- Riahi, K., A. Grubler, et N. Nakicenovic. 2007. Scenarios of Long-Term Socio-Economic and Environmental Development under Climate Stabilization. *Technological Forecasting and Social Change* **74** (7): 887–935.
- Richard, Y. 1996. La Question de La Linéarité Des Relations En Climatologie Diagnostique: Exemple de La Sensibilité Des Pluies Stationnelles d’Afrique Australe À L’oscillation Australe. *Méditerranée* **85** (4): 87–90.
- Richard, Y., N. Fauchereau, I. Pocard, M. Rouault, et S. Trzaska. 2001. 20th Century Droughts in Southern Africa: Spatial and Temporal Variability, Teleconnections with Oceanic and Atmospheric Conditions. *International Journal of Climatology* **21** (7): 873–85.

- Richard, Y., S. Trzaska, P. Roucou, et M. Rouault. 2000. Modification of the Southern African Rainfall variability/ENSO Relationship since the Late 1960s. *Climate Dynamics* **16** (12): 883–95.
- Richman, M. B. 1986. Rotation of Principal Components. *Journal of Climatology* **6** (3): 293–335.
- Robertson, A. W., et M. Ghil. 1999. Large-Scale Weather Regimes and Local Climate over the Western United States. *Journal of Climate* **12** (6): 1796–1813.
- Rocha, A., et I. Simmonds. 1997a. Interannual Variability of South-Eastern African Summer Rainfall .1. Relationships with Air-Sea Interaction Processes. *International Journal of Climatology* **17** (3): 235–65.
- . 1997b. Interannual Variability of South-Eastern African Summer Rainfall .2. Modelling the Impact of Sea-Surface Temperatures on Rainfall and Circulation. *International Journal of Climatology* **17** (3): 267–90.
- Rouault, M., P. Florenchie, N. Fauchereau, et C. J. C. Reason. 2003a. South East Tropical Atlantic Warm Events and Southern African Rainfall. *Geophysical Research Letters* **30** (5). doi:10.1029/2002gl014840.
- Rouault, M., C. J. C. Reason, J. R. E. Lutjeharms, et A. C. M. Beljaars. 2003b. Underestimation of Latent and Sensible Heat Fluxes above the Agulhas Current in NCEP and ECMWF Analyses. *Journal of Climate* **16** (4): 776–82.
- Rouault, M., et Y. Richard. 2003. Intensity and Spatial Extension of Drought in South Africa at Different Time Scales. *Water SA* **29** (4): 489–500.
- . 2005. Intensity and Spatial Extent of Droughts in Southern Africa. *Geophysical Research Letters* **32** (15). doi:10.1029/2005gl022436.
- Santer, B. D., K. E. Taylor, P. J. Gleckler, C. Bonfils, T. P. Barnett, D. W. Pierce, T. M. L. Wigley, C. Mears, F. J. Wentz, et W. Brüggemann. 2009. Incorporating Model Quality Information in Climate Change Detection and Attribution Studies. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **106** (35): 14778–83.
- Scoccimarro, E., S. Gualdi, A. Bellucci, M. Zampieri, et A. Navarra. 2013. Heavy Precipitation Events in a Warmer Climate: Results from CMIP5 Models. *Journal of Climate* **26** (20): 7902–11.
- Shongwe, M. E., G. J. Van Oldenborgh, BJJM Van Den Hurk, B. De Boer, C. A. S. Coelho, et M. K. Van Aalst. 2009. Projected Changes in Mean and Extreme Precipitation in Africa under Global Warming. Part I: Southern Africa. *Journal of Climate* **22** (13): 3819–37.
- Simmons, A. J., et J. K. Gibson. 2000. The ERA-40 Project Plan. *ERA-40 Project Report Series* Vol. 1. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 62 p.

- Singleton, A. T., et C. J. C. Reason. 2007. A Numerical Model Study of an Intense Cutoff Low Pressure System over South Africa. *Monthly Weather Review* **135** (3): 1128–50.
- Smakhtina, O. 1998. Historical Changes in Rainfall Pattern in the Eastern Cape Province, South Africa. In: *Proceedings of the Abidjan'98 Conference held at Abidjan, Côte d'Ivoire*, IAHS Publ., **252**: 135–42.
- Smith, S. J., et T. M. L. Wigley. 2006. Multi-Gas Forcing Stabilization with Minicam. *Energy Journal*, **3** (Special Issue): 373–91.
- Solman, S. A., et C. G. Menendez. 2003. Weather Regimes in the South American Sector and Neighbouring Oceans during Winter. *Climate Dynamics* **21** (1): 91–104.
- Son, S. W., L. M. Polvani, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, R. Garcia, D. Kinnison, S. Pawson, E. Rozanov, T. G. Shepherd, et K. Shibata. 2008. The Impact of Stratospheric Ozone Recovery on the Southern Hemisphere Westerly Jet. *Science* **320** (5882): 1486–89.
- Stevens, B., M. Giorgetta, M. Esch, T. Mauritsen, T. Crueger, S. Rast, M. Salzmann, *et al.* 2013. Atmospheric Component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* **5** (2): 146–72.
- Streten, N. A. 1973. Some Characteristics of Satellite-Observed Bands of Persistent Cloudiness over the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review* **101** (6): 486–95.
- Sud, Y. C., G. K. Walker, et W. E. Smith. 1991. Analysis of a General-Circulation Model Simulation of the Atmospheric Response to the Observed Sea-Surface Temperature Anomalies of January and February 1983. *Journal of Climate* **4** (1): 107–15.
- Sun, L. Q., F. H. M. Semazzi, F. Giorgi, et L. Ogallo. 1999. Application of the NCAR Regional Climate Model to Eastern Africa - 2. Simulation of Interannual Variability of Short Rains. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **104** (D6): 6549–62.
- Szopa, S., Y. Balkanski, M. Schulz, S. Bekki, D. Cugnet, A. Fortems-Cheiney, S. Turquety, *et al.* 2013. Aerosol and Ozone Changes as Forcing for Climate Evolution between 1850 and 2100. *Climate Dynamics* **40** (9-10): 2223–50.
- Tadross, M. C. J, et B. Hewitson. 2005. On RCM-Based Projections of Change in Southern African Summer Climate. *Geophysical Research Letters* **32** (23). doi:10.1029/2005GL024460.
- Taljaard, J. J. 1953. The Mean Circulation in the Lower Troposphere over Southern Africa. *South African Geographical Journal* **35** (1): 33–45.
- . 1986. Change of Rainfall Distribution and Circulation Patterns over Southern Africa in Summer. *Journal of Climatology* **6** (6): 579–92.
- Taljaard, J. J., et D. Phil. 1996. Atmospheric Circulation Systems, Synoptic Climatology and Weather Phenomena of South Africa. Part 6. Rainfall in South Africa. *Technical Paper 32*. Weather Service, Pretoria, SA.

- Tapp, R. G., et S. L. Barrell. 1984. The North-West Australian Cloud Band: Climatology, Characteristics and Factors Associated with Development. *Journal of Climatology* **4** (4): 411–24.
- Taylor, K. E. 2001. Summarizing Multiple Aspects of Model Performance in a Single Diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* **106** (D7): 7183–92.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, et G. C. Hegerl. 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends*. *Journal of Climate* **13** (5): 1018–36.
- Thompson, D.W. J., et S. Solomon. 2002. Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science* **296** (5569): 895–99.
- Thomson, A. M., K. V. Calvin, S. J. Smith, G. P. Kyle, A. Volke, P. Patel, S. Delgado-Arias, et al. 2011. RCP4.5: A Pathway for Stabilization of Radiative Forcing by 2100. *Climatic Change* **109** (1-2): 77–94.
- Todd, M. C., et R. Washington. 1999. Circulation Anomalies Associated with Tropical-Temperate Troughs in Southern Africa and the South West Indian Ocean. *Climate Dynamics* **15** (12): 937–51.
- Todd, M. C., Richard Washington, et Paul I. Palmer. 2004. Water Vapour Transport Associated with Tropical–temperate Trough Systems over Southern Africa and the Southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **24** (5): 555–68.
- Tozuka, T., B. J. Abiodun, et F. A. Engelbrecht. 2014. Impacts of Convection Schemes on Simulating Tropical-Temperate Troughs over Southern Africa. *Climate Dynamics* **42** (1-2): 433–51.
- Trenberth, K. E. 1976. Spatial and Temporal Variations of the Southern Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **102** (433): 639–53.
- . 1991a. Climate Diagnostics from Global Analyses- Conservation of Mass in ECMWF Analyses. *Journal of Climate* **4** (7): 707–22.
- . 1991b. Storm Tracks in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* **48** (19): 2159–78.
- . 1999. Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change. *Climate Change* **42**: 327–39.
- Trenberth, K. E., D. P. Stepaniak, J. W. Hurrell, et M. Fiorino. 2001. Quality of Reanalyses in the Tropics. *Journal of Climate* **14** (7): 1499–1510.
- Trzaska, S. 2002. *Impact Des Anomalies de TSO Globales Sur L'atmosphère Tropicale Dans La Région Péri-Atlantique Dans ARPEGE-Climat. Application À La Variabilité Climatique En Afrique de l'Ouest et En Afrique Australe*. Thèse de Doctorat, université de Bourgogne. 379 p.

- Tyson, P. D. 1986. *Climatic Change and Variability in Southern Africa*. Oxford University Press. Cape Town, South Africa. 220 p.
- . 1991. Climatic change in southern Africa: past and present conditions and possible future scenarios. *Climate Change* **18**: 241–58.
- Tyson, P. D., et R. A. Preston-Whyte. 2000. *The Weather and Climate of Southern Africa*. Oxford University Press. Cape Town, South Africa. 396 p.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, et al. 2005. The ERA-40 Re-Analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131** (612): 2961–3012.
- Usman, M. T., et C. J. C. Reason. 2004. Dry Spell Frequencies and Their Variability over Southern Africa. *Climate Research* **26** (3): 199–211.
- Van den Heever, S. C., P. C. D’Abreton, et P. D. Tyson. 1997. Numerical Simulation of Tropical-Temperate Troughs over Southern Africa Using the CSU RAMS Model. *South African Journal of Science* **93**: 359–65.
- Van Heerden, J., et J. J. Taljaard. 1998. Africa and Surrounding Waters. *Meteorological Monographs-American Meteorological Society* **27**: 141–74.
- Van Vuuren, D. P., E. Stehfest, M. G. J. den Elzen, T. Kram, J. van Vliet, S. Deetman, M. Isaac, et al. 2011. RCP2.6: Exploring the Possibility to Keep Global Mean Temperature Increase below 2 Degrees C. *Climatic Change* **109** (1-2): 95–116.
- Vigaud, N., B. Pohl, et J. Cretat. 2012. Tropical-Temperate Interactions over Southern Africa Simulated by a Regional Climate Model. *Climate Dynamics* **39** (12): 2895–2916.
- Vigaud, N., Y. Richard, M. Rouault, et N. Fauchereau. 2007. Water Vapour Transport from the Tropical Atlantic and Summer Rainfall in Tropical Southern Africa. *Climate Dynamics* **28** (2-3): 113–23.
- . 2009. Moisture Transport between the South Atlantic Ocean and Southern Africa: Relationships with Summer Rainfall and Associated Dynamics. *Climate Dynamics* **32** (1): 113–23.
- Vincent, D. G. 1994. The South-Pacific Convergence Zone (SPCZ) - A Review. *Monthly Weather Review* **122** (9): 1949–70.
- Virji, H., et V. E. Kousky. 1983. Regional and Global Aspects of Low Latitude Frontal Penetration in Amazonas and Associated Tropical Activity. In: *International conference on Southern Hemisphere Meteorology, 1, São Jose dos Campos, Brazil*, Boston: AMS, 215-220.
- Voldoire, A., E. Sanchez-Gomez, D. S. Y. Melia, B. Decharme, C. Cassou, S. Senesi, S. Valcke, et al. 2013. The CNRM-CM5.1 Global Climate Model: Description and Basic Evaluation. *Climate Dynamics* **40** (9-10): 2091–2121.

- Von Salzen, K., J. F. Scinocca, N. A. McFarlane, J. N. Li, J. N. S. Cole, D. Plummer, D. Verseghy, *et al.* 2013. The Canadian Fourth Generation Atmospheric Global Climate Model (CanAM4). Part I: Representation of Physical Processes. *Atmosphere-Ocean* **51** (1): 104–25.
- Von Storch, H., et F. W. Zwiers. 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press. 484 p.
- Walker, N. D. 1990. Links between South African Summer Rainfall and Temperature Variability of the Agulhas and Benguela Current Systems. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **95** (C3): 3297–3319.
- Walker, N. D., et J. A. Lindesay. 1989. Preliminary-Observations of Oceanic Influences on the February-March 1988 Floods in Central South-Africa. *South African Journal of Science* **85** (3): 164–69.
- Ward, M. N. 1992. Provisionally Corrected Surface Wind Data, Worldwide Ocean Atmosphere Surface Fields, et Sahelian Rainfall Variability. *Journal of Climate* **5** (5): 454–75.
- Washington, R., et A. Preston. 2006. Extreme Wet Years over Southern Africa: Role of Indian Ocean Sea Surface Temperatures. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **111** (D15). doi:10.1029/2005jd006724.
- Washington, R., et M. C. Todd. 1999. Tropical-Temperate Links in Southern African and Southwest Indian Ocean Satellite-Derived Daily Rainfall. *International Journal of Climatology* **19** (14): 1601–16.
- Watanabe, M., T. Suzuki, R. O’ishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, *et al.* 2010. Improved Climate Simulation by MIROC5. Mean States, Variability, et Climate Sensitivity. *Journal of Climate* **23** (23): 6312–35.
- Weare, B. C. 2013. El Niño Teleconnections in CMIP5 Models. *Climate Dynamics* **41** (7-8): 2165–77.
- Weatherhead, E. C., G. C. Reinsel, G. C. Tiao, C. H. Jackman, L. Bishop, S. M. H. Frith, J. DeLuisi, T. Keller, S. J. Oltmans, et E. L. Fleming. 2000. Detecting the Recovery of Total Column Ozone. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **105** (D17): 22201–10.
- Webster, P. J., et H. R. Chang. 1998. Atmospheric Wave Propagation in Heterogeneous Flow: Basic Flow Controls on Tropical—extratropical Interaction and Equatorial Wave Modification. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **27** (1): 91–134.
- Widlansky, M. J. 2010. Climate Dynamics of the South Pacific Convergence Zone and Similarities with Other Subtropical Convergence Zones in the Southern Hemisphere. PhD Thesis, Georgia Institute of Technology. 154 p.
- Wittenberg, A. T. 2009. Are Historical Records Sufficient to Constrain ENSO Simulations? *Geophysical Research Letters* **36**. doi:10.1029/2009gl038710.

- Wu, T. W. 2012. A Mass-Flux Cumulus Parameterization Scheme for Large-Scale Models: Description and Test with Observations. *Climate Dynamics* **38** (3-4): 725–44.
- Wu, T. W., R. C. Yu, F. Zhang, Z. Z. Wang, M. Dong, L. N. Wang, X. Jin, D. L. Chen, et L. Li. 2010. The Beijing Climate Center Atmospheric General Circulation Model: Description and Its Performance for the Present-Day Climate. *Climate Dynamics* **34** (1): 123–47.
- Xie, P. P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G. J. Huffman, et S. Curtis. 2003. GPCP Pentad Precipitation Analyses: An Experimental Dataset Based on Gauge Observations and Satellite Estimates. *Journal of Climate* **16** (13): 2197–2214.
- Xin, X. G., T. W. Wu, J. L. Li, Z. Wang, W. Li, et F. Wu. 2013. How Well Does BCC_CSM1.1 Reproduce the 20th Century Climate Change over China. *Atmospheric and Oceanic Science Letters* **6** (1): 21–26.
- Yin, J. H. 2005. A Consistent Poleward Shift of the Storm Tracks in Simulations of 21st Century Climate. *Geophysical Research Letters* **32** (18). doi:10.1029/2005GL023684.
- Ziv, B. 2001. A Subtropical Rainstorm Associated with a Tropical Plume over Africa and the Middle-East. *Theoretical and Applied Climatology* **69** (1-2): 91–102.

Liste des figures, tables et encadrés

FIGURES

Figure 1 : Infra-rouge sortant au sommet de l’atmosphère NOAA le 25 décembre 2011.....1

Figure 2 : Image satellitale d’une bande nuageuse typiques d’un TTT sur l’Afrique australe, le 21 octobre 2004 à 12h UTC (Meteosat-8 channel 9; image d’EUMETSAT).2

Figure 3 : Barres : Chronique temporelle (score supérieur à un écart-type) de la 1^{ère} composante principale de l’ACP appliquée sur l’OLR NDJF 1979-2007 sur le domaine 7.5°E-70°E/10°S-40°S. La courbe rouge représente les valeurs inférieures à moins d’un écart-type. *Reproduit de Pohl et al. 2009.*3

Figure 4 : Schéma conceptuel des phénomènes climatiques clés avec leurs échelles spatio-temporelles associées. La flèche met en évidence l’importance des interactions d’échelle dans la formation des TTT.....5

Figure 1. 1 : (a) Infra-rouge sortant au sommet de l’atmosphère ERA40. Moyenne saisonnière NDJF 1971-1999. Les valeurs inférieures à 240 W.m² sont en nuances de gris. (b) comme pour (a) avec un zoom sur l’Afrique australe et le sud-ouest de l’océan Indien. (c) OLR moyen en NDJF 1971-1999, pour les 3 classes de TTT identifiées section 1.3.2.8

Figure 1. 2 : Images satellitales montrant des bandes nuageuses typiques des TTT sur l’Afrique australe, le 2 et 7 décembre 2005 (Institut de Météorologie du Mozambique). *Reproduit de Manhique et al. (2011).*10

Figure 1. 3 : Limites politiques de l’Afrique australe, contexte climatique en noir et caractéristiques synoptiques clés de la saison d’été de basses (hautes) couches atmosphériques en rouge (bleu). AL : dépression de l’Angola, HL : dépression thermique, SAH : anticyclone sud-Atlantique (anticyclone de Sainte Hélène), SIH : anticyclone sud-Indien (anticyclone des Mascareignes).11

Figure 1. 4 : Température moyenne de surface océanique NDJF 1971-1999 (données HadISST ; Rayner *et al.* 2003).13

Figure 1. 5 : (a) Régime pluviométrique mensuel (1971-1999) d’après le fichier ERA40. La moyenne des points de grille continentaux montrés en (b) est considérée. (b) Champs mensuels moyens ERA40 NDJF 1971-1999.16

Figure 1. 6 : Contribution des TTT au cumul pluviométrique sud-africain d’Octobre à Mars 1979-1999. Les TTT sont extraits en utilisant une procédure d'identification automatisée (cf. section 1.3. p.41). Les données de précipitations sont issues de la base de données Water Research Commission élaborée par Lynch (2003). <i>Reproduit de Hart et al. (2013)</i>	19
Figure 1. 7 : OLR moyen (a) ERA40 et (b) NOAA NDJF 1979-1999. Les valeurs inférieures à 240 W.m^{-2} sont en niveau de gris. (c) Différences (ERA40 - NOAA) significatives à 95% selon le test de Student.	24
Figure 1. 8 : Représentation schématique du fonctionnement d’un modèle de circulation général.....	27
Figure 1. 9 : Évolution du forçage radiatif anthropique total historique et projeté (1950-2100) pour les 3 familles de scénarios (IS92, SRES et RCP). <i>Reproduit du 5^{ème} rapport du GIEC</i> . .29	
Figure 1. 10 : Évolution de la température de surface globale historique et projetée (1950-2100) pour les RCP 2.6 et 8.5. <i>Reproduit du 5^{ème} rapport du GIEC</i>	29
Figure 1. 11 : Schéma d’évolution de la modélisation climatique à l’échelle mondiale entre 1970 et la fin des années 2000. <i>Reproduit du 5^{ème} rapport du GIEC</i>	30
Figure 1. 12 : Représentation schématique d’un modèle « Système-Terre », ici le modèle du Max Planck Institute for Meteorology. <i>Reproduit de http://www.mpimet.mpg.de/en/science/models/mpi-esm.html</i>	34
Figure 1. 13 : Localisation des 7858 stations sud-africaines (et avoisinantes) renseignant la pluviométrie quotidienne sans valeurs manquantes de l’Afrique du Sud de NDJF 1971-1999.	35
Figure 1. 14 : Précipitations (a) ERA40 (b) GPCP NDJF 1979-1999. (c) Différences (ERA40-GPCP) significatives à 95% selon le test de Student.	36
Figure 1. 15 : Champs de corrélation d’OLR associés aux deux premières composantes principales de l’ACP (NDJF 1971-1999) calculé sur le domaine $7.5^{\circ}\text{E}-70^{\circ}\text{E}/10^{\circ}\text{S}-40^{\circ}\text{S}$ (pointillés noirs). L’intervalle de contour de 0,1. Les lignes pointillées entourent des valeurs de corrélation significatives au niveau de 95% selon le test de Bravais-Pearson.....	38
Figure 1. 16 : Cohérence carrée et de phase entre la 1 ^{ère} et la 2 ^{ème} composante principale de l’ACP appliquée sur l’OLR NDJF 1971-1999 sur le domaine $7.5^{\circ}\text{E}-70^{\circ}\text{E}/10^{\circ}\text{S}-40^{\circ}\text{S}$	39
Figure 1. 17 : Indice de classifiabilité c^* en fonction du nombre de classes k (trait plein) pour la classification sur (a) l’OLR et (b) la ZDEF appliquée sur NDJF 1971-1999. Les seuils de signification (pointillés) à 90 et 95% sont calculés selon la procédure de Markov de premier ordre.....	42

Figure 1. 18 : Représentation des différentes régions choisies pour la détermination de l'indice de TTT. Les boîtes rectangulaires grisées (E1, E2, W1 et W2) sont utilisées pour OLR, les autres pour le vent (W et E). <i>Reproduit de Ratna et al. (2013)</i>	43
Figure 2. 1 : Anomalies composites du géopotential à 500 hPa NCEP2 JFM 1979-2003 (intervalle : 4 m) pour les TTT continentaux.	51
Figure 2. 2 : Représentation schématique des mécanismes favorables à la formation des TTT d'après Walker (1990).	53
Figure 2.3 : Corrélation entre la fréquence saisonnière des TTT (a) continentaux (b) océaniques et les anomalies de TSO en NDJF 1979-2002 (données HadISST ; Rayner et al. 2003). Les lignes entourent les valeurs de corrélation significatives au niveau 95%. <i>Reproduit de Fauchereau et al. (2009)</i>	55
Figure 2. 4 : Schéma conceptuel de la relation entre les TTT et les perturbations tempérées (cercle noir) et les mécanismes tropicaux (pointillets noirs).	57
Figure 2. 5 : Profils longitudinaux des anomalies NDJF 1971-1999 d'OLR (bleu), de ZDEF à 200 hPa (tirets bleus) et de convergence de vent à 200 hPa (rouge) ERA40 pour les Classes #5, #6 et #7, moyennées sur une bande latitudinale comprise entre 24° et 36°S. Les aplats de couleurs bleus (orange) indiquent les régions de convection renforcée (réduite).	61
Figure 2.7 : Différences d'ESH intégrée entre 1000 et 700 hPa (couleurs, 10^2 J.kg^{-1}) et d'OLR (contours, 5W.m^{-2} , seules les anomalies négatives sont représentées) ERA40 entre (a) les transitoires tempérées du régime #B associées aux TTT de la CL#6 et les autres, (b) les transitoires du régime #C associées aux TTT de CL#7. Seuls les points de grille dont les anomalies sont significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling sont représentés. .78	
Figure 3. 1 : (a) Température ERA40 NDJF 1971-1999. (b) Différences significatives à 95% selon le test de Student entre chacun des 8 ESM et ERA40. (c) Diagramme de Taylor (Taylor 2001) de la variabilité spatiale de la température ERA40 et simulée par les ESM CMIP5, en fonction de l'erreur quadratique moyenne (RMS, vert), du coefficient de corrélation (bleu) et de l'écart-type (noir).	83
Figure 3. 2 : Comme pour la Fig. 3.1 mais pour l'OLR.	84
Figure 3. 3 : Comme pour la Fig. 3.1 mais pour les précipitations.	85
Figure 3. 4 : Comme pour la Fig. 3.1 mais pour le nombre de jours de précipitations (a,b et e) et les volumes précipités par jour de pluie (c,d et f ; en mm j^{-1}).	87

Figure 3. 5 : Flux d'humidité à 850 hPa NDJF 1971-1999 pour ERA40 (panel de gauche) et différences significatives à 95% selon le test de Student entre les ESM et ERA40 (panel du milieu et de droite).....	89
Figure 3. 6 : Champs de corrélations d'OLR NDJF 1971-1999 associés à la (a) composante principale associée aux TTTc (b) composante principale associée aux TTTc de l'ACP définie à la section 1.3.1 pour ERA40 et les 8 ESM CMIP5. Les traits pointillés délimitent le domaine sur lequel l'ACP a été effectuée.....	91
Figure 3. 7 : Cycle annuel du nombre de TTT (a) continentaux et (b) océaniques (score supérieur à un écart-type) pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 (1971-1999). La barre rouge représente la médiane du nombre d'événements par mois. Le rectangle bleu montre la distribution entre le 1 ^{er} et le 3 ^{ème} quartile, les barres noires verticales la queue de distribution et les croix rouges les valeurs extrêmes.	93
Figure 3. 8 : Contribution spatiale moyenne des (a) TTT continentaux et (b) océaniques aux précipitations pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 (NDJF 1971-1999).	95
Figure 3. 9 : (a) Différence de température entre NDJF 2010-2039 et NDJF 1971-1999, pour chacun des 8 ESM forcés par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où la différence est significative selon le test de Student sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) Différences de température entre la RCP 2.6 et la RCP 8.5 sur NDJF 2070-2099 pour chacun des 8 ESM.	97
Figure 3. 10 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour l'énergie latente à 1000 hPa (en kJ.kg ⁻¹).....	99
Figure 3. 11 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour les flux d'humidité à 850 hPa. Seuls les résultats obtenus avec BCC sont représentés pour une meilleure lisibilité.	100
Figure 3. 12 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour l'écart-type du géopotential à 500 hPa filtré sur une bande-passante de 2-6jours.....	102
Figure 3. 13 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour les précipitations.	104
Figure 3. 14 : comme pour la Fig. 3.9 mais le nombre de jours de précipitations >1 mm.	106
Figure 3. 15 : comme pour la Fig. 3.9 mais pour les volumes moyens précipités par jour de pluie.	107
Figure 3. 16 : (a) Différence de la contribution spatiale des TTT continentaux (ligne du haut) et océaniques (ligne du bas) entre NDJF 2010-2039 et NDJF 1971-1999, pour BCC forcé par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où la différence est significative selon le test de Student sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) Différence de la contribution spatiale des TTT entre la RCP 2.6 et la RCP 8.5 sur la période NDJF 2070-2099.....	111

Figure 3. 17 : Distribution des précipitations quotidiennes du domaine 22.5°-31.5°S et 20°E-38°E en NDJF 1971-1999 pour ERA40 (pointillés gris) et la simulation historique (pointillés noirs) des 8 ESM et en NDJF 2070-2099 pour la trajectoire 2.6 (ligne bleue) et la trajectoire 8.5 (ligne rouge). 114

Figure 3. 18 : Différence des volumes précipités moyens pendant les événements extrêmes (> 99^{ème} percentile) entre NDJF 2010-2039 et NDJF 1971-1999, pour chacun des 6 ESM retenus forcés par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où la différence est significative selon le test de Student ont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) Différences de l'intensité des événements extrêmes (mm) entre la RCP 2.6 et la RCP 8.5 sur la période 2070-2099 pour chacun des 6 ESM. 117

Figure 3. 19 : Série temporelle des 61 événements extrêmes (> 99^{ème} percentile) du domaine 22.5°S-31.5°S et 20°E-38°E, NDJF 2010-2099, extraits sur une fenêtre glissante de 29 ans, selon la trajectoire 2.6 (bleu) et la trajectoire 8.5 (rouge). L'année reportée sur l'axe des abscisses correspond à la première année de la fenêtre mobile. Les lignes pleines (pointillées) indiquent une évolution (non) significative au seuil de 95% (la significativité de la tendance a été testée par la méthode de corrélation de rangs de Spearman)..... 118

Figure 3. 20 : (a) Moyenne des anomalies des volumes précipités moyens pendant les événements extrêmes (> 99^{ème} percentile) NDJF 2010-2039 pour chacun des 6 ESM retenus forcés par la RCP 8.5. Seuls les points de grille où les anomalies sont significatives selon le test de Student sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) comme pour (a) pour la RCP 2.6 sur la période 2070-2099..... 120

Figure 3. 21 : (a) Différence de flux d'humidité à 850 hPa et de convergence associée (couleurs) entre les événements d'extrêmes (> 99^{ème} percentile) et les autres jours (NDJF 2010-2039) pour BCC forcé par la RCP 8.5. Les couleurs froides / chaudes indiquent la convergence / divergence des flux. Seuls les points de grille (vecteurs) où les anomalies sont significatives selon un test t² de Hotelling sont représentés (95%). (b) comme pour (a) pour 2040-2069. (c) comme pour (a) pour 2070-2099. (d) comme pour (a) pour la RCP 2.6 sur la période 2070-2099..... 121

TABLES

Table 1. 1 : Champs ERA40 utilisés pour l'étude.	22
Table 1. 2 : Caractéristiques des ESM utilisés. S : aérosols sulfatés ; AV : aérosols volcanique (*) activité volcanique ; SM : sel marin ; PM : poussière minérale ; GES : Gaz à effet de serre (CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, CFC ₁₁ , CFC ₁₂) ; NR : non renseigné ; SCO : suie et carbone organique. Pour les aérosols, les ombrages en gris foncés (clairs) indiquent les effets directs (semi-direct) des aérosols.	32
Table 3. 1 : Nom des ESM retenus et acronymes utilisés dans l'étude.	82
Table 3. 2 : Effectif moyen du nombre (score supérieur à un écart-type) de TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) NDJF 1971-1999 pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 et la moyenne multi-modèle (MM). Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une surestimation (sous-estimation).....	92
Table 3. 3 : Contribution (en %) des TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) aux précipitations d'Afrique australe pour ERA40 et chacun des 8 ESM CMIP5 (NDJF 1971-1999) et la moyenne multi-modèle (MM). Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une surestimation (sous-estimation).....	94
Table 3. 4 : Nombre moyen de TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) NDJF 1971-1999 (noir), 2010-2039 (fond vert), 2040-2069 (fond bleu), 2070-2099 (fond rouge) pour chacun des 8 ESM et la moyenne multi-modèle. Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une augmentation (diminution), les valeurs en noires ne présentent aucune évolution.	110
Table 3. 5 : Contribution moyenne (en %) des TTT continentaux (colonne de gauche) et océaniques (colonne de droite) aux précipitations NDJF 1971-1999 (noir), 2010-2039 (fond vert), 2040-2069 (fond bleu), 2070-2099 (fond rouge) pour chacun des 8 ESM et la moyenne multi-modèle. Les valeurs en rouges (bleues) indiquent une augmentation (diminution), les valeurs en noires ne présentent aucune évolution.	112
Table 3. 6 : Distribution des jours de précipitations (en %) selon les classes de précipitations sur le domaine 22.5°-31.5°S et 20°E-38°E. Période d'analyse : NDJF 1971-1999 pour ERA40 et la simulation historique (noir) et NDJF 2070-2099 pour la trajectoire 2.6 (bleu) et la trajectoire 8.5 (rouge). Les valeurs en gras indiquent une évolution significative selon le test de Student (95%). La moyenne multi-modèle simulant une augmentation (diminution) est marquée par un fond rouge (bleu). Les ESM partageant la même tendance que le multi-modèle sont indiqués par un fond gris.	115

ENCADRES

Encadré 1. 1 : L’algorithme des nuées dynamiques41

Encadré 1. 2 : Le test de Student.....45

Encadré 2. 1 : La définition de l’étirement zonal du vent à 200 hPa (ZDEF).58

Encadré 2. 2 : L’énergie statique humide (ESH).59

Liste des acronymes

ACP	: Analyse en Composantes Principales
AAO	: Antarctic Oscillation
AR	: Assessment Report (Rapport d'évaluation)
BCC	: Beijing Climate Center Climate System Model 1.1
BNU	: Beijing Normal University Earth System Model
Can	: Canadian Earth System Model
CMIP5	: Coupled model intercomparison project
CNRM	: Modèle du Centre National de Recherches Météorologique
CORDEX	: Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
CP/PC	: Composantes Principales (Principal Components)
DOI	: Dipôle de l'océan Indien
ECMWF	: European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EL	: Energie Latente
ENSO	: El Niño Southern Oscillation
ERA40	: 40-year ECMWF re-Analysis
ESH	: Energie Statique Humide
ESM	: Earth System Model (Modèle système-Terre)
GES	: Gaz à Effet de Serre
GFDL	: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model
GIEC	: Groupe International d'Experts sur le Climat
GPCP	: Global Precipitation Climatology Project
IFS	: Integrated Forecasting System
ESM	: Modèle de Circulation Générale
MCR	: Modèle de Climat Régional
MIROC5	: Model for Interdisciplinary Research on Climate Model
MJO	: Madden-Julian Oscillation
MPI	: Max Planck Institute Earth System Model
NO/SE	: Nord-Ouest/Sud-Est
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration

Nor	: Norwegian Earth System Model
OLR	: Outgoing Longwave Radiation (infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère)
PCMDI	: Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparaison
PMRC	: Programme mondial de recherche sur le climat
RCP	: Representative Concentration Pathways
RRTM	: Rapid Radiative Transfer Model
SRES	: Special Report on Emission Scenarios
TSO	: Température de Surface de l'Océan
TTT	: Talweg Tropical-Tempéré (Tropical-Temperate Trough)
UTC	: Temps Universel Coordonné
WRF	: Weather Research Forecast
ZCIT	: Zone de Convergence Inter-Tropicale
ZCSA	: Zone de Convergence Sud-Atlantique
ZCSI	: Zone de Convergence Sud-Indienne
ZCSP	: Zone de Convergence Sud-Pacifique
ZDEF	: Zonal wind stretching DEFormation at 200 hPa (déformation de l'éirement zonal du vent).