



HAL
open science

Pluviométrie et circulation atmosphérique simulées par le modèle régional WRF en Afrique australe : sensibilité à la physique et variabilité interne

Julien Crétat

► **To cite this version:**

Julien Crétat. Pluviométrie et circulation atmosphérique simulées par le modèle régional WRF en Afrique australe : sensibilité à la physique et variabilité interne. Climatologie. Université de Bourgogne, 2011. Français. NNT: . tel-00721870

HAL Id: tel-00721870

<https://theses.hal.science/tel-00721870>

Submitted on 30 Jul 2012

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.

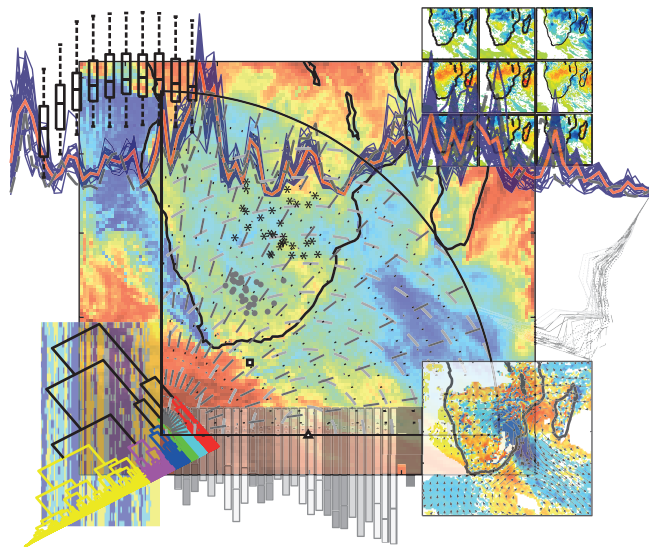
THESE

Présentée pour l'obtention du titre de

DOCTEUR

Discipline : Géographie - Option : Climatologie

**Pluviométrie et circulation atmosphérique simulées par le modèle
régional WRF en Afrique australe :
sensibilité à la physique et variabilité interne**



Présentée et soutenue publiquement le 07 décembre 2011 par :

Julien CRÉTAT

Devant le jury composé de :

Philippe DROBINSKI
Françoise GUICHARD
René LAPRISE
Vincent MORON
Benjamin POHL
Yves RICHARD
Jérôme VIALARD

Examineur
Examineur
Rapporteur
Rapporteur
Co-directeur de Thèse
Directeur de Thèse
Examineur

Remerciements

C'est avec un sentiment mitigé que je rédige ces quelques paragraphes symbolisant la fin de ce travail de thèse. A la fois heureux de les écrire pour remercier chaleureusement tous ceux qui y ont contribué de près ou de loin, et triste que cette aventure humaine s'achève au sein de l'équipe du Centre de Recherches de Climatologie (CRC) que j'estime au plus haut point. Dorénavant l'esprit du CRC m'accompagnera, et je serai fier d'aller le partager et le mélanger à d'autres écoles de pensées.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, Yves Richard, et mon co-directeur, Benjamin Pohl, pour leur forte implication et soutien dans ce travail, et bien au-delà. Yves m'a toujours fait confiance et laissé une grande liberté sur la manière d'entreprendre et d'organiser mes recherches. Cela m'a permis de progresser énormément et d'apprendre à réfléchir par moi-même. Sa capacité de synthèse et son recul m'ont été très précieux tant pour les papiers que pour le manuscrit de thèse. Je ne remercierai jamais assez Benjamin, *alias* mon "Maître Jedi", pour tout le temps qu'il a consacré à me guider, pour sa confiance et son amitié, pour toutes les discussions scientifiques sur la terrasse du bâtiment Gabriel, pour avoir su mettre la main à la pâte lorsqu'il le fallait, et bien entendu pour son humour de gaucher ! Ton "Pad" et ami te sera toujours reconnaissant, et espère pouvoir s'amuser encore longtemps avec toi autour de quelques simulations régionales, et ce malgré la distance.

A ce propos, je remercie vivement Kerry Cook de m'accueillir dans son équipe au sein du laboratoire Jackson School of Geosciences à partir de janvier 2012.

Mes remerciements s'adressent également aux membres hors CRC de mon comité de pilotage, à savoir Philippe Drobinski du Laboratoire de Météorologie Dynamique et Mathieu Rouault de l'Université du Cap. Vous avez tous deux fortement contribué à ce travail, évidemment pendant les réunions officielles, mais surtout en-dehors, par mail avec Mathieu, et par téléphone ou de visu (à Toulouse) avec Philippe. Vos conseils et commentaires m'ont été très précieux. Merci beaucoup pour votre patience et votre disponibilité.

Je suis très heureux que René Laprise et Vincent Moron aient accepté de rapporter cet humble travail, et que Philippe Drobinski, Françoise Guichard et Jérôme Vialard aient accepté de l'examiner. Il est quelque peu angoissant de se savoir aux prises de physiciens et statisticiens reconnus par la communauté du climat, mais c'est aussi et surtout un honneur. Merci à vous cinq pour vos remarques constructives.

Je remercie évidemment Bernard Fontaine et Pierre Camberlin de m'avoir si bien accueilli au CRC, et de faire en sorte que les doctorants s'y sentent à leur place en les intégrant pleinement à la vie du laboratoire. Je remercie énormément Thierry Castel et Pascal Roucou, de même que Sivarajan Sijikumar, guides cruciaux dans mes débuts avec WRF. Plus

généralement, tous les membres du CRC (Mimi et Coco y compris, bien entendu), permanents ou non, sont vivement remerciés pour leur soutien, leur collaboration et leur humour de chaque instant. Je pense particulièrement à Vivianne qui vient de soutenir, à la bande de joyeux lurons du bureau (Cédric le comique, Jojo le rigolo et Albin le pasquin), fidèles collègues et compagnons de virées nocturnes et tennistiques (Cédric, arrête d'envoyer toutes les balles sur le terrain de foot ! ; Jojo, c'est avec la raquette qu'on tape dans la balle, pas avec les pieds ! ; Albin, plies les jambes fainéant !), aux jeunes doctorants (Clémence, Paul-Arthur, Adrien et Lucas), aux anciens loups de mer qui m'ont rendu tant de services à mes débuts (Pascal, Romain et Samuel), et aux post-doctorants (Irene et Momo). Mes pensées vont également à Ernest Amoussou, véritable frère, avec qui j'ai partagé tant de belles choses et avec qui j'ai encore tant à partager, et Nicolas Vigaud pour la "force" et les vibrations positives qui émanent de lui, et pour son implication et son intérêt infailibles.

Ces quelques années de recherche se sont aussi accompagnées d'enseignements au département de Géographie de l'Université de Bourgogne, en tant que moniteur, puis ATER. Je remercie vivement toute l'équipe pédagogique, particulièrement Nadège Martiny et Pascal Roucou pour leur aide précieuse et leur forte collaboration, Agnès Chameroy, grand maître du bon fonctionnement du département, et Alexandra Barczak pour tous ses conseils.

Ces années passées à plancher ont occulté une large part de ma vie sociale. J'en profite pour remercier tous mes amis de longue date (particulièrement Anne-Lise, Farid et Amélie, Jean, Rémi et Leïla, Willy) pour leur compréhension, et espère qu'ils accepteront mes excuses. Je remercie aussi chaleureusement Jess et le petit Clément pour leur accueil et leur gentillesse, et ma famille proche et belle-famille, qui m'ont soutenu depuis mes débuts fragiles à l'université jusqu'ici.

Enfin, et surtout, je remercie Audrey de toute mon âme, pour sa confiance en moi et son amour de tous les jours, malgré les mois très difficiles mais indispensables que notre couple a traversé il y a peu. Il n'y a pas de mot pour exprimer à quel point je remercie le fruit de notre amour, Zélie, véritable source de bonheur, de motivation et d'inspiration. Ce travail lui est dédié.

Sommaire

Introduction	11
Chapitre 1. Cadre géographique et données	21
1.1. Cadre géographique	21
1.1.1. Caractéristiques géophysiques dominantes	21
1.1.1.1. Topographie	21
1.1.1.2. Occupation du sol et végétation	23
1.1.1.3. Contexte océanique	26
1.1.2. Pluviométrie et thermodynamique observées en été austral	27
1.1.2.1. Structures moyennes	27
• Cycle annuel moyen	27
• Cœur de la saison des pluies d'été austral : la saison DJF	28
1.1.2.2. Variabilité interannuelle	32
• ENSO, mode dominant de la variabilité interannuelle des précipitations	32
• TSO régionales	33
1.1.2.3. Variabilité intrasaisonnière	34
• Talwegs tropicaux-tempérés (TTT)	34
• Oscillation de Madden-Julian	35
• Interactions entre les modes de variabilité	35
1.2. Données de référence	36
1.2.1. Données surfaciques	36
1.2.1.1. Pluviométrie	36
• Relevés in situ	36
• Estimations satellitales	37
• Données CRU	38
1.2.1.2. Températures à deux mètres observées	38
1.2.1.3. Températures de Surface Océanique (TSO)	39
1.2.1.4. Indice descripteur du phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO)	39
1.2.1.5. Flux de chaleurs sensible et latente	40
1.2.2. Profils verticaux de l'atmosphère	40
1.2.3. Réanalyses européennes ERA40	41
1.3. Simulations régionales	42
1.3.1. Désagrégation dynamique avec les modèles climatiques régionaux	43
1.3.1.1. Les MCR, des outils récents en plein essor	43
1.3.1.2. Fonctionnement général	44
• Noyaux dynamique et physique	44
• Conditions initiales et forçages	46
• Approximation hydrostatique et Non-hydrostatisme	47
• Nesting	48
1.3.1.3. Couplage entre la surface continentale et l'atmosphère	49
• Généralités sur les modèles de surface continentale	49
• Exemple de modèle de surface continentale : le LSM de la NOAA	50

1.3.1.4. Principales sources d'incertitudes	51
• Conditions initiales imparfaites	51
• Modèles imparfaits	52
• Conditions aux limites	53
• Taille du domaine	53
• Mise à l'équilibre ou spin-up temporel	54
1.3.1.5. Potentialités, ou que peut-on faire et ne pas faire ?	55
1.3.2. Le modèle climatique régional WRF	56
1.3.2.1. Choix du cœur dynamique	56
1.3.2.2. Fonctionnement général de WRF (ARW)	57
• Préparation des données	57
• Désagrégation dynamique	58
• Postprocessing	59
1.3.2.3. Calculs intensifs	59
1.3.2.4. Protocoles expérimentaux	60
• Similitudes entre les trois séries d'expériences	61
• Série 1 : Sensibilité à la physique	62
• Série 2 : Climatologie et structures pluviométriques quotidiennes récurrentes	63
• Série 3 : Variabilité interne	64
1.3.3. Panorama de la modélisation régionale de la pluviométrie en Afrique australe	64
1.3.3.1. Potentiels de MCR par rapport aux modèles forceurs	64
• DARLAM vs MCG du CSIRO	64
• HadRM3P vs HadAM3	65
• REMO vs ERA40	66
1.3.3.2. Etudes de sensibilité	67
• Convection atmosphérique	67
• Occupation du sol	67
1.3.3.3. Quantification de la variabilité interne	68
1.4. Synthèse de chapitre	68
Chapitre 2. Sensibilité des champs simulés à la paramétrisation physique	71
2.1. Pourquoi et comment paramétriser la convection atmosphérique / couche limite planétaire / microphysique ?	72
2.1.1. Notions préliminaires	72
2.1.1.1. Flottabilité	72
2.1.1.2. Niveaux de condensation par ascension et de convection libre	73
2.1.1.3. Énergie convective potentielle disponible	73
2.1.1.4. Énergie cinétique turbulente	74
2.1.1.5. Nombre de Richardson	75
2.1.2. Paramétrisations physiques testées	75
2.1.2.1. Schémas de convection	76
• Généralités	76
• Caractéristiques des schémas testés	77
2.1.2.2. Schémas de couche limite planétaire	78
• Généralités	78

• Caractéristiques des schémas testés	79
2.1.2.3. Schémas de microphysique	80
• Généralités	80
• Caractéristiques des schémas testés	82
2.2. Incertitudes générées par la physique	83
2.2.1. Résultats publiés	83
2.2.1.1. Résumé	83
2.2.1.2. Article	84
2.2.2. Analyses complémentaires	107
2.2.2.1. Synthèse des résultats pour la pluviométrie sud-africaine	107
• Spatialement	107
• Temporellement	108
2.2.2.2. Flux de chaleurs sensible et latente	110
• Géographie saisonnière	110
• Biais et différences	113
2.3. Synthèse de chapitre	118
Chapitre 3. Climatologie de la pluviométrie saisonnière et des structures pluviométriques quotidiennes récurrentes	119
3.1. Climatologie saisonnière sur la période DJF 1971-1999	120
3.1.1. Pluviométrie	120
3.1.1.1. Échelle de l'Afrique australe	120
3.1.1.2. Échelle de l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical	122
3.1.2. Circulation atmosphérique	124
3.1.2.1. Forçages latéraux	125
• Bornes nord et sud (Fig. 3.5a)	125
• Bornes ouest et est (Fig. 3.5b)	125
3.1.2.2. Flux à l'intérieur du domaine	127
• Échelle subcontinentale	127
• Échelle régionale	129
3.2. Variabilité interannuelle	132
3.2.1. Pluviométrie	133
3.2.1.1. Approche locale (points de grille)	133
• Géographie des variations interannuelles relatives	133
• Covariabilité interannuelle	135
3.2.1.2. Approche non-locale (intégration spatiale)	137
• Représentativité spatiale de l'indice sud-africain	137
• Covariabilité interannuelle des cumuls saisonniers et biais	137
• Lien avec l'ENSO	139
• Variabilité interannuelle des biais de WRF et forçages latéraux	140
3.2.2. Relation interannuelle entre la circulation atmosphérique et la pluviométrie sud-africaine	142
3.2.2.1. Relation circulation ERA40 – pluviométrie observée / réanalysée	143
3.2.2.2. Relation circulation WRF – pluviométrie observée / simulée	148

3.3. Structures pluviométriques quotidiennes récurrentes sur la période DJF 1971-1999	149
3.3.1. Identification et lien avec les échelles large à régionale	149
3.3.1.1. Résumé	149
3.3.1.2. Article	150
3.3.2. Capacité de WRF à restituer les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes observées	164
3.3.2.1. Structures pluviométriques récurrentes simulées	164
• Anomalies composites	166
• Transitions et persistance	168
• Lien entre la classification de la pluviométrie simulée et celle retenue à partir des observations	169
3.3.2.2. Projection des structures quotidiennes simulées sur les centroïdes des classes observées	170
3.4. Synthèse de chapitre	174
Chapitre 4. Quantification de la variabilité interne à différentes échelles spatio-temporelles	177
4.1. Méthodologie de quantification de la variabilité interne	178
4.1.1. Résumé	178
4.1.2. Article	179
4.2. Variabilité interne et paramétrisation physique	202
4.2.1. Résumé	202
4.2.2. Article	202
4.3. Reproductibilité des structures pluviométriques récurrentes	230
4.3.1. Indépendamment des centroïdes utilisés	230
4.3.2. D'un jeu de centroïdes à l'autre	231
4.4. Synthèse de chapitre	233
Conclusions - Discussions – Perspectives	235
Bibliographie	251
Liste des Figures et des Tables	265
Liste des Acronymes	271

Introduction

Le contexte géophysique et la vulnérabilité économique et sociétale de l'Afrique australe (au sud de 5°S) font de cette région un cas d'école très pertinent. Les aléas pluviométriques (sécheresses et inondations) ont des répercussions gravissimes sur l'économie et les sociétés de la région, qui dépendent pour partie significative de l'agriculture pluviale (Mason et Jury, 1997 ; Jury, 2002 ; Reason et Jagadheesha, 2005a). Jury (2002) montre par exemple le rôle majeur de la variabilité climatique sur l'approvisionnement en nourriture et en eau et la croissance en Afrique du Sud. Sur la période 1980-1999, les variations interannuelles du produit intérieur brut sont étroitement liées à celles des précipitations estivales ; l'auteur chiffrant à 1 milliard de dollars par an les économies réalisables en cas des prévisions saisonnières fiables. De telles prévisions nécessitent une compréhension du système climatique en Afrique australe, des échelles larges à locales. C'est l'enjeu des travaux menés depuis les années 1960 essentiellement par la recherche locale et, dans une moindre mesure, les collaborations internationales.

Vers un raffinement des échelles

- Les études des années 1960-1970 se sont focalisées sur le cycle pluviométrique annuel et les conditions atmosphériques associées, principalement à partir de pluviomètres et de radiosondages (Tyson, 1971 ; Dyer, 1976, 1977), débouchant sur des atlas cartographiques complets.
- Dès les années 1970-1980, de nombreuses études ont documenté la variabilité interannuelle de la pluviométrie pour en comprendre les mécanismes, téléconnexions incluses

avec le développement des fichiers de Température de Surface Océanique (TSO) et, à termes, envisager de la prévoir (Tyson, 1986 ; Walker, 1990).

- Dans les années 1990, l'avènement des données satellitales et la mise à disposition des premières réanalyses et simulations globales ont permis :

- (i) de revisiter extensivement les résultats de la décennie antérieure (Nicholson, 1986a-b ; Lindesay, 1988 ; Nicholson, 1989), démontrant un lien interannuel entre la pluviométrie saisonnière et l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) d'une part (Mason et Jury, 1997 ; Richard *et al.*, 2000, 2001), et les TSO régionales d'autre part (Walker, 1990 ; Jury *et al.*, 1991 ; Mason, 1995 ; Reason et Mulenga, 1999 ; Reason *et al.*, 2000 ; Reason, 2001) ;

- (ii) d'initier des études d'interactions d'échelle entre l'interannuel et le synoptique (Todd et Washington, 1999 ; Washington et Todd, 1999 ; Todd *et al.*, 2004).

- Malgré la démocratisation des jeux de données satellitales et modélisées à haute résolution spatio-temporelle, la plupart des études ayant traité de la variabilité pluviométrique en Afrique australe depuis les années 2000 ont utilisé des données à relativement faible résolution, soit spatiale avec des Modèles de Circulation Générale (MCG ; *e.g.* Reason, 1998 ; Goddard et Graham, 1999 ; Cook, 2000 ; Rautenbach et Smith, 2001 ; Nicholson, 2003), soit temporelle, des pas de temps mensuel à annuel (Landman *et al.*, 2001 ; Bartman *et al.*, 2003 ; Rouault et Richard, 2003, 2005).

Les enjeux sont à présent d'étudier la variabilité pluviométrique à haute résolution spatio-temporelle pour :

- (i) mieux comprendre l'emboîtement des échelles des processus, allant d'orages locaux à courte durée de vie aux systèmes pluviogènes synoptiques ;

- (ii) se rapprocher au mieux de l'échelle des territoires vécus, donc des impacts, et être capable à terme de régionaliser les projections climatiques pour faciliter l'adaptation des sociétés.

Comment régionaliser ?

Excepté le sud-est de l'Afrique australe (surtout l'Afrique du Sud), cette région est dotée d'un réseau d'observations *in situ* relativement lâche, rendant difficile l'étude de la pluviométrie à haute résolution spatio-temporelle. Les produits satellitaires présentent des perspectives intéressantes pour l'actuel et le passé proche car ils couvrent une période temporelle encore relativement courte. Pour des études prospectives, l'observation (*in situ* ou télédéteectée) doit être relayée par la modélisation. Les modèles doivent préalablement être *validés* sur l'actuel et le passé proche par confrontation avec l'observation. Les MCG permettent de se faire une idée générale de l'évolution des principaux paramètres à l'échelle globale, mais leur faible résolution spatiale limite la prise en compte du facteur orographique et des phénomènes locaux de convection, ne permettant pas une régionalisation suffisamment fine du climat. Face à ce problème d'échelle, deux grandes familles de méthodes combinables permettent de désagréger l'information (Von Storch, 1995 ; Kattenberg *et al.*, 1996).

- La première relie les variables de grande échelle aux variables d'échelles régionale à locale au moyen de modèles statistiques plus ou moins complexes ou de fonctions ajustées sur les observations (Wilks, 1995 ; Kattenberg *et al.*, 1996 ; Hewitson et Crane, 1996 ; Wilby et Wigley, 1997 ; Huth, 1999 ; Giorgi *et al.*, 2001 ; Wilby *et al.*, 2004). Cette approche présente l'avantage de tirer parti des observations existantes à l'échelle régionale ou locale et d'être peu coûteuse en temps de calcul. Cependant, elle présuppose l'existence d'une base d'observations fiable couvrant une longue période pour assurer la robustesse des relations statistiques dérivées, et se base sur l'hypothèse non garantie de la stabilité future des relations statistiques actuelles et passées entre des paramètres d'échelles différentes.

- La seconde famille d'outils consiste à simuler dynamiquement les variables climatiques *via* l'utilisation de modèles climatiques à haute résolution. Ces modèles ont l'avantage de résoudre les mécanismes en se basant sur les lois de la thermodynamique et dynamique atmosphérique et de prendre en compte les interactions avec la surface terrestre. Mais les modèles numériques de climat sont imparfaits : ils ne résolvent pas explicitement certains processus physiques, notamment d'échelle fine (inférieure à la taille de leur maille), ce qui contraint à les paramétriser empiriquement, générant ainsi des incertitudes importantes.

Trois principales approches existent pour désagréger dynamiquement les variables climatiques :

- (i) les MCG haute résolution (*e.g.* Brankovic et Gregory, 2001 ; May et Roeckner, 2001 ; Duffy *et al.*, 2003 ; Coppola et Giorgi, 2005) ont l'avantage de fermer les bilans d'énergie et de matière à l'échelle du globe, mais engendrent des coûts de calcul exorbitants ;
- (ii) les MCG à maille zoomée ou à résolution variable (*e.g.* Déqué et Piedelievre, 1995 ; McGregor *et al.*, 2002 ; Gibelin et Déqué, 2003 ; Fox-Rabinovitz *et al.*, 2006, 2008) limitent ces coûts, mais sont limités par l'hypothèse hydrostatique à des résolutions inférieures à une dizaine de kilomètres, et la représentation des processus dans les régions d'étirement pose problèmes (Lorant et Royer 2001) ;
- (iii) les Modèles Climatiques Régionaux (MCR ; *e.g.* Giorgi et Mearns, 1991 ; Giorgi, 1995 ; McGregor, 1997 ; Giorgi et Mearns, 1999 ; Giorgi *et al.*, 2001 ; Wang *et al.*, 2004 ; Giorgi, 2006 ; Laprise, 2008 ; Laprise *et al.*, 2008) ont la capacité de désagréger des données réanalysées supposées plus fiables que les sorties de MCG, et / ou de descendre à des échelles fines tout en limitant les coûts, mais leur solution est dépendante d'une grande variété de paramètres incluant principalement la physique, la géométrie du domaine, la technique de pilotage et l'absence de rétroaction des échelles fines sur les échelles larges.

Contrairement à d'autres régions (notamment l'Afrique de l'Ouest), très peu d'études ont quantifié l'aptitude des MCR à simuler la pluviométrie de l'Afrique australe, et ce malgré :

- (i) de fortes potentialités liées à leur physique sophistiquée et à une prise en compte précise des conditions de surface (topographie et occupation du sol) ;
- (ii) la volonté de la communauté scientifique de les utiliser massivement pour désagréger les projections climatiques, objectif clairement affiché pour le prochain exercice du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC).

Pour ces raisons, **ce travail explore la voie de la régionalisation dynamique des précipitations à partir d'un MCR.**

Quoi, où et quand ?

- Les MCR présentent l'avantage d'enrichir la dynamique en processus et variabilité de méso-échelle sur une région donnée, tout en préservant, *a priori*, la dynamique de large échelle (Castro *et al.*, 2005). La portée scientifique de tels outils est par conséquent très importante pour la compréhension du climat, notamment pour améliorer la connaissance des interactions entre la large échelle et les échelles fines (autrement dit, pour quantifier dans quelle mesure la large échelle contrôle la fine échelle [et réciproquement dans le cas de simulations en mode *two-way nesting*]). Les MCR sont cependant sensibles à une large variété de paramètres, nécessitant un diagnostic détaillé de leurs forces et faiblesses en amont de toute utilisation en tant qu'outils de compréhension du système climatique.

- Il s'agit de déterminer la **capacité d'un MCR**, ici le modèle WRF (Weather Research Forecast : Skamarock *et al.*, 2008), **à simuler la pluviométrie et la circulation atmosphérique associée en Afrique australe** pendant la saison des pluies d'été. L'étude porte principalement sur l'Afrique du Sud, pays disposant d'un réseau *in situ* très dense sur la période 1971-1999, et plus particulièrement sur le sous-espace à régime pluvial tropical. Travailler sur les franges côtières d'Afrique du sud, à précipitations hivernales ou en toutes saisons, reviendrait en effet à prendre en compte des mécanismes pluviogènes très différents, davantage reliés à la dynamique des moyennes latitudes. L'étude est effectuée à relativement haute résolution horizontale (~35km x 35km) sur la période 1971-1999. En se basant sur des simulations en mode *réel*¹ documentant soit une unique saison représentative de la climatologie, soit les 29 saisons de la période 1971-1999, **ce travail cherche à mettre en évidence la valeur ajoutée et les limites du MCR** par rapport aux données utilisées pour le forcer (*i.e.* réanalyses européennes ERA40 : Uppala *et al.*, 2005), **tout en tenant compte des incertitudes induites par la physique et la variabilité interne** du MCR à différentes échelles spatio-temporelles.

¹ mode *réel* : MCR forcé latéralement par des réanalyses

- Ce travail se focalise exclusivement sur le trimestre de décembre à février (DJF) correspondant au **cœur de la saison des pluies d'été austral** dans la majorité des régions de l'Afrique australe. Ce trimestre est :

- (i) très cohérent en termes de pluviométrie (cf. Chapitre 1, Section 1.1.2.1) avec une circulation atmosphérique essentiellement barotrope ;

- (ii) capital pour l'agriculture (Usman et Reason, 2004 ; Shongwe *et al.*, 2006) avec de longues séquences sèches entrecoupées de courtes séquences pluvieuses (Tennant et Hewiston, 2002) ;

- (iii) le moment de l'année où les cumuls pluviométriques saisonniers sont les plus impactés par les conditions large échelle, et plus particulièrement par l'ENSO ;

- (iv) non contaminé par les contraintes de démarrage (en novembre) et de cessation (en mars) de la saison des pluies d'été austral dont les anomalies pluviométriques sont statistiquement indépendantes de celles du trimestre DJF (Richard *et al.*, 2002).

Trois axes de recherche

Les questions posées dans ce travail peuvent se regrouper selon trois grands axes donnés ci-dessous.

1. Incertitudes générées par la physique du MCR

De nombreuses études (cf. Chapitre 2) ont montré l'impact considérable des paramétrisations physiques sur la solution des MCR. Excepté Hewitson *et al.* (2004) et Tadross *et al.* (2006) qui ont quantifié le poids des schémas de convection et de couche limite planétaire sur les caractéristiques intrasaisonnières et le cycle diurne de la pluviométrie simulée, aucune publication n'a, à notre connaissance, documenté précisément l'impact de la physique sur la pluviométrie simulée en Afrique australe.

Or, la paramétrisation physique est une source majeure d'erreur des modèles climatiques en raison d'une connaissance encore incomplète des processus et de leurs interactions. Prendre en compte les incertitudes induites par la physique interne des modèles est par conséquent une nécessité. Une des forces de WRF est de disposer d'un large panel de schémas par type de paramétrisation physique.

Il s'agit ici d'évaluer la variabilité de la réponse d'une série de 27 expériences configurées avec différents schémas de convection atmosphérique, de couche limite planétaire et de microphysique nuageuse, surtout en termes de pluviométrie. Cette évaluation est réalisée sur une unique saison DJF représentative de la pluviométrie moyenne en Afrique du Sud (D93-JF94 : DJF94), des pas de temps saisonnier à intrasaisonnier (nombre de jours pluvieux et leur intensité moyenne).

Plus précisément, les objectifs sont les suivants :

- (i) distinguer les points communs (valeur ajoutée et biais systématiques) quelle que soit la physique testée et les biais non-systématiques ;
- (ii) hiérarchiser les types de paramétrisations en fonction du contrôle exercé sur la pluviométrie simulée (géographie et quantités précipitées) ;
- (iii) identifier des configurations satisfaisantes simulant les principaux traits du climat sur la région.

2. Etat saisonnier moyen et structures pluviométriques quotidiennes récurrentes

Les études analysant l'aptitude des MCR à restituer les caractéristiques climatiques moyennes sur une période d'au moins 20 ans sont rares en Afrique australe (Joubert *et al.*, 1999 ; Engelbrecht *et al.*, 2002 ; Haensler *et al.*, 2010 ; Williams *et al.*, 2010). Elles concluent toutes que les MCR améliorent la géographie et l'intensité des cumuls pluviométriques saisonniers par rapport à celles des modèles à basse résolution utilisés pour les forcer, ce malgré quelques biais générés ou non corrigés. Excepté Williams *et al.* (2010) qui ont analysé les extrêmes pluviométriques simulés au pas quotidien, toutes les analyses se sont exclusivement focalisées sur des pas mensuels ou saisonniers.

En utilisant une configuration physique satisfaisante parmi les 27 testées sur la saison DJF94, une série de **29 simulations** est conduite **sur la période DJF 1971-1999** pour **évaluer la capacité de WRF à spatialiser le champ pluviométrique moyen et les structures sud-africaines récurrentes au pas de temps quotidien, de même que la circulation associée.**

Les objectifs sont de déterminer :

- (i) la valeur ajoutée et les limites de WRF à simuler les cumuls saisonniers moyens et leur géographie en Afrique australe, et, de manière qualitative, leur variabilité interannuelle, essentiellement sur l'Afrique du Sud ;
- (ii) dans quelle mesure les éléments clés de la circulation saisonnière impactant la pluviométrie sud-africaine (identifiés par confrontation entre la pluviométrie observée et la circulation atmosphérique réanalysée) sont restitués par WRF.

Après avoir identifié les potentiels et limites de WRF au pas de temps saisonnier, la géographie de la pluviométrie sud-africaine est analysée au pas de temps quotidien. Les analyses visent à :

- (i) identifier en amont les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes à partir du réseau d'observations in situ en Afrique du Sud, et la circulation atmosphérique régionale et large échelle associée à partir des réanalyses ERA40 ;
- (ii) relier l'occurrence saisonnière de ces structures aux modes de variabilité large échelle et aux TSO régionales pour documenter les interactions entre le pas de temps quotidien et l'interannuel ;
- (iii) tester la capacité de WRF à les restituer d'abord sans a priori, puis en imposant la covariabilité spatiale avec les structures récurrentes observées.

3. Variabilité interne

Fortement variable dans le temps et l'espace, la pluviométrie est un paramètre difficile à simuler qui dépend en Afrique australe :

- (i) surtout de systèmes pluviogènes de large échelle : zone de convergence inter-tropicale (Waliser et Gautier, 1993) et talwegs tropicaux-tempérés (Harrison, 1984, 1986) ;

(ii) mais également de systèmes à plus faible extension géographique : dépressions semi-permanentes sur l'Angola et le Botswana (Mulenga, 2003), cyclones tropicaux (Layberry *et al.*, 2006) et orages locaux (Preston-Whyte et Tyson, 1988).

La variabilité interne de WRF est quantifiée à partir de simulations d'ensemble sur la saison DJF94. Contrairement à d'autres régions du monde (par exemple : Amérique du Nord, est de l'Asie, Afrique de l'Ouest), cette question a seulement été abordée au pas de temps saisonnier en Afrique australe (Kgatuke *et al.*, 2008), ce malgré son importance capitale pour les prévisions opérationnelles. Il s'agit ici de **proposer un cadre méthodologique pour mesurer la variabilité interne à différentes échelles spatio-temporelles afin d'estimer les conséquences pour les prévisions opérationnelles.**

Les principaux objectifs consistent à :

- (i) quantifier les accords et désaccords entre les membres selon les échelles spatio-temporelles (points de grille, indice régional ; saisonnier, intrasaisonnier et quotidien) et pour différents champs, au moyen de plusieurs métriques de dispersion ;
- (ii) estimer l'impact de la paramétrisation physique sur la variabilité interne de la pluviométrie simulée ;
- (iii) déterminer l'impact de la variabilité interne sur la prévision de la pluviométrie sud-africaine, et plus largement sur les systèmes pluviogènes en Afrique australe.

Organisation en 4 chapitres

- Le **premier chapitre** présente succinctement la cadre géographique de l'Afrique australe, les données utilisées, et fournit un état de l'art non-exhaustif de la pluviométrie observée à différentes échelles temporelles. Il synthétise ensuite les potentialités et limites des MCR, les étapes de production des simulations avec WRF et le cluster de calcul de l'université de Bourgogne, les protocoles expérimentaux, ainsi que l'état de l'art des études traitant de la pluviométrie simulée par un MCR en Afrique australe.

- Le **deuxième chapitre** présente les incertitudes induites par certaines paramétrisations physiques. Il met l'accent sur la pluviométrie saisonnière à intrasaisonnaire

en Afrique du Sud, et sur des champs de plus en plus demandés par la communauté des impacts (températures de surface et flux de chaleur).

- Le **troisième chapitre** traite dans un premier temps de la capacité d'une configuration physique de WRF à restituer l'état moyen de la pluviométrie sur une période climatologique. Il aborde la variabilité interannuelle des cumuls saisonniers simulés de manière qualitative pour détecter de potentiels comportements récurrents. Dans un second temps, les structures pluviométriques sud-africaines récurrentes sont documentées au pas de temps quotidien, ce à partir des observations et des simulations régionales.

- Le **quatrième chapitre** quantifie les incertitudes induites par la variabilité interne de WRF sur une saison DJF représentative de la climatologie observée en Afrique du Sud. Plusieurs métriques sont proposées pour quantifier le signal reproductible et le bruit non-reproductible de la pluviométrie (saisonnière, intrasaisonnière, et quotidienne). Les implications pour la prévision opérationnelle sont enfin discutées.

Note 1 : toutes les méthodes statistiques utilisées dans ce travail sont largement connues et fréquemment utilisées par la communauté scientifique. Par soucis de synthèse, elles ne font pas l'objet de section à part entière, et les principales sont succinctement présentées dans les articles.

Note 2 : les objectifs sont rappelés au début de chaque chapitre et au fil du texte.

Note 3 : les résultats principaux sont résumés à la fin de chaque chapitre.

Chapitre 1. Cadre géographique et données

1.1. Cadre géographique

Dans un premier temps, cette section présente les principales caractéristiques géophysiques susceptibles d'exercer une influence sur le climat de l'Afrique australe, notamment sur la pluviométrie. Dans un second temps, elle présente les principaux modes de variabilité de la pluviométrie et de la dynamique associée, aux pas de temps interannuel, intrasaisonnier et synoptique.

1.1.1. Caractéristiques géophysiques dominantes

1.1.1.1. Topographie

Le fichier SRTM (Shuttle Radar Topography Mission version 2 : Van Zyl, 2001 ; Farr *et al.*, 2007) est le Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé pour documenter la topographie de l'Afrique australe à 30 secondes d'arc (environ 1 km à l'équateur). Il est construit à partir de données vectorielles et rasters d'une résolution supérieure à celles utilisées dans le fichier GTOPO30 (USGS [United State Geological Survey], 1996).

L'essentiel de l'Afrique australe correspond à un vaste plateau d'altitude moyenne généralement supérieure à 1 200 m, dont les marges correspondent à des escarpements parallèles aux littoraux (Fig. 1.1a). Ce plateau est entaillé à l'est par les vallées du Limpopo et du Zambèze, et à l'ouest par la vallée plus étroite de l'Orange. Les plaines et basses terres sont essentiellement localisées le long des littoraux et de faible extension géographique, excepté la grande plaine côtière du Mozambique. Les altitudes le plus élevées correspondent, par ordre d'importance, au massif du Drakensberg (sud-est de l'Afrique du Sud), au plateau de Bié

(Angola) et aux hautes terres de Khomas (Namibie), culminant respectivement à 3 482 m, 1 830 m et 2 606 m.

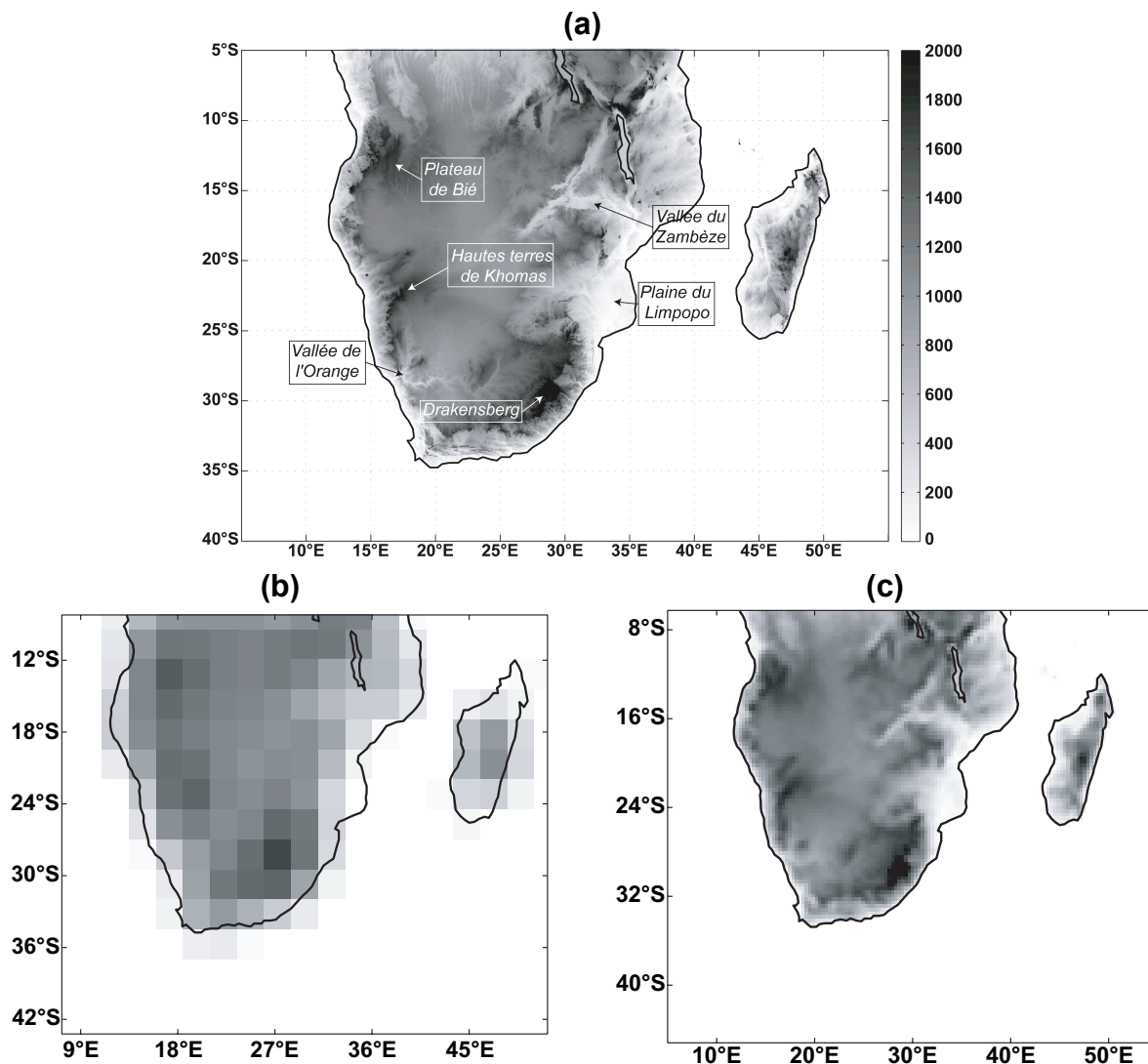


Figure 1.1 : Topographie de l'Afrique australe selon trois résolutions horizontales. Résolution de (a) 30 secondes d'arc d'un MNT (SRTM V2), (b) grossière de 250 km typique des MCG, et (c) intermédiaire de 35km. Unité : mètres.

La topographie de l'Afrique australe contrôle :

- (i) la direction des flux d'humidité (Van Heerden et Taljaard, 1998 ; Tyson et Preston-Whyte, 2000) ;
- (ii) une partie des gradients pluviométriques (Preston-White et Tyson, 1988 ; Fauchereau, 2004) ;
- (iii) le déclenchement de systèmes convectifs méso-échelle (Laing et Fritsch, 1997 ; Blamey et Reason, 2009).

Il est par conséquent essentiel de la prendre correctement en compte dans les modèles météorologiques et climatiques. Ce n'est guère envisageable avec une résolution grossière (Fig. 1.1b), mais une résolution intermédiaire (de l'ordre de 35 km) restitue raisonnablement les caractéristiques topographiques majeures de l'Afrique australe (Fig. 1.1c).

1.1.1.2. Occupation du sol et végétation

La base de données du projet Global Land Cover (Bartholomé *et al.*, 2002 ; Mayaux *et al.*, 2003) mesure la réponse spectrale des formations végétales enregistrées en 2000 par le capteur multispectral VEGETATION du satellite orbital SPOT-4. Elle permet de documenter l'occupation du sol dominante au sein de pixels de 1 km² à l'échelle du globe.

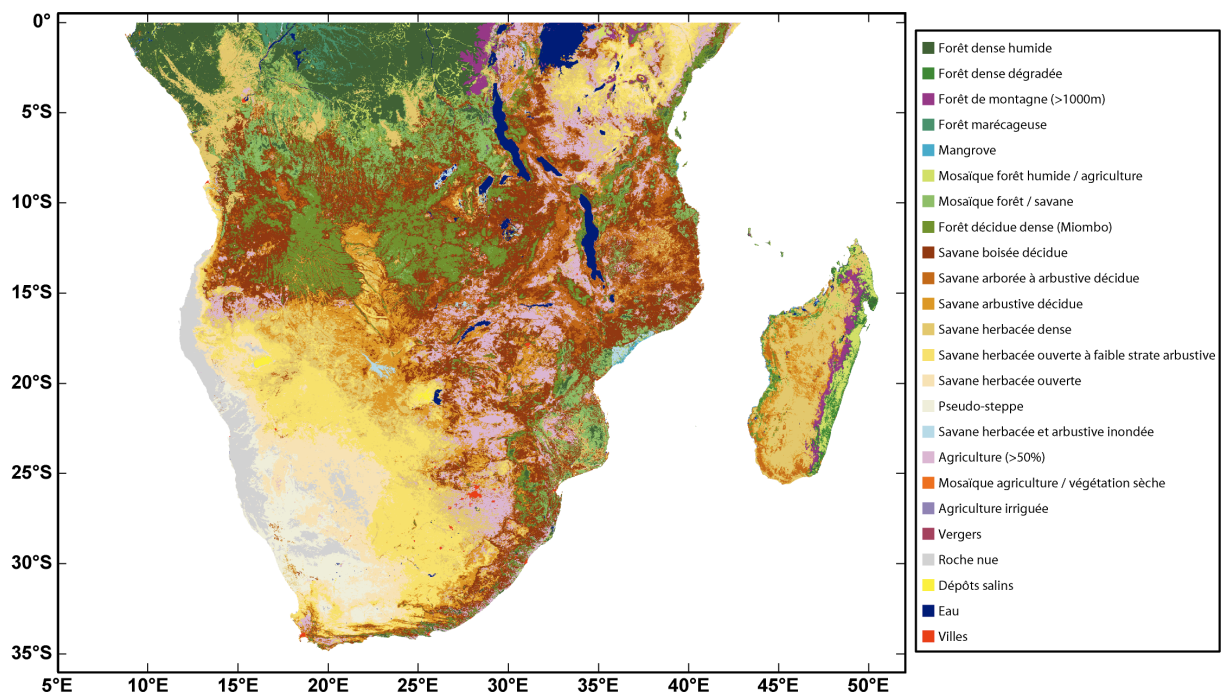


Figure 1.2 : Occupation du sol de l'Afrique australe en 2000 à 1 km x 1 km de résolution selon le *Global Land Cover*.

L'occupation du sol de la partie méridionale de l'Afrique (sud de 0° ; Fig. 1.2) décrit d'abord un gradient latitudinal :

- (i) à proximité de l'équateur, la présence quasi permanente de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT : Waliser et Gautier, 1993 ; Fig. 1.4) fournit d'importants cumuls pluviométriques toute l'année, favorisant des formations végétales sempervirentes très denses ;

(ii) la région située entre 5°S et 15°S bénéficie à la fois de précipitations d'été austral liées à la migration saisonnière de la ZCIT, et d'un réseau hydrographique dense. Elle constitue une zone *tampon* entre le nord très arrosé et le sud plus sec. Elle est par conséquent caractérisée par une mosaïque composée essentiellement de forêts denses dégradées et de savanes arborées à arbustives ;

(iii) les formations végétales se dégradent rapidement en Afrique australe (sud de 15°S), région souvent qualifiée de semi-aride dans la littérature. La majeure partie de cette région est constituée de formations ouvertes (savanes arborées à herbacées), ou de formations désertiques. Les formations végétales les plus denses sont localisées au nord et à l'est, passant de la savane herbacée à la savane arborée.

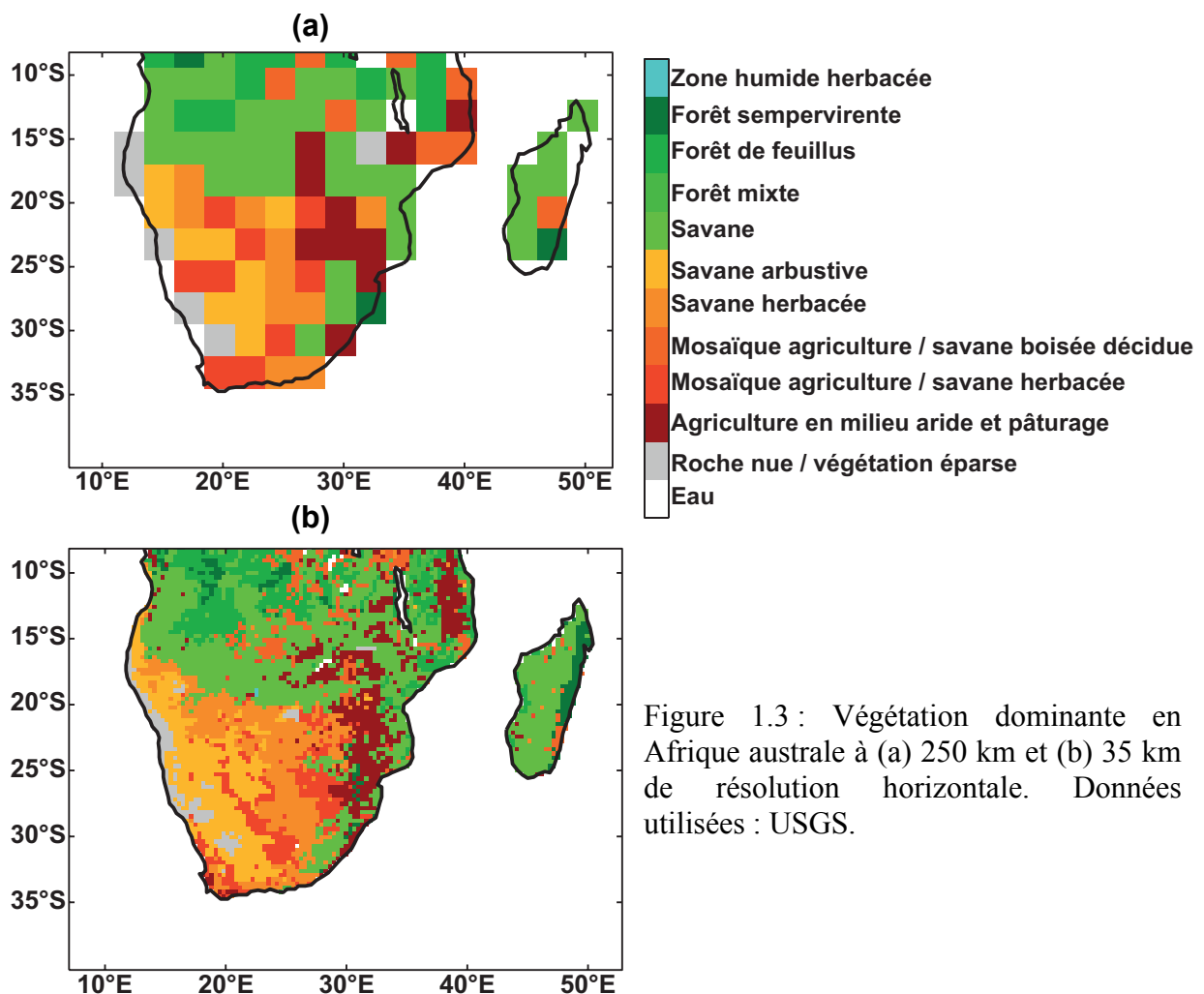
La Figure 1.2 montre également l'existence d'un gradient méridien de part et d'autre de 15°S, couplé d'un **gradient zonal** matérialisé par une dégradation / un appauvrissement des formations végétales en direction de l'est (ouest) au nord (sud) de 15°S. Ces gradients répondent fortement à la répartition spatiale des cumuls saisonniers de l'Afrique méridionale (géographie commentée en Section 1.1.2.1).

Le terrain d'étude privilégié de ce travail étant l'Afrique australe, seul le gradient zonal de cette région est commenté :

(i) la partie occidentale de l'Afrique australe est marquée par deux zones désertiques : le désert du Namib (considéré comme le plus vieux désert du monde) est localisé dans le sud-ouest de la Namibie sur une bande côtière d'environ 50 km et couvre une superficie de 81 000 km² ; la région semi-désertique du Kalahari (Kgalagadi en tswana, qui signifie grande soif), bornée entre les bassins des fleuves Zambèze et Orange, couvre une large partie du Botswana et s'étend vers la Namibie et l'Afrique du Sud sur une superficie d'environ 900 000 km². Moins aride que le désert du Namib, la région du Kalahari reçoit de faibles cumuls pluviométriques (principalement entre novembre et mars : Fig. 1.4) permettant le développement de savanes herbacées. La présence de ces deux régions aride à semi-aride, surtout du désert du Namib, répond à l'influence du courant froid de Benguela localisé aux mêmes latitudes le long de la côte ouest de l'Afrique australe ;

(ii) la partie orientale de l'Afrique australe est nettement plus pluvieuse, particulièrement sur les flancs est du Drakensberg et dans le sud du Mozambique, où la végétation est davantage arborée.

La distribution spatiale des formations végétales de l'Afrique australe concorde avec celle de la pluviométrie moyenne. Pendant l'été boréal, Koster *et al.* (2004) identifient l'Afrique de l'Ouest comme un *hot spot* des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère en été boréal. Aucune étude en date ne s'est intéressée à cette problématique pendant l'été austral au pas de temps saisonnier. La question d'un couplage atmosphère-surface continentale en Afrique australe reste donc ouverte à ce pas de temps, ce qui est également le cas en Afrique de l'Ouest par exemple. Des études relativement récentes ont néanmoins montré un possible rôle de l'occupation du sol sur la variabilité intrasaisonnière de la pluviométrie et le démarrage de la saison des pluies (New *et al.*, 2003 ; Anyah et Semazzi, 2004 ; Tadross *et al.*, 2005). Chikoore et Jury (2010) montrent également que la végétation intervient sur le développement des perturbations tropicales tempérées. Ils proposent la boucle de rétroaction suivante : un événement pluvieux activerait la végétation qui, en retour, favoriserait la convergence et la convection, *via* des flux de chaleur latente.



Par soucis de lisibilité, la Figure 1.3 montre uniquement l'occupation du sol USGS dominante au sein de chaque maille de 250 km et 35 km de résolution. De la même manière que la topographie, une résolution de 250 km restitue une répartition en mosaïque grossière déconnectée de la réalité terrain, alors qu'une résolution *régionale* restitue correctement les gradients de végétation.

1.1.1.3. Contexte océanique

À l'échelle régionale :

(i) le **courant chaud des Aiguilles** (températures oscillant entre 22°C et 28°C en été austral) borde les côtes est du Mozambique et de l'Afrique du Sud. Ce courant prend sa source dans le canal du Mozambique et autour de Madagascar (Lutjeharms *et al.*, 2000), et 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). Malgré son étroitesse (80 à 100 km de large), il influence une large part des températures du sud-ouest de l'océan Indien par le biais de phénomènes de recirculation et de réflexion qui prennent place au sud de l'Afrique australe. Une partie de ses eaux forme également de larges tourbillons qui se propagent dans l'Atlantique sud. Ce courant constitue une source évaporatoire primordiale pour la pluviométrie du sud-est de l'Afrique australe (Rouault *et al.*, 2003a) ;

(ii) aux mêmes latitudes, la côte ouest est marquée par le courant froid de Benguela résultant d'un couplage océan-atmosphère. Ce courant de résurgence correspond à une remontée d'eau froide (de température inférieure à 15°C) répondant à une tension de vent d'est liée à la présence de l'anticyclone dynamique de Sainte-Hélène plus au sud. Contrairement au courant des Aiguilles, le **courant froid de Benguela** induit une forte stabilité des basses couches atmosphériques inhibant la convection profonde sur la frange ouest du subcontinent, notamment en Namibie et sur la région semi-désertique du Kalahari.

L'opposition entre les eaux froides à l'ouest et les eaux chaudes à l'est du subcontinent génère de forts gradients thermiques zonaux qui contrôlent le bilan d'eau du sud de l'Afrique australe (Preston-Whyte et Tyson, 1988 ; Lindesay, 1988).

Plus au nord :

(i) l'**océan Indien tropical** constitue la source principale d'humidité de l'Afrique australe en été (Jury *et al.*, 1996 ; Reason, 2001, 2002 ; Rouault *et al.*, 2003b ; Washington et Preston, 2006). Il est caractérisé par l'existence de forts courants saisonniers, dont le plus important, le courant de Somalie, est situé le long des côtes de la Corne africaine et s'inverse entre l'été (vers le nord) et l'hiver (vers le sud) ;

(ii) l'**océan Atlantique tropical** constitue une source secondaire d'humidité de l'Afrique australe (Vigaud *et al.*, 2007, 2009). Les courants y sont davantage zonaux, avec les courants nord et sud équatoriaux vers l'ouest et le contre courant équatorial vers l'est.

1.1.2. Pluviométrie et thermodynamique observées en été austral

1.1.2.1. Structures moyennes

- *Cycle annuel moyen*

L'Afrique australe présente majoritairement un cycle pluviométrique annuel unimodal (Fig. 1.4a). Les cumuls maximaux sont atteints entre novembre et mars, tant aux latitudes tropicales qu'au sud-est de l'Afrique australe (Fig. 1.4b). Au sein de cette période, **le trimestre DJF correspond à la saison la plus cohérente du point de vue des quantités précipitées** (Fig. 1.4a) **et des structures spatiales** (Fig. 1.4b et Tab. 1.1).

	JANVIER	FEVRIER	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DECEMBRE
JANVIER	1.00											
FEVRIER	0.97	1.00										
MARS	0.79	0.79	1.00									
AVRIL	0.39	0.39	0.80	1.00								
MAI	0.28	0.30	0.52	0.77	1.00							
JUIN	0.29	0.31	0.31	0.35	0.74	1.00						
JUILLET	0.33	0.35	0.33	0.34	0.71	0.99	1.00					
AOUT	0.29	0.30	0.30	0.35	0.70	0.94	0.95	1.00				
SEPTEMBRE	0.15	0.14	0.31	0.49	0.54	0.47	0.48	0.66	1.00			
OCTOBRE	0.22	0.20	0.40	0.53	0.35	0.19	0.21	0.38	0.87	1.00		
NOVEMBRE	0.45	0.42	0.61	0.59	0.25	0.01*	0.04*	0.15	0.62	0.86	1.00	
DECEMBRE	0.91	0.89	0.82	0.49	0.29	0.19	0.22	0.21	0.27	0.41	0.68	1.00

Table 1.1 : Corrélations spatiales des structures pluviométriques mensuelles moyennes (1971-1999) de l'Afrique australe d'après le fichier CRU. Excepté les valeurs étoilées, toutes les corrélations sont significatives à 99% selon le test de Bravais-Pearson.

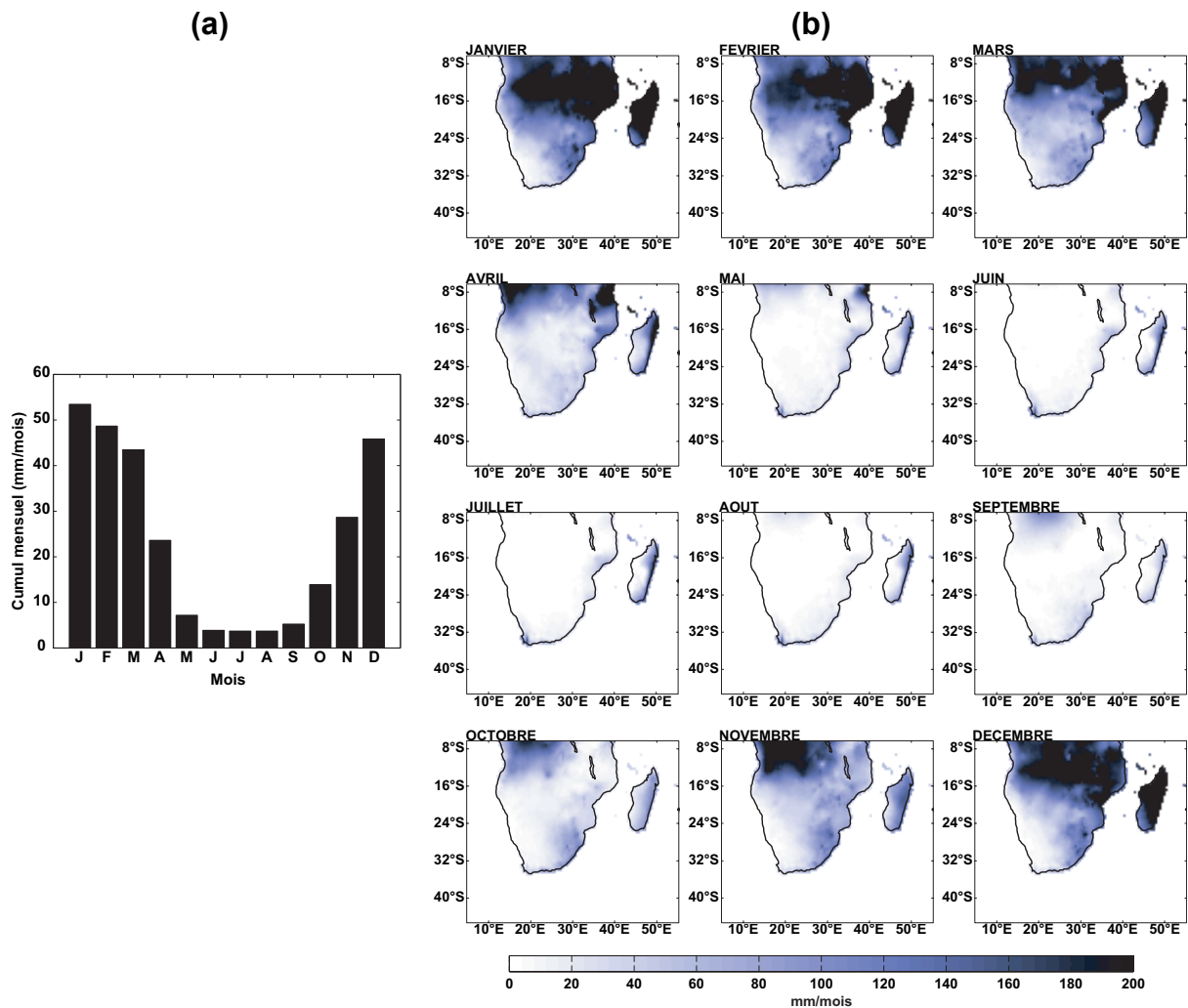


Figure 1.4 : (a) Cycle pluviométrique annuel moyen (1971-1999) en Afrique australe d'après le fichier CRU TS3.1 (fichier présenté en Section 1.2.1.1). La moyenne des points de grille continentaux montrés en (b) est considérée. (b) Déclinaison spatiale mois par mois du cycle annuel moyen.

- *Cœur de la saison des pluies d'été austral : la saison DJF*

Le champ pluviométrique DJF moyen restitué par les fichiers CRU (Fig. 1.5a) et GPCP (Fig. 1.5b) présentent des structures spatiales très similaires. Quantitativement, les cumuls précipités varient sensiblement d'un jeu à l'autre, du fait des différences de résolution et de profondeur temporelle des fichiers (29 saisons DJF pour CRU contre 20 pour GPCP).

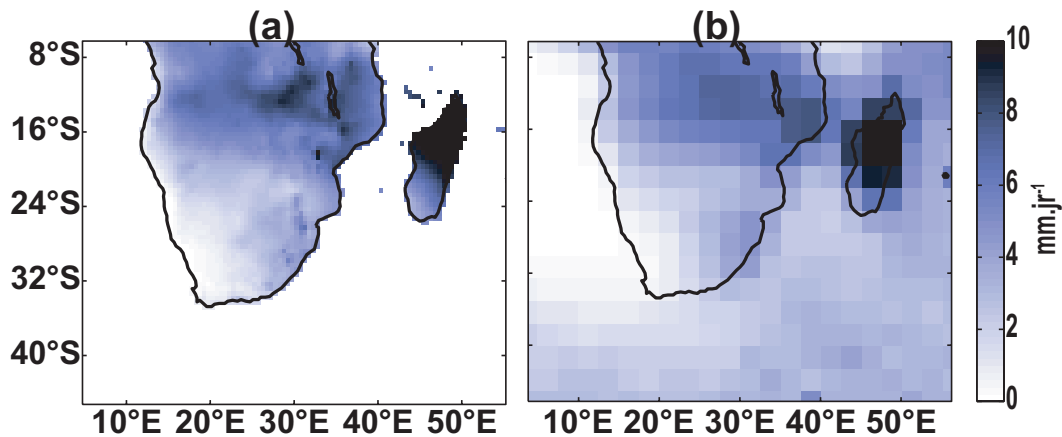


Figure 1.5 : (a) Pluviométrie saisonnière moyenne de la partie continentale de l'Afrique australe sur la période DJF 1971-1999 selon les données CRU à $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de résolution. (b) Idem pour les données GPCP renseignant également la pluviométrie sur les océans sur la période DJF 1980-1999 à $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de résolution. Les fichiers sont présentés en Section 1.2.1.1.

La pluviométrie saisonnière moyenne de l'Afrique australe présente un gradient méridien (sud-nord) :

- (i) les cumuls maximaux sont atteints aux latitudes tropicales, en lien avec la position australe de la ZCIT, associée à des flux d'humidité convergents (Fig. 1.6a) et des flux de masse divergents (Fig. 1.6b). Le sud de la cuvette congolaise et surtout Madagascar apparaissent comme les deux régions le plus arrosées ;
- (ii) plus au sud, une bande (peu marquée en moyenne) orientée sud-est – nord-ouest relie le sud-ouest de l'océan Indien au centre de l'Afrique australe (Fig. 1.5c), correspondant à la Zone de Convergence Sud-Indienne (ZCSI : Cook, 2000) où prennent place de manière préférentielle des interactions entre les dépressions passantes des moyennes latitudes et les systèmes pluvieux tropicaux (Todd et Washington, 1999 ; Washington et Todd, 1999). La ZCSI est précédée d'une ondulation de la circulation d'ouest (davantage marquée dans les flux d'humidité que dans les flux de masse : Fig. 1.6), liée à la rugosité et à la topographie de la masse continentale. Au sein de la ZCSI, les cumuls journaliers sont nettement moins importants que ceux de la ZCIT, atteignant des valeurs maximales (supérieurs à 4 mm/jour) sur le massif du Drakensberg.

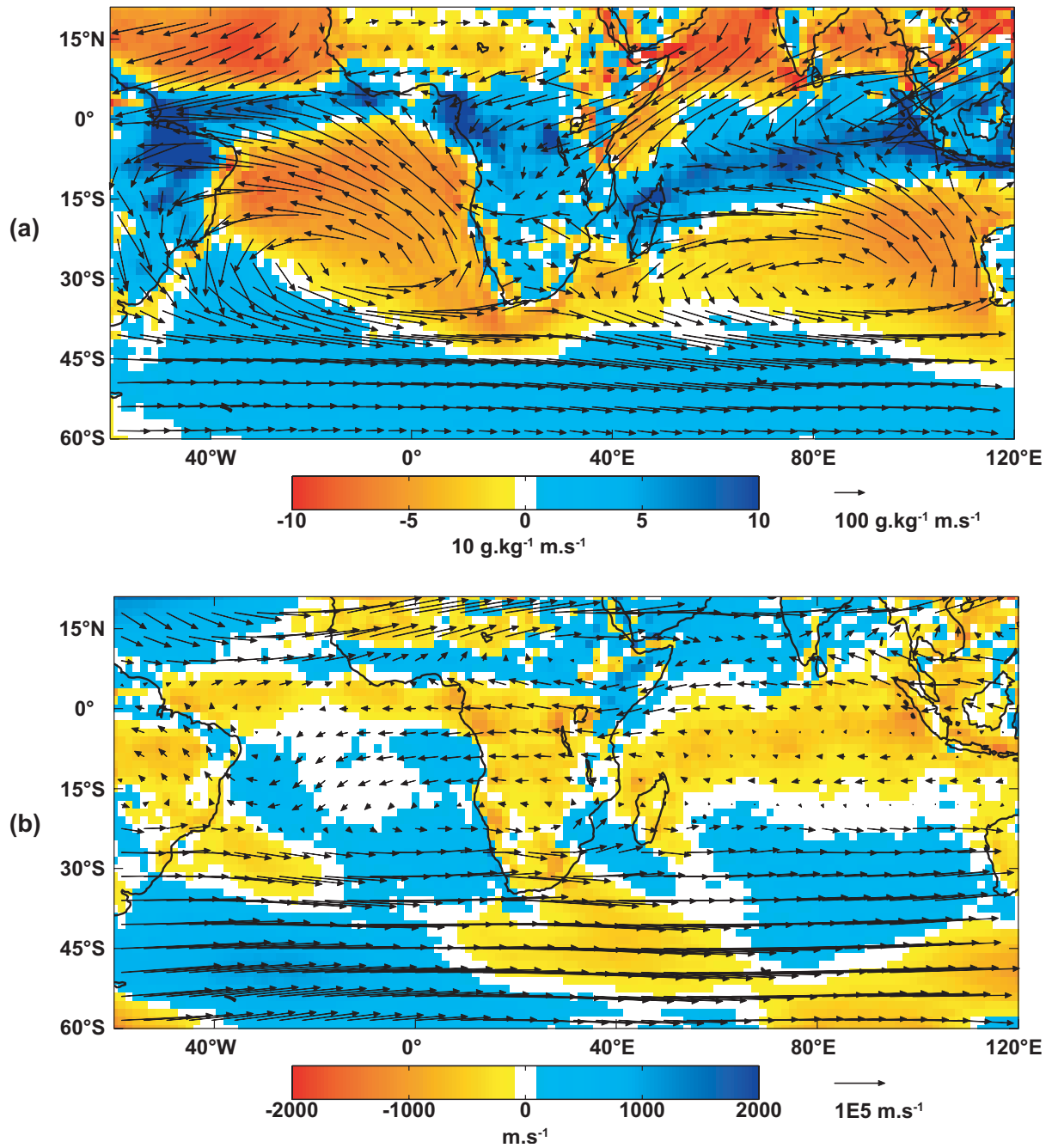


Figure 1.6 : Flux saisonniers moyens (a) d'humidité et (b) de masse d'ERA40, intégrés entre la surface et 200 hPa (vecteurs), et convergence associée (aplats de couleurs), sur la période DJF 1971-1999. Les couleurs froides / chaudes indiquent la convergence / divergence des flux.

Le champ pluviométrique saisonnier moyen présente aussi un gradient zonal dans le sud de l'Afrique australe (Figs. 1.5 et 1.7), gradient souvent observé sur les continents aux latitudes subtropicales. À l'échelle sud-africaine, le gradient zonal observé résulte essentiellement de la présence des anticyclones semi-permanents des océans avoisinants :

- (i) au large de la côte ouest de l'Afrique australe, la subsidence dynamique (liée à la présence de l'anticyclone de l'Atlantique sud : anticyclone de Sainte-Hélène) et la faible

évaporation en surface (liée à des remontées d'eau froide répondant à des alizés parallèles à la côte) limitent l'apport d'humidité dans le subcontinent (Fig. 1.6a) ;

(ii) au large de la côte est, l'anticyclone du sud-ouest de l'océan Indien (anticyclone des Mascareignes) favorise l'apport d'humidité dans le subcontinent *via* le sud de Madagascar.

Ce gradient pluviométrique zonal est bien mieux reproduit par le fichier CRU que par le fichier GPCP dont la résolution est plus grossière (Fig. 1.5).

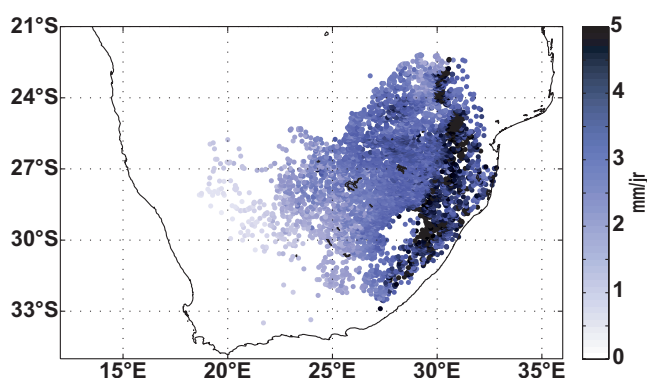


Figure 1.7 : Comme en Fig. 1.5a pour 5 352 pluviomètres (fichier présenté en Section 1.2.1.1) décrivant l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical.

La Figure 1.8 fournit une vision synthétique de la circulation atmosphérique DJF moyenne en Afrique australe :

- (i) les latitudes tropicales sont soumises à des vents d'est sur toute la colonne d'air, nettement plus rapides en haute troposphère que dans les basses couches ;
- (ii) les latitudes moyennes sont, quant à elles, dominées par des vents d'ouest nettement plus rapides, dont la vitesse augmente également avec l'altitude ;
- (iii) à l'interface entre les deux types de circulation, les latitudes subtropicales constituent une zone de transition avec des vents d'est relativement lents dans les basses couches (sous 850 hPa) et des vents d'ouest rapides au-delà de 850 hPa.

La distribution des isolignes (Fig. 1.8) montre quant à elle une décroissance de l'humidité spécifique en direction des hautes latitudes. Cette répartition résulte d'abord d'un apport d'humidité plus important dans les tropiques et subtropiques, *via* la circulation d'est (adveçant l'humidité de l'océan Indien chaud), que dans les moyennes latitudes soumises à une circulation d'ouest (adveçant de l'humidité depuis l'Atlantique sud nettement plus froid). De plus, la masse d'air étant plus chaude dans les tropiques que dans les moyennes latitudes, leur capacité hygrométrique est par conséquent plus importante.

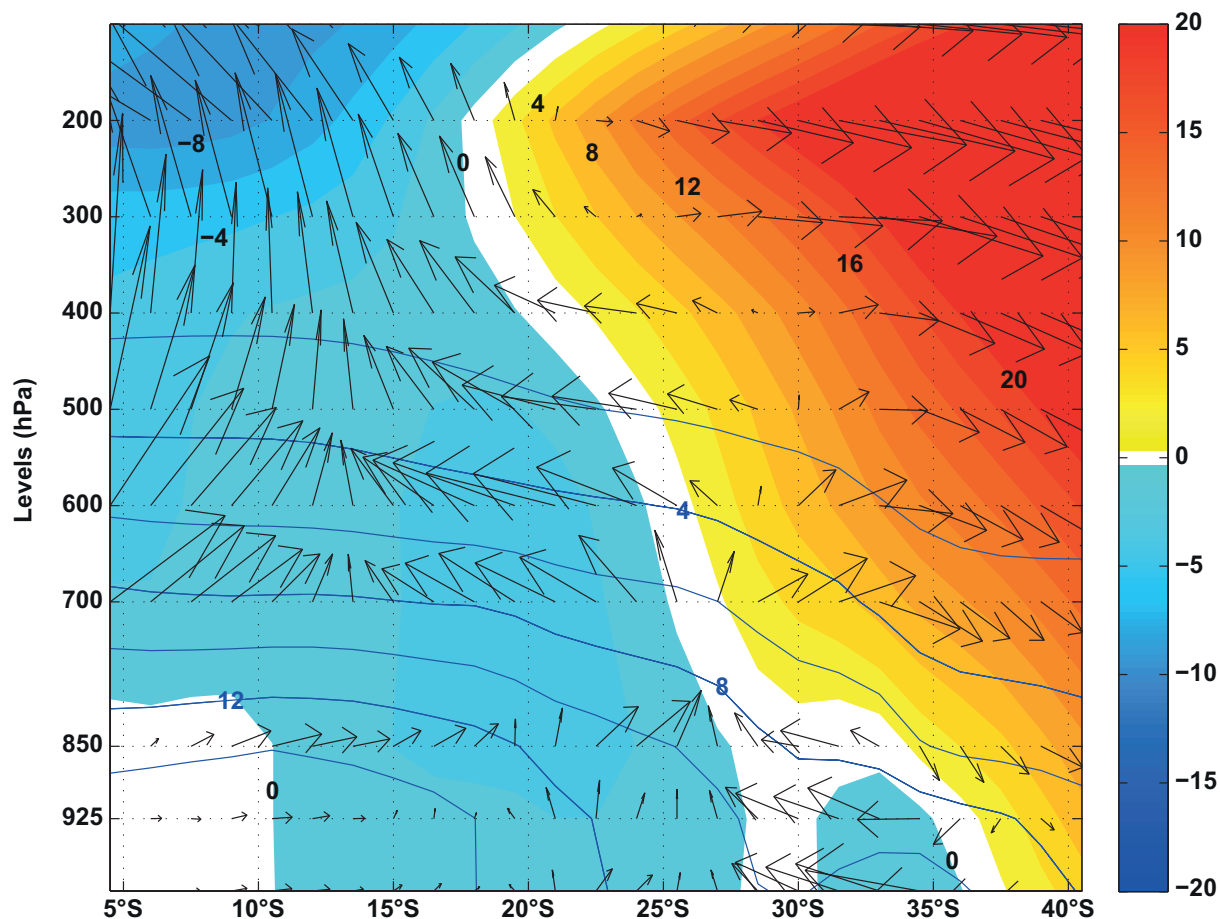


Figure 1.8 : Transect latitudinal moyenné entre 16.5°E et 33°E des composantes zonale (aplats de couleurs, $m.s^{-1}$), méridienne et verticale (vecteurs, sans unité) des flux de masse, et de l'humidité de la masse d'air (traits bleus, $g.kg^{-1}$) au pas de temps saisonnier sur la période DJF 1971-1999. Les couleurs chaudes / froides indiquent des vents d'ouest / est.

1.1.2.2. Variabilité interannuelle

- *ENSO, mode dominant de la variabilité interannuelle des précipitations*

À l'échelle globale, l'ENSO est le principal mode de variabilité de la pluviométrie d'été de l'Afrique australe (Lindesay, 1988 ; Jury *et al.*, 1994 ; Reason *et al.*, 2000 ; Reason et Rouault, 2002 ; Rouault et Richard, 2003, 2005), surtout depuis les années 1970 (Richard *et al.*, 2000, 2001). Le signal d'ENSO étant calé sur le cycle annuel de l'Afrique australe (Camberlin *et al.*, 2001), les anomalies pluviométriques, océaniques et atmosphériques associées au pic d'ENSO sont maximales pendant l'été austral (Nicholson et Selato, 2000 ; Reason *et al.*, 2000). Les anomalies pluviométriques tendent à être positives pendant les années La Niña, et négatives pendant les années El Niño.

La nature des mécanismes physiques impliqués dans ces anomalies est encore controversée :

- (i) 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 ;
- (ii) 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 pluies, limitant par conséquent l'apport d'humidité en Afrique australe ;
- (iii) les résultats de Misra (2002) tendent à réconcilier ces deux hypothèses en montrant que la structure spatiale des anomalies pluviométriques sur l'Afrique australe est surtout dépendante de la variabilité des TSO dans l'océan Indien, mais que l'amplitude des anomalies reste significativement modulée par la composante atmosphérique.

Les corrélations entre l'ENSO et les cumuls pluviométriques saisonniers demeurent néanmoins relativement faibles (typiquement 0.4-0.5 : Lindesay, 1988), suggérant que le pas de temps saisonnier n'est pas le plus pertinent pour mesurer ces relations. D'autre part, l'événement El Niño intense de 1997-1998 n'est pas accompagné d'anomalies aussi sèches que les événements modérés de 1991-1992 et 1986-1987 (Reason et Jagadheesha, 2005a), impliquant une possible non-linéarité de l'impact d'ENSO sur la pluviométrie de l'Afrique australe (Fauchereau *et al.*, 2009 ; Pohl *et al.*, 2009).

- *TSO régionales*

Les fluctuations interannuelles du champ pluviométrique sont également liées aux TSO régionales de l'Atlantique sud et du sud de l'océan Indien (Mason, 1995 ; Reason et Mulenga, 1999 ; Reason, 2001, 2002 ; Rouault *et al.*, 2003a). **Les TSO de l'Atlantique sud influencent l'apport d'humidité dans 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 ; Reason, 2001, 2002 ; Rouault *et al.*, 2003b ; Washington et Preston, 2006).** Des anomalies positives de TSO dans le sud-ouest de l'océan Indien sont, par exemple, associées à un renforcement des flux d'est et de la convergence d'humidité dans le sud de l'Afrique

australe, se matérialisant par des anomalies pluviométriques positives dans l'est et le centre de l'Afrique du Sud (Reason, 2001, 2002 ; Washington et Preston, 2006).

1.1.2.3. Variabilité intrasaisonnière

Au cours de l'été austral, la pluviométrie est marquée par l'alternance irrégulière de séquences humides et sèches (Tennant et Hewitson, 2002). Jury et Nkosi (2000) estiment qu'une séquence humide de plusieurs jours fournit environ 100 mm en moyenne sur un espace restreint. Au contraire, les séquences sèches concernent souvent un espace plus vaste (Vogel, 2000), en lien avec la présence d'un anticyclone en moyenne couche souvent localisé au-dessus du Botswana. Usman et Reason (2004) montrent que, même pendant le cœur de la saison des pluies d'été austral (saison DJF), les jours secs sont systématiquement plus nombreux que les jours pluvieux.

Il s'agit ici de passer en revue les principaux mécanismes pluviogènes affectant les fluctuations intrasaisonnières du champ pluviométrique de l'Afrique australe.

- *Talwegs tropicaux-tempérés (TTT)*

La variabilité intrasaisonnière de la pluviométrie de l'Afrique australe dépend principalement de l'occurrence et de la localisation des Talwegs Tropicaux-Tempérés (TTT : Harrison, 1984, 1986 ; Washington et Todd, 1999 ; Todd et Washington, 1999 ; Todd *et al.*, 2004). Les TTT sont des perturbations synoptiques produisant de grandes bandes nuageuses orientées nord-ouest – sud-est, qui fournissent 30% (60%) des cumuls pluviométriques enregistrés en Afrique australe entre octobre et décembre (en janvier) (Todd *et al.*, 2004). Chikoore et Jury (2010) suggèrent récemment que la dépression centrée sur l'Angola pourrait constituer le moteur tropical des TTT.

À partir de trois études de cas, Hart *et al.* (2010) montrent que les TTT observés en Afrique australe présentent de fortes similitudes avec ceux observés dans d'autres régions et s'intègrent parfaitement dans le cadre théorique des interactions tropicales-tempérées proposé par Knippertz (2007). Streten (1973) a montré que le sud-ouest de l'océan Indien (région baptisée ZCSI par Cook [2000]) est l'une des trois aires de formation préférentielle de ces systèmes mixtes. À la différence de ses homologues des deux autres bassins océaniques (*i.e.*

les Zones de Convergence Sud-Atlantique [ZCSA] et Sud-Pacifique [ZCSP]), persistant tout au long de l'année, la ZCSI est surtout active durant les mois d'été austral. Cette localisation préférentielle des TTT pose la question, pour l'heure non résolue, du caractère transitoire ou semi-permanent de la ZCSI.

- *Oscillation de Madden-Julian*

En Afrique australe, la variabilité intrasaisonnière des précipitations d'été semble être liée marginalement à l'oscillation de Madden-Julian (MJ Oscillation, MJO : Madden et Julian, 1971, 1972), mode de variabilité dominant de l'atmosphère tropicale au pas de temps intrasaisonnier. La MJO se manifeste par une propagation vers l'est d'amas convectifs de large échelle (environ 10 000 km de diamètre), depuis l'océan Indien jusqu'à l'Indonésie, puis jusqu'au bassin Pacifique occidental (Madden et Julian, 1971, 1972).

Son impact régional sur la convection tropicale de l'Afrique austral est maximal en années El Niño (Pohl, 2007 ; Pohl *et al.*, 2007). Plusieurs études ont trouvé une pseudo-cyclicité intrasaisonnière des précipitations dans cette région, opérant dans les gammes de périodicité 20-30 jours (Levey et Jury, 1996 ; Makarau et Jury, 1997), 40-60 jours (Levey et Jury, 1996), et 20-60 jours (Pohl *et al.*, 2007). Les fluctuations intrasaisonnières de la pluviométrie d'été austral varient d'une année sur l'autre. La MJO module davantage la convection en années El Niño en Afrique australe (alors même que la convection y est moins développée) avec des cycles de 40 jours plus discernables qu'en années La Niña.

- *Interactions entre les modes de variabilité*

Les interactions entre les TTT, la MJO et l'ENSO ont récemment été analysées *via* l'analyse statistique (nuées dynamiques et analyse en composantes principales) de l'OLR au pas de temps quotidien (Fauchereau *et al.*, 2009 ; Pohl *et al.*, 2009). Ces études indiquent :

- (i) que les TTT sont les principaux systèmes pluviogènes de l'été austral ;
- (ii) qu'ils tendent à se propager d'ouest en est, du subcontinent vers le canal du Mozambique et le sud de Madagascar ;
- (iii) que la MJO et les TTT sont complètement indépendants, avec une probabilité d'occurrence des TTT décorrélée de l'activité de la MJO sur les tropiques ;

(iv) que l'influence d'ENSO sur les TTT est non linéaire.

1.2. Données de référence

Ce travail se focalise essentiellement sur les liens entre les structures pluviométriques et la circulation atmosphérique, à différentes échelles spatio-temporelles (pas de temps saisonnier à quotidien, et point de grille à indice régional), *via* des observations, des réanalyses et des simulations numériques régionales. Il consacre également une large place à l'identification des sources d'incertitudes associées à ces dernières, à la quantification des biais (notamment pluviométriques) et à leur(s) compréhension(s), nécessitant de s'appuyer sur un grand nombre de données de référence.

1.2.1. Données surfaciques

1.2.1.1. Pluviométrie

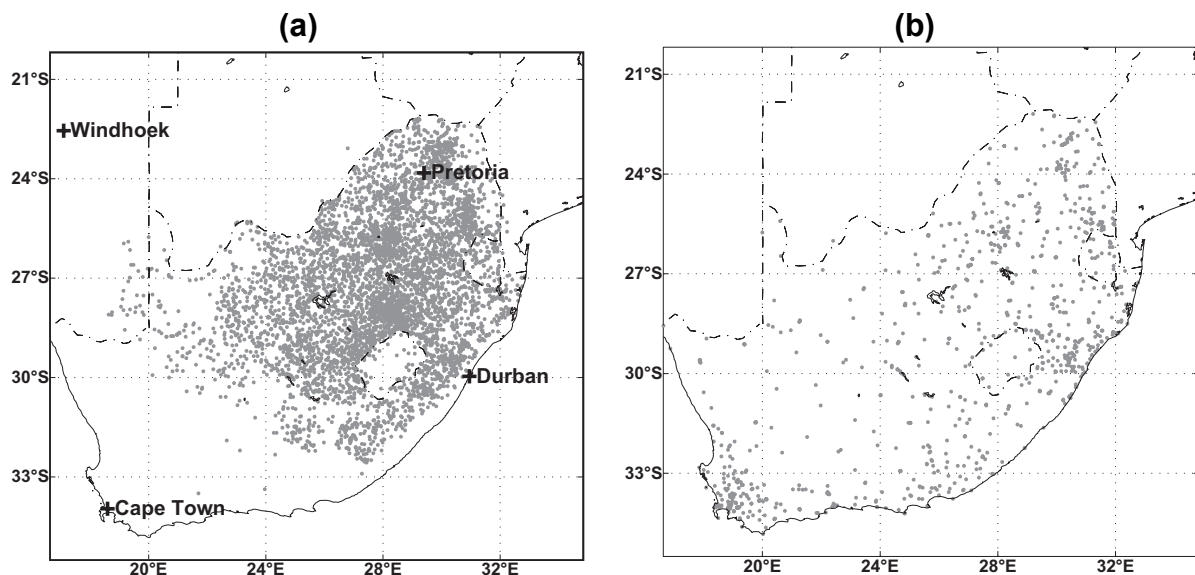
- *Relevés in situ*

L'Afrique du Sud et, dans une moindre mesure, les pays limitrophes (Lesotho, Swaziland, sud de la Namibie / du Botswana / du Zimbabwe / du Mozambique) disposent d'un réseau très dense de stations pluviométriques (11 000 stations) compilées par Lynch (2003), mises à disposition par la Water Research Commission (WRC), et couvrant la période 1970-1999 au pas de temps quotidien.

Chaque station a fait l'objet d'un contrôle de qualité à différents pas de temps avec comblement des valeurs manquantes dans la mesure du possible (voir Lynch, 2003). Excepté leurs caractéristiques géographiques basiques (latitude, longitude, altitude), aucune métadonnée n'est fournie. D'après Lynch (2003), la principale source d'erreur concerne l'heure à laquelle les relevés sont effectués (en théorie, tous les jours à 8h du matin, heure locale — 6h UTC). Cette incertitude sera à prendre en compte lors de l'interprétation des biais de la pluviométrie quotidienne simulée, mais n'affectera pas celle des biais saisonniers. Pour autant, ce jeu de données demeure exceptionnel de part sa densité et sa profondeur temporelle. Il a en

autre déjà été utilisé avec succès dans de nombreuses études (Pohl *et al.*, 2007 ; Andersson *et al.*, 2009 ; Fauchereau *et al.*, 2009 ; Hoffman *et al.*, 2009).

5 352 stations pluviométriques sont extraites (Fig. 1.9a) de cette base. Elles renseignent la pluviométrie quotidienne de décembre à février sur la période 1971-1999 sans valeur manquante, et présentent la caractéristique commune de recevoir au moins 40% du cumul annuel entre décembre et février, trimestre considéré comme le cœur de la saison des pluies d'été en Afrique australe. Ce seuil empirique permet d'exclure les régions à pluies d'hiver (ouest et sud-ouest de l'Afrique du Sud), et les régions recevant des pluies tout au long de l'année (sud de l'Afrique du Sud), pour se focaliser exclusivement sur la partie de l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical, essentiellement soumise à des pluies convectives pendant l'été austral.



- *Estimations satellitales*

Le fichier pentadaire du Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Xie *et al.*, 2003) est utilisé pour étendre l'analyse des biais saisonniers du MCR à l'ensemble de l'Afrique australe et ses pourtours océaniques. Disponible sur une grille régulière de 2.5° x 2.5° depuis 1979, ce fichier combine des relevés pluviométriques *in situ*, des données satellitales, ainsi

que les précipitations des réanalyses américaines (NCEP : National Centers for Environmental Prediction ; NCAR : National Center for Atmospheric Research).

- *Données CRU*

Fournie sur une grille régulière de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, la dernière génération des précipitations mensuelles du Climate Research Unit (CRU TS 3.1, version proche de la version TS 2.1 [Mitchell et Jones, 2005]) renseigne la pluviométrie continentale à une résolution spatiale plus fine que GPCP, et sur une période plus longue, s'étalant de 1901 à 2009. Leur construction repose sur une amélioration des algorithmes présentés dans New *et al.* (2000) et Mitchell *et al.* (2004). Ce fichier est utilisé en complément du fichier GPCP pour documenter les biais des simulations en Afrique australe sur l'ensemble de la période DJF 1971-1999.

1.2.1.2. Températures à deux mètres observées

Compilé par Schulze et Maharaj (2004), un jeu de données de 973 stations sud-africaines (et du Lesotho) est fourni par la WRC. Chaque station renseigne les températures quotidiennes minimales et maximales de la période 1950-2000. La construction de ce fichier repose sur quatre étapes successives (pour détail, voir Schulze et Maharaj, 2004) :

- (i) récupération des données principalement issues de trois sources : South African Weather Service, Institute for Soil, Climate and Water et South African Sugar Association ;
- (ii) contrôle qualité des données pour détecter les valeurs manquantes et aberrantes ;
- (iii) détermination du taux de diminution des températures minimales et maximales en fonction de la région (onze régions au total) et de la saison considérées ;
- (iv) comblement des valeurs manquantes et aberrantes en fonction des taux d'évolution verticale des températures et de stations *contrôles*, et harmonisation de la période renseignée.

Lors d'analyses préliminaires, 121 stations distantes de moins de 0.05 degré seconde d'une autre station sont détectées et considérées comme des doublons. Ces doublons sont supprimés pour éviter les redondances d'information. Les **851 stations retenues** (Fig. 1.9b) permettent

d'estimer les températures quotidiennes (calculées comme la moyenne entre les températures minimales et maximales) et, par extension, les biais surfaciques de la température modélisée.

1.2.1.3. Températures de Surface Océanique (TSO)

Le fichier HadISST (Hadley centre sea-Ice and Sea Surface Temperature : Rayner *et al.*, 2003) est utilisé pour documenter les conditions climatiques de fond susceptibles de favoriser l'occurrence saisonnière des structures pluviométriques récurrentes en Afrique du Sud. Mis à disposition par le United Kingdom Meteorological Office, ce fichier correspond à une mise à jour du fichier GISST (Global sea-Ice coverage and SST : Rayner *et al.*, 1996). Il combine des données *in situ* et satellitales depuis 1982. Pour la partie antérieure, les données manquantes ont été reconstruites à partir d'Analyses en Composantes Principales (ACP). Le fichier est disponible à une résolution mensuelle sur une grille régulière globale de $1^\circ \times 1^\circ$.

1.2.1.4. Indice descripteur du phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO)

Fourni par le Climate Diagnostic Center et disponible depuis 1950 au pas de temps bi-mensuel, l'indice multivarié d'ENSO (Multivariate ENSO Index, MEI : Wolter et Timlin, 1993) est particulièrement pertinent pour rendre compte de la nature couplée d'ENSO. Sa construction repose sur une ACP étendue (Weare et Nasstrom, 1982) de champs à la fois atmosphériques et océaniques observés sur le Pacifique tropical (pression au niveau de la mer, composantes zonale et méridienne du vent en surface, TSO, température de l'air en surface et couverture nuageuse). Dans le but d'évaluer le degré de sensibilité des résultats au choix du MEI, cet indice est corrélé avec des indices plus traditionnels :

- (i) le SOI (Southern Oscillation Index) : composante atmosphérique d'ENSO calculée comme la différence de pression standardisée entre Papeete à Tahiti (149°W , 17°S) et Darwin en Australie (131°E , 12°S) ;
- (ii) l'indice Niño3.4 : composante océanique d'ENSO calculée comme une moyenne spatiale des TSO de l'océan Pacifique oriental (150°W - 90°W , 5°S - 5°N).

Les coefficients de corrélation interannuels entre le MEI saisonnier (décembre à février) et ces indices atteignent respectivement -0.93 et +0.98 sur la période 1971-1999, indiquant des incertitudes très modérées induites par ce paramètre. De plus, ces faibles différences peuvent

partiellement être imputées à la présence de tendance positive dans les indices océaniques (Niño3.4) et dans le MEI, ce qui n'est pas le cas dans les indices uniquement atmosphériques (SOI).

1.2.1.5. Flux de chaleurs sensible et latente

Le fichier Objectively Analyzed air-sea Fluxes (OAFlux : Yu et Weller, 2007) est utilisé pour documenter les flux de chaleurs sensible et latente saisonniers, et pour estimer les biais de WRF au-dessus des océans. Disponible au pas de temps quotidien et à 1° x 1° de résolution sur la période 1958-2008, ce fichier synthétise objectivement des bulletins météorologiques VOS (Voluntary Observing Ships), des estimations satellitales et trois jeux de réanalyses (ERA40, NCEP1, NCEP2) pour fournir une estimation de la climatologie des flux à l'interface océan-atmosphère.

La méthodologie repose sur une combinaison linéaire des différents fichiers à partir du théorème de Gauss-Markov, qui permet de minimiser la variance des erreurs de chaque donnée d'entrée (Yu *et al.*, 2008). Les données satellitales fournissent les TSO, la vitesse du vent à dix mètres, la hauteur des vagues et la couverture nuageuse, tandis que les réanalyses sont utilisées pour des quantités qui ne sont pas directement observables par les satellites : température et humidité relative à deux mètres. Ces champs sont injectés dans l'algorithme COARE (Coupled-Ocean-Atmosphere Response Experiment : Fairall *et al.*, 1996, 2003) consacré à l'estimation des taux d'évaporation des océans.

1.2.2. Profils verticaux de l'atmosphère

La plupart des études basées sur des simulations numériques régionales confrontent les profils verticaux simulés à ceux du modèle utilisé pour le forcer. Ce n'est pas exclusivement le cas dans ce travail. Dans le cadre du PICS PESOCA¹ du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), les profils verticaux de radiosondages ont été récupérés par Clémence Macron sur le trimestre DJF94. Ces données ont été extraites à partir de la base de données en libre accès de l'Université du Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>),

¹ Programme International de Coopération Scientifique sur les Précipitations aux échelles hydrologiques et États de Surface Océanique et Continentaux en Afrique australe

rassemblant un nombre important de radiosondages à l'échelle du globe depuis 1973. L'extraction étant très fastidieuse, il n'a pas été possible de récupérer ces données sur l'ensemble de la période d'intérêt.

Les **5 radiosondages** (Fig. 1.9a) disponibles en Afrique australe au cours de la saison DJF94 sont récupérés. Ils mesurent deux fois par jour (0h et 12h UTC) un large panel de champs (pression, point de rosée, humidité relative et spécifique, direction et intensité du vent, température réelle, potentielle, équivalente potentielle et virtuelle). Seules les mesures effectuées à 12h UTC sont utilisées parce qu'elles documentent la mise en place des systèmes convectifs au cours de la journée.

1.2.3. Réanalyses européennes ERA40

Les réanalyses européennes ERA40 (Uppala *et al.*, 2005) sont employées pour documenter la circulation atmosphérique large échelle et initialiser / forcer le MCR. Mises à disposition par le 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) 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). Elles sont disponibles de septembre 1957 à août 2002 et sont récupérées, pour cette étude, sur une grille régulière de $1^{\circ}5 \times 1^{\circ}5$.

La fiabilité de chaque variable dépend du poids relatif de l'assimilation d'observations et de la physique du modèle dans la détermination du champ géophysique. Sur l'Afrique, la quantité de données assimilées est faible et inconstante dans le temps (Poccard, 2000). La Table 1.2 illustre le degré de fiabilité associé aux principales variables ERA40 utilisées pour cette étude. Les champs sont classés en trois catégories :

- (i) **variables A** fortement influencées par les observations ;
- (ii) **variables B** issues à la fois d'observations et de la paramétrisation physique des phénomènes sous-mailles ;
- (iii) **variables C** entièrement dépendantes du modèle.

Variable (abréviation)		Unité	Classe	Niveaux
Vent zonal (U) et méridien (V)		m.s^{-1}	A	18 (1 000 hPa à 100 hPa)
Vent vertical (ω)		Pa.s^{-1}	B	18
Température	de l'atmosphère (T)	K	A	18
	à 2 mètres (T2m)	K	A	1
Hauteur géopotentielle (Z)		$\text{m}^2.\text{s}^{-2}$	A	18
Humidité spécifique (Q)		kg.kg^{-1}	B	18
Précipitation (P)		mm.jr^{-1}	C	1

Table 1.2 : Principales caractéristiques des variables atmosphériques et surfaciques des réanalyses ERA40 utilisées pour cette étude.

Malgré les incertitudes liées à la qualité des réanalyses en général (Trenberth, 1991 ; Kalnay *et al.*, 1996 ; Onogi, 2000 ; Simmons et Gibson, 2000 ; Pocard *et al.*, 2000 ; Trenberth *et al.*, 2001 ; Bengtsson *et al.*, 2004), notamment pour le bilan d'eau (Meynadier *et al.*, 2010), ces produits sont fréquemment utilisés en science du climat parce qu'ils restituent un historique satisfaisant de l'état de l'atmosphère et de sa variabilité. En revanche, **la faible résolution horizontale des réanalyses implique que leurs écarts avec le MCR pourront être analysés comme une amélioration du climat régional simulé, grâce à une meilleure physique et une résolution plus fine**. Cette hypothèse concerne en particulier les structures spatiales du champ pluviométrique, variable fortement dépendante des paramétrisations physiques du modèle (Dai, 2006).

1.3. Simulations régionales

Ce travail de thèse est essentiellement consacré à évaluer les simulations régionales d'un MCR en points de grille. Toutes les simulations numériques réalisées dans ce travail ont été effectuées avec le MCR WRF (versions 3.0.1 et 3.1 : Skamarock *et al.*, 2008). Dans un premier temps, cette section fournit un bref historique de la modélisation climatique régionale, décrit sa philosophie générale et insiste sur les précautions d'utilisation de tels outils. Dans un deuxième temps, les grands traits de WRF sont présentés, de même que la manière dont il est implémenté sur les machines du Centre de Calcul de l'Université de Bourgogne (CCUB). Dans un dernier temps, les protocoles expérimentaux mis en place dans ce travail sont détaillés.

1.3.1. Désagrégation dynamique avec les modèles climatiques régionaux

1.3.1.1. Les MCR, des outils récents en plein essor

Les premières publications internationales utilisant des MCR datent de la fin des années 1980 (Dickinson *et al.*, 1989 ; Giorgi et Bates, 1989). Depuis, leur nombre a littéralement explosé, surtout depuis les années 2000 (Fig. 1.10), constat identique pour les projets internationaux basés sur des simulations numériques régionales (Tab. 1.3).

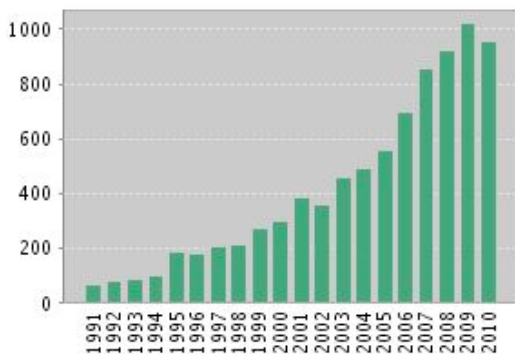


Figure 1.10 : Nombre de publications internationales comprenant les termes *regional climate model* recensées par an sur la période 1991-2010 dans la base de données de Web of Science (<http://apps.isiknowledge.com>).

Régions	Projets	Références
Amérique du Nord	NARCCAP	http://www.narccap.ucar.edu/about/index.html
Amérique du Sud	CLARIS	http://www.claris-eu.org/
Arctique	ARCMIP	http://curry.eas.gatech.edu/ARCMIP/
Asie	RMIP	http://gaim.unh.edu/Structure/Future/MIPs/RMIP.html
Europe	ENSEMBLES	http://ensembles-eu.metoffice.com/
	PRUDENCE	http://prudence.dmi.dk/
États-Unis	PIRCS	http://www.pircs.iastate.edu/
Europe centrale et de l'Est	CECILIA	http://www.cecilia-eu.org/index.htm
Multirégions	CORDEX	http://www.meteo.unican.es/en/projects/CORDEX

NARCCAP : North American Regional Climate Change Assessment Program

CLARIS : Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies

ARCMIP : Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project

RMIP : Regional Climate Model Intercomparison Project

ENSEMBLES : Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts

PRUDENCE : Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects

PIRCS : Project to Intercompare Regional Climate Simulations

CECILIA : Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment

CORDEX : Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment

Table 1.3 : Exemple de programmes scientifiques récents basés sur la modélisation climatique régionale.

L'explosion des études basées sur des MCR s'explique par la conjonction entre les progrès informatiques réalisés ces dernières années et l'intérêt scientifique que suscitent de tels outils. Elle traduit également un effort coordonné de la communauté des modélisateurs pour confronter les simulations issues de différents modèles. Cette approche multimodèle permet l'identification des potentialités et limites communes ou non aux MCR, dans le but final d'améliorer chaque modèle.

1.3.1.2. Fonctionnement général

De la même manière que les MCG, les MCR sont des programmes informatiques complexes visant à simuler l'évolution spatio-temporelle de variables météorologiques. En opérant à haute résolution spatiale, **les MCR présentent le double avantage :**

- (i) d'enrichir la dynamique en processus et variabilité de méso-échelle sur une région donnée, tout en préservant, *a priori*, la dynamique de large échelle (Castro *et al.*, 2005) ;
- (ii) de fournir des informations à des échelles plus proches de celles des impacts du climat.

- *Noyaux dynamique et physique*

Comme tout modèle climatique, les MCR sont constitués de deux noyaux de calcul :

(i) un noyau dynamique résolvant explicitement les équations primitives de la thermodynamique des fluides (conservation de l'énergie totale, du moment cinétique et de la masse), et de la loi des gaz parfaits en s'appuyant sur l'hypothèse hydrostatique (ou non-hydrostatique dans certains MCR, dont WRF) ;

(ii) un noyau physique permettant de paramétriser les processus physiques d'échelles inférieures à leurs résolutions (horizontale et verticale ; processus dits sous-mailles ; cf. Chapitre 2) :

- échanges et transferts radiatifs courtes et grandes longueurs d'onde ;
- convection humide et sèche ;
- mouvements et turbulence dans la couche limite planétaire ;
- microphysique nuageuse ;
- interactions eau-sol-végétation-pôle urbain à l'interface surface-atmosphère.

Ces deux noyaux communiquent à chaque pas de temps de l'intégration. À partir des états initiaux de l'atmosphère et de la surface fournis au premier pas de temps de l'intégration, le cœur physique du modèle calcule les variables diagnostiques (par exemple : P, E, OLR, W [en mode hydrostatique]). Au pas de temps $t_0 + \delta t$ ($\delta t =$ pas de temps du modèle), le cœur dynamique calcule les variables pronostiques (par exemple : Z, T, U, V, et — en mode non-hydrostatique — W) à partir des variables pronostiques et diagnostiques du pas de temps t_0 , puis le cœur physique calcule les nouvelles variables diagnostiques. Cette procédure itérative se poursuit jusqu'à la fin de l'intégration.

Au sein du cœur physique, **les interactions directes et indirectes** (Fig. 1.11) **entre les différents schémas physiques sont complexes et souvent non-linéaires**, raison pour laquelle le comportement des modèles climatiques (globaux et régionaux) est un objet d'étude en tant que tel.

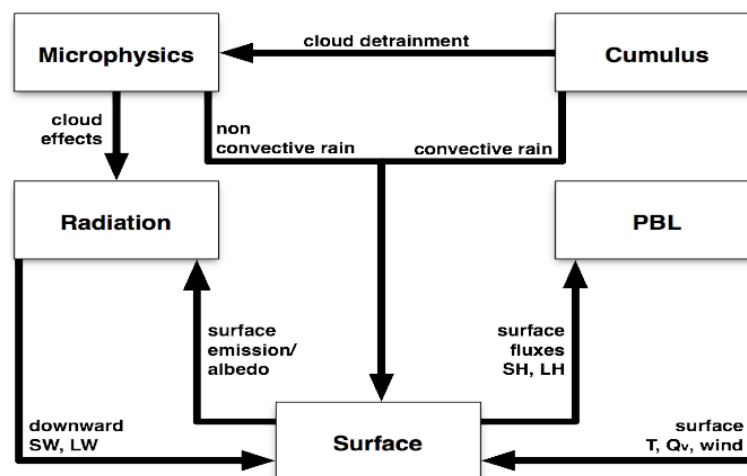


Figure 1.11 : Interactions complexes entre les paramétrisations physiques des composantes atmosphériques et surfaciques du système climatique. Source : http://128.138.136.5/science/groups/pielke/classes/at7500/Bianco_PresentationWRF.pdf.

Par définition, les MCR sont des modèles à aire géographique limitée (Fig. 1.12a). Ils opèrent seulement sur une portion du globe, typiquement égale ou inférieure à l'échelle d'un continent. Cette caractéristique permet d'augmenter les résolutions horizontale et verticale, donc la prise en compte d'échelles plus fines, sans (trop) accroître les contraintes informatiques.

- *Conditions initiales et forçages*

Se focaliser sur un domaine limité nécessite d'alimenter les MCR à leurs frontières latérales et en surface par des données à plus faible résolution interpolées par l'utilisateur à la résolution voulue, tels que les réanalyses, les modèles globaux ou encore les sorties filtrées passe-bas de MCR (Big Brother Experiment : Denis *et al.*, 2002a, 2002b).

Ces modèles forceurs fournissent une partie des conditions initiales dans chaque maille du MCR, de manière à renseigner l'état de l'atmosphère et de la surface au premier pas de temps de l'intégration. Les MCR sont ensuite alimentés aux bornes latérales (ouest, est, nord, sud) et à la surface (TSO) du domaine régional à pas de temps constant (généralement toutes les 12h ou 6h) et tout au long de l'intégration.

Pour limiter les incertitudes liées aux différences de résolution et de physique entre la simulation régionale et le modèle forceur aux bornes latérales, la plupart des MCR suivent la procédure de Davies (1976). Cette approche consiste en une zone tampon de quelques points de grille (voir Giorgi *et al.* [1993a, 1993b] et Giorgi et Mearns [1999] pour une revue) placée tout autour du domaine dans laquelle la solution des MCR est relaxée vers la solution du modèle forceur. Les coefficients de relaxation sont maximaux aux frontières latérales et s'atténuent exponentiellement en s'en éloignant. Cette approche assure par conséquent une transition théoriquement fluide entre les conditions aux limites latérales et la simulation régionale.

En surface, l'initialisation des MCR nécessite des TSO prescrites (lorsqu'il n'y a pas de couplage avec un modèle océanique), des données topographiques (altitude, inclinaison des pentes...) et de sol (types, humidité et température à différents niveaux), ainsi que l'occupation du sol (couvert végétal, étendues en eau, pôles urbains) caractérisée par un grand nombre d'indicateurs (albédo, LAI [Leaf Area Index], fraction végétale, rugosité...). Augmenter la résolution horizontale induit une meilleure prise en compte de la complexité du terrain (Fig. 1.12b), permettant aux MCR de descendre à l'échelle des territoires vécus par la population, donc des impacts. Il est à noter que les modèles globaux sont techniquement capables de descendre à des échelles fines (pas au-delà de 10 km à cause de l'approximation hydrostatique), mais un doublement de la résolution horizontale multiplierait par 16 les temps de calcul (Jones, 2002), induisant des coûts de calcul et de stockage exorbitants.

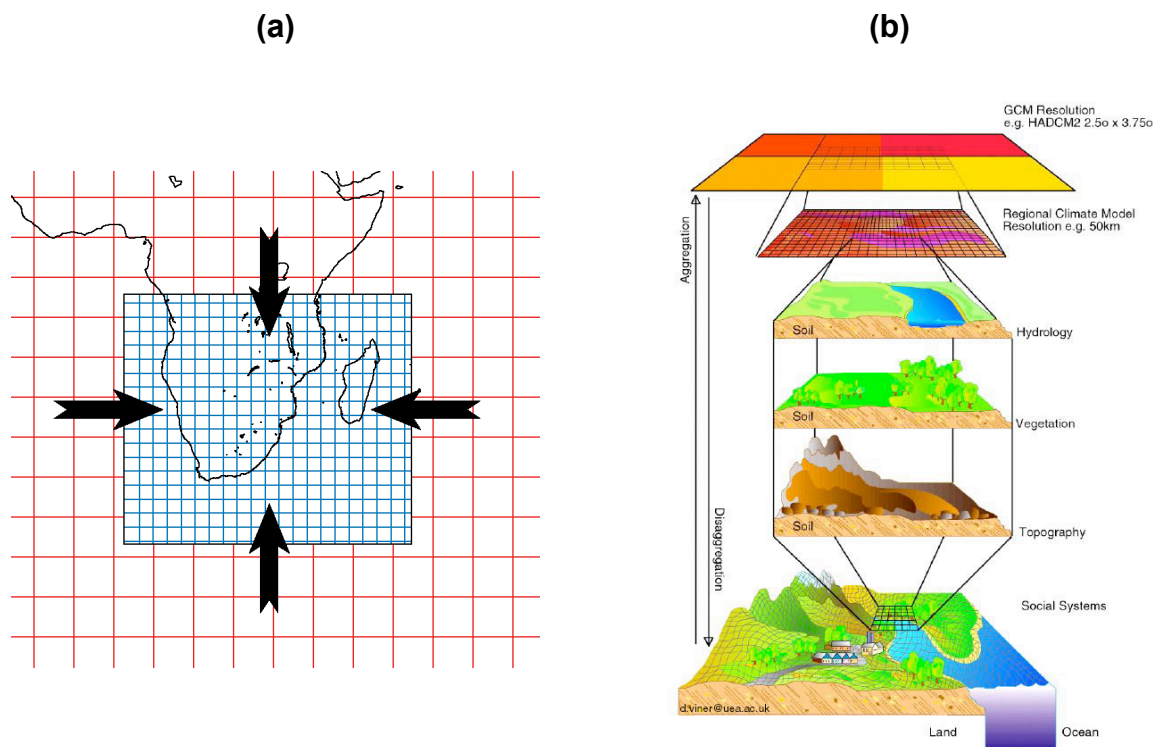


Figure 1.12 : (a) Illustration d'un domaine à aire géographique limitée dans un MCR (grille bleue) alimenté aux bornes latérales (flèches noires) par des données à plus faible résolution spatiale (grille rouge). (b) Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par une meilleure prise en compte des états de surface. Source : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/modelcc/scalediag.jpg>.

- *Approximation hydrostatique et Non-hydrostatisme*

Une des différences majeures entre les MCG et quelques MCR est la manière de résoudre les mouvements verticaux. La note de Pierre Bénard (2000) permet de saisir simplement cette différence ayant des répercussions sur l'ensemble des équations primitives des modèles :

- (i) les MCG reposent sur l'approximation hydrostatique qui considère que l'accélération verticale (\dot{W}) maximale d'une parcelle d'air ayant une superficie de plusieurs milliers de kilomètres carrés (généralement localisée en moyenne troposphère) est négligeable par rapport à la force de gravité g (9.81 m.s^{-1}). À échelle large, un mouvement vertical violent concerne la hauteur totale de la troposphère (H), de la surface à la tropopause. Soit W_{\max} la vitesse verticale maximale atteinte par une particule d'air. Le temps minimal (T_{\min})

qu'elle mettra à parcourir l'épaisseur de la troposphère est donc $T_{\min} = \frac{H}{W_{\max}}$. L'ordre de grandeur de son accélération verticale peut alors être estimé par $\dot{W} \approx \frac{W_{\max}}{T} = \frac{W_{\max}^2}{H}$ car \dot{W} est nulle en surface et maximale au milieu de la troposphère. À des échelles de 10-20 km, W_{\max} ne dépasse pas 1 m.s^{-1} . L'accélération verticale maximale est donc de 0.0001 m.s^{-2} , ce qui est totalement négligeable devant g . Dans ce cas, ignorer l'accélération verticale se justifie et revient à considérer que la force de gradient de pression verticale compense exactement la force de gravité :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g,$$

avec ρ , la masse volumique de la particule d'air, p , sa pression et z , son altitude ;

(ii) cette approximation permet des gains considérables en temps de calcul, mais n'est plus valable aux échelles fines (inférieures à 10 km), pour lesquelles des accélérations verticales de plus de 10 m.s^{-2} sont souvent observées. Dans ce cas, \dot{W} n'est donc plus négligeable devant g . Il est alors nécessaire de résoudre explicitement l'équation du mouvement vertical, et la force de gradient de pression est cette fois compensée à la fois par g et \dot{W}

$$\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g - \dot{W} \right).$$

En théorie les MCR non-hydrostatiques permettent de désagréger l'information jusqu'aux échelles topo- et micro-climatiques. Dans la pratique cette possibilité se heurte toutefois à la contrainte des ressources informatiques.

- *Nesting*

La descente d'échelle se fait par emboîtements successifs de domaines dont la résolution augmente d'un facteur 2 à 5 entre le domaine-parent et le domaine-enfant. Appelée *nesting* en anglais, elle s'accompagne d'échanges entre les domaines selon deux modes :

(i) *one-way nesting* : les informations échangées ne se font que du domaine à maille large vers le domaine simulé par le MCR. Considérons un one-way nesting avec deux domaines

emboîtés. Dans ce cas, le premier domaine est alimenté par le modèle forceur et le second par le premier, sans interaction entre eux ;

(ii) *two-way nesting* : les informations échangées entre les domaines emboîtés se font dans les deux sens. Les domaines emboîtés sont donc en interaction. Reprenons l'exemple précédent, mais en *two-way nesting*. Comme en *one-way nesting*, le premier domaine est souvent alimenté par le modèle forceur sans interaction entre les deux (contre-exemple donné par Lorenz et Jacob, 2005). Le domaine 1 force aussi le domaine 2, mais les informations du domaine 2 se répercutent dans le domaine 1 à chaque pas de temps de l'intégration.

1.3.1.3. Couplage entre la surface continentale et l'atmosphère

Les MCR commencent seulement à être couplés à des modèles océaniques régionaux (Ratnam *et al.*, 2009 ; Seo *et al.*, 2009 ; Small *et al.*, 2010 ; Tapiador, 2010). Ce travail est en cours pour l'Afrique australe au Laboratoire de Physique des Océans, et Ratnam *et al.* (2011) et Vigaud *et al.* (2011) ont récemment montré l'utilité d'utiliser une couche de mélange océanique. En revanche, les MCR sont fréquemment couplés à des modèles de surface continentale (Land Surface Model ; LSM Miao *et al.*, 2008 ; Flaounas *et al.*, 2010 ; Hanna *et al.*, 2010 ; Vigaud *et al.*, 2010), ce qui est le cas dans ce travail. Les LSM permettent de fournir des flux de chaleur plus réalistes qu'un simple schéma de diffusion à l'interface continent-atmosphère.

- *Généralités sur les modèles de surface continentale*

Les LSM sont des modèles uni-colonnes, interdisant les interactions entre les différents points de grille. Lorsqu'ils sont couplés à un MCR, les LSM sont essentiellement forcés par les flux radiatifs et les précipitations. Ils nécessitent également de connaître *a priori* les types de sol à différentes profondeurs, de même que l'occupation du sol, la topographie, l'albédo, la fraction végétale et la rugosité. À partir de ces données, **les LSM calculent principalement quatre grandeurs restituées aux modèles atmosphériques : les flux de chaleurs sensible et latente, les radiations ondes longues émises par la surface et les radiations ondes courtes reflétées par la surface**. Ces données constituent les conditions aux limites en surface, permettant aux schémas de couche limite de résoudre le transport vertical d'énergie

dans les basses couches atmosphériques. En fonction de leur raffinement, les LSM permettent de documenter de manière plus ou moins précise les flux thermiques et d'humidité des différentes couches du sol, les effets de la végétation, des racines et de la canopée sur la pluviométrie, la circulation atmosphérique, l'évapotranspiration ou encore le ruissellement. La plupart des LSM ne simulent pas l'évolution des biomes, mais laissent la possibilité de mettre à jour les propriétés du sol et du couvert végétal au fur et à mesure de l'intégration, ce qui est particulièrement recommandé pour des simulations longues.

- Exemple de modèle de surface continentale : le LSM de la NOAA

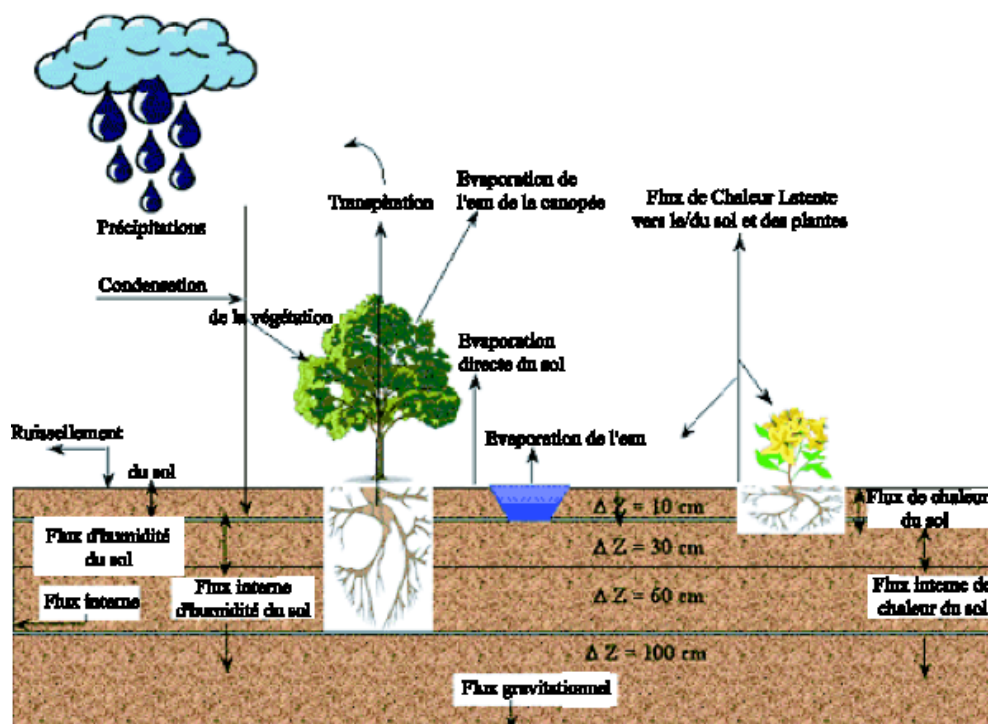


Figure 1.13 : Illustration des composants du modèle de surface continentale NOAA. Traduit de http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm/mm5_1-500.gif.

La Figure 1.13 donne un exemple de composants prises en compte par le **LSM de la NOAA**² (Chen *et al.*, 1996 ; Chen et Dudhia, 2001 ; Ek *et al.*, 2003), **LSM retenu dans ce travail**. Ce LSM calcule la température et l'humidité du sol sur quatre niveaux (0-10 cm, 10-40 cm, 40-100 cm et 100-200 cm), de même que l'humidité de la canopée et la couverture

² N : NCEP

O : Oregon State University

A : Air Force

H : Hydrologic Research Laboratory (maintenant Office of Hydrologic Development)

neigeuse. Il inclut le système racinaire, l'évapotranspiration, le drainage du sol et le ruissellement, et prend en considération les types de végétation dominants, la fraction végétale mensuelle, l'indice foliaire et la texture des sols. Ce LSM fournit les flux de chaleurs sensible et latente au schéma de couche limite lorsqu'il est couplé à un modèle d'atmosphère.

1.3.1.4. Principales sources d'incertitudes

Tout exercice de modélisation climatique se heurte à une série de limites inhérentes à la quantification du climat et de sa variabilité. Outre ces limites, les MCR sont entachés d'incertitudes liées à leur principe de fonctionnement. Il s'agit ici de détailler les principales.

- *Conditions initiales imparfaites*

Même si la mesure n'était pas entachée d'erreurs, il serait impossible de mesurer l'état de l'atmosphère et de la surface en tout point et tout le temps. De plus, la nature chaotique de l'atmosphère (Lorenz, 1963 ; Hulme *et al.*, 1999) restituée dans les modèles par la non-linéarité des interactions entre les cœurs dynamique et physique (et au sein de chaque cœur), impose qu'une légère perturbation des conditions initiales puisse avoir des conséquences importantes au terme de l'intégration (effet papillon/pépite). **De la même manière que les modèles de prévision du temps, les solutions des MCR sont donc fortement dépendantes des conditions initiales.** Intégrer dans le temps et/ou dans l'espace tend à réduire les comportements chaotiques observés à haute fréquence. Inversement, les incertitudes sont maximales aux pas de temps courts (horaire et quotidien par exemple), à l'échelle du point de grille, et pour les variables dépendant fortement des paramétrisations physiques telles que les précipitations. **Le seul moyen de s'affranchir d'une partie de cette incertitude est d'effectuer des simulations d'ensemble en perturbant aléatoirement les conditions initiales** (exemple d'études basées sur des simulations régionales : Giorgi et Bi, 2000 ; Rinke *et al.*, 2004 ; Alexandru *et al.*, 2007 ; Lucas-Picher *et al.*, 2008a, 2008b ; Sanchez-Gomez *et al.*, 2009 ; Nikiema et Laprise, 2010 ; Rapaic *et al.*, 2010). Schématiquement, l'approche ensembliste permet de distinguer le signal (l'information reproductible) se manifestant par une convergence de la majorité des membres, et le bruit (l'information non reproductible) se manifestant par une divergence entre les membres (Fig. 1.14).

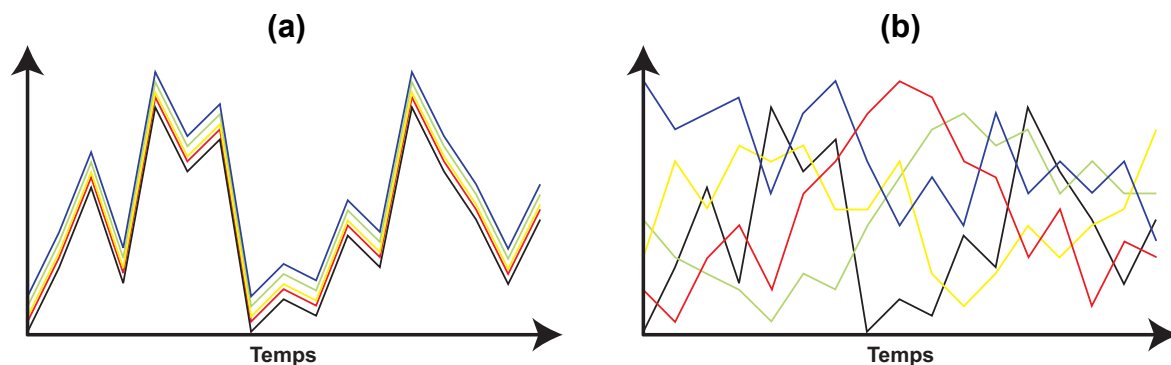


Figure 1.14 : Représentation théorique d'un signal (a) reproductible et (b) non reproductible au cours du temps.

- *Modèles imparfaits*

Par définition **un modèle est une simplification de la réalité**. La connaissance du climat étant encore partielle, il est alors difficile de simplifier un objet encore mal connu. C'est une des raisons pour laquelle **les modèles sont en partie déterministes, passant par la paramétrisation des processus physiques inférieurs à leur résolution**.

À ce titre, un nombre considérable d'études soulignent la forte sensibilité des champs simulés à la paramétrisation de la convection, de la microphysique des nuages et de la couche limite, quelles que soient la région et la saison considérées (parmi d'autres : Bright et Mullen, 2002 ; Gochis *et al.*, 2002 ; Jankov et Gallus, 2004 ; Jankov *et al.*, 2005 ; Lim et Hong, 2005 ; Liang *et al.*, 2007 ; Rao *et al.*, 2007 ; Im *et al.*, 2008 ; Challa *et al.*, 2009 ; Mazarakis *et al.*, 2009 ; Zanis *et al.*, 2009 ; Kumar *et al.*, 2009 ; Flaounas *et al.*, 2010 ; Liu *et al.*, 2010 ; Tchotchou et Kamga, 2010). Pohl *et al.* (2011) soulignent également la sensibilité du cycle atmosphérique de l'eau aux schémas de radiation ondes courtes, aux LSM, et à la paramétrisation du couvert végétal, paramètres généralement choisis *a priori* dans les études utilisant des MCR. En modifiant la résolution des données surfaciques (occupation du sol, type de sol, topographie), Zhang *et al.* (2010) trouvent, par exemple, que réduire leur hétérogénéité à l'intérieur d'une maille tend à artificialiser la circulation méso-échelle au sein de la couche limite, ce qui se répercute sur la circulation large échelle.

Modéliser le climat passe aussi par une discrétisation spatio-temporelle de phénomènes continus. Cette discrétisation induit des approximations qui introduisent de petites erreurs pouvant se propager et s'accroître au fur et à mesure de l'intégration.

S'affranchir de cette limite est peu aisé pour des raisons de coûts de calcul, et les questions du pas de temps entre chaque calcul et de la précision des nombres à virgule flottante n'ont pas encore trouvé de réponse consensuelle.

- *Conditions aux limites*

Plus spécifiquement, les MCR constituent ce que Laprise *et al.* (2008) appellent "*a boundary-value problem*". Les erreurs contenues dans le modèle forceur tendent à se répercuter à l'intérieur du domaine simulé. La transmission de l'état large échelle de l'atmosphère aux frontières latérales des MCR pose également question. Dans la mesure du possible, les frontières latérales doivent être localisées dans des zones où la qualité des données du modèle forceur est optimale (Liang *et al.*, 2001). Placer la zone tampon dans une région à topographie contrastée risque d'introduire des incohérences entre la thermodynamique du modèle forceur faiblement impactée par la topographie (du fait de sa résolution grossière) et celle des MCR prenant nettement mieux en compte les détails topographiques.

L'épaisseur de la zone tampon peut également avoir des répercussions importantes. Sur la partie est de l'Asie, Zhong *et al.* (2010) montrent par exemple que l'accroître semble améliorer la circulation large échelle simulée par leur MCR (RegCM3 : Pal *et al.*, 2007) en haute troposphère, alors que la diminuer améliorerait la circulation en basse et moyenne troposphère. De nombreuses études montrent aussi qu'un saut de résolution trop important entre le modèle forceur et le MCR induit une sous-estimation du spectre énergétique simulé par les MCR (Denis *et al.*, 2002a, 2003 ; Dimitrijevic et Laprise, 2005 ; Antic *et al.*, 2006).

- *Taille du domaine*

La taille du domaine est une question centrale dans l'utilisation d'un MCR (Jones *et al.*, 1995 ; Seth et Giorgi, 1998 ; Rauscher *et al.*, 2006 ; Alexandru *et al.*, 2007 ; Leduc et Laprise, 2009 ; Krichak *et al.*, 2010). Lorsqu'un domaine est trop grand, les flux large échelle simulés peuvent s'écarter drastiquement des flux du modèle forceur, mais le temps de transit des variables est suffisamment grand à l'intérieur du modèle pour lui laisser la possibilité de développer des structures d'échelles fines. À l'inverse, dans un petit domaine, le temps de transit est trop court pour que le MCR s'éloigne de la solution du modèle forceur et pour qu'il

développe de la petite échelle. De plus, une partie des études citées précédemment montre une relation positive entre la taille du domaine et la variabilité interne des MCR. Autrement dit, plus le domaine est grand (petit), moins (plus) les structures spatio-temporelles obtenues sont reproductibles. Désagréger convenablement l'information large échelle avec un MCR répond par conséquent à un compromis entre ce que Leduc et Laprise (2009) appellent le *spin-up spatial* (i.e. la distance minimale pour que le MCR s'affranchisse du forçage latéral et crée de la petite échelle), la variabilité interne, la problématique traitée et, bien entendu, les coûts de calculs.

Notons que plusieurs solutions, éventuellement combinables, sont envisageables dans le cas de grands domaines (et de simulations longues) pour éviter que le MCR s'éloigne trop du modèle forceur :

- (i) augmentation de la fréquence des forçages latéraux ;
- (ii) réinitialisation régulière (Qian *et al.*, 2003 ; Lo *et al.*, 2008) ;
- (iii) guidage spectral (Von Storch *et al.*, 2000 ; Alexandru *et al.*, 2009) ou temporel (Salameh *et al.*, 2010) des variables pronostiques des MCR en haute couche et/ou en surface vers la solution du modèle forceur.

- *Mise à l'équilibre ou spin-up temporel*

Le temps de mise à l'équilibre (*spin-up* temporel), défini comme le temps nécessaire au MCR pour s'ajuster aux conditions aux limites, est une question cruciale. L'atmosphère ayant une faible inertie, les MCR s'affranchissent rapidement des conditions initiales atmosphériques. Un *spin-up* de quelques jours suffit donc amplement (De Elia *et al.*, 2002). Ce n'est en revanche pas le cas pour les couches profondes du sol (1-2 mètres) dont la température et l'humidité ont une inertie plus longue. En théorie, un *spin-up* d'au moins une année est recommandé pour que les propriétés du sol profond atteignent des caractéristiques proches de l'état climatologique. Or, n'interagissant pas avec l'extérieur du domaine (MCR en mode *one-way*), il est peu prudent d'utiliser les MCR pour des simulations longues susceptibles de générer des dérives.

Le parti pris dans ce travail est de réaliser des simulations courtes (trois mois et demi), **avec un *spin-up* court** (quinze jours) **supposé suffisant pour que les premiers centimètres du sol (10 cm) soient à l'équilibre**, mais probablement insuffisant pour ajuster convenablement les couches profondes du sol. Ce choix interdit d'analyser les relations décalées entre la pluviométrie saisonnière de l'année A_0 avec l'humidité du sol de l'année A_{0-1} et A_{0+1} (interactions qui semblent *a priori* concerner davantage le Sahel que l'Afrique australe, et qui ne seront donc pas abordées dans ce travail).

1.3.1.5. Potentialités, ou que peut-on faire et ne pas faire ?

Les MCR sont principalement dédiés à trois grands types d'application :

- (i) **études comportementales** pour mieux appréhender leur fonctionnement et les incertitudes, afin de les améliorer, et de définir des règles d'utilisation ;
- (ii) **étude des processus** : mieux comprendre les interactions d'échelle ;
- (iii) **désagrégation dynamique des projections climatiques** de large échelle dans le cadre du changement climatique.

L'avantage de la plupart des MCR (par rapport aux MCG) est de proposer un large panel de schémas pour représenter les différents processus physiques sous-mailles. Les MCR constituent donc une plateforme de recherche très attractive pour la prise en compte des incertitudes induites par les paramétrisations physiques (analyse des accords et désaccords de différentes configurations physiques). La valeur ajoutée potentielle des MCR est logiquement attendue dans les basses couches de l'atmosphère et en surface en raison d'une meilleure prise en compte des conditions de surface (car meilleure résolution) et d'une physique plus fine que les MCG.

N'interagissant généralement pas avec le modèle forceur, les MCR sont peu recommandés pour mener des expériences de sensibilité poussées (forte modification du relief ou des TSO par exemple) qui risquent d'avoir des répercussions sur des espaces de dimensions largement supérieures au domaine simulé qui, en retour, modifieraient les conditions aux limites.

1.3.2. Le modèle climatique régional WRF

1.3.2.1. Choix du cœur dynamique

WRF est un MCR en points de grille proposant deux noyaux qui diffèrent selon l'utilisation souhaitée. Le noyau *Non-Hydrostatic Meso-scale Model* (NMM) est développé par le NOAA/NCEP pour la prévision opérationnelle, alors que le noyau *Advanced Research WRF* (ARW) est développé par le NCAR pour la recherche climatique. Véritable plateforme de recherche pour la simulation numérique du climat, le cœur dynamique ARW offre une large gamme de configurations (Fig. 1.15), allant de cas idéalisés en 2D et 3D au mode dit *réel* alimenté aux bornes par des données simulées de large échelle (MCG, réanalyses), avec possibilité d'assimiler des observations terrestres et satellitaires. Des modules dédiés à la pollution atmosphérique et aux problèmes environnementaux (incendies par exemple) sont également disponibles.

Les simulations réalisées dans ce travail sont exclusivement produites à partir du cœur dynamique ARW, adapté pour gérer de gros volumes de données, et en mode *réel* pour désagréger les champs atmosphériques fournis par les réanalyses ERA40. D'autre part, les objectifs de la thèse n'exigeant pas de désagréger ces données à très haute résolution, le noyau ARW est configuré en *one-way nesting*, et un unique domaine est simulé sans guidage des variables pronostiques.

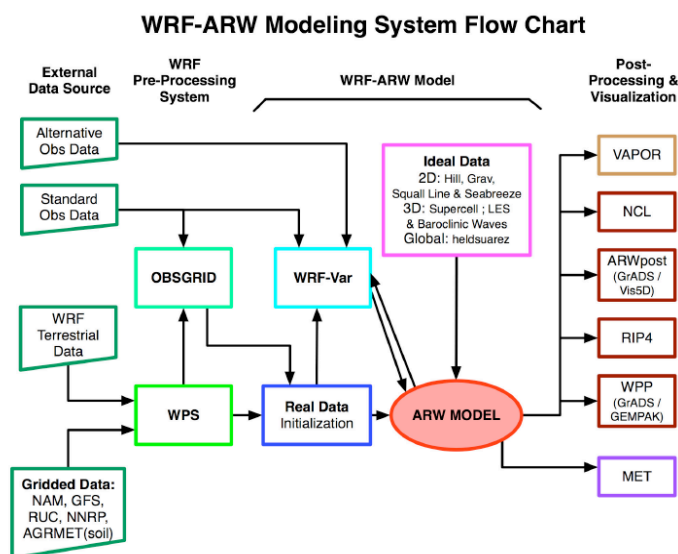


Figure 1.15 : Organigramme du cœur dynamique ARW de WRF. Source : Wang *et al.* (2009).

1.3.2.2. Fonctionnement général de WRF (ARW)

- *Préparation des données*

Trois étapes successives sont nécessaires à la préparation des données utilisées pour initialiser WRF en surface et à chaque niveau atmosphérique, et pour le forcer aux bornes latérales (Fig. 1.16) :

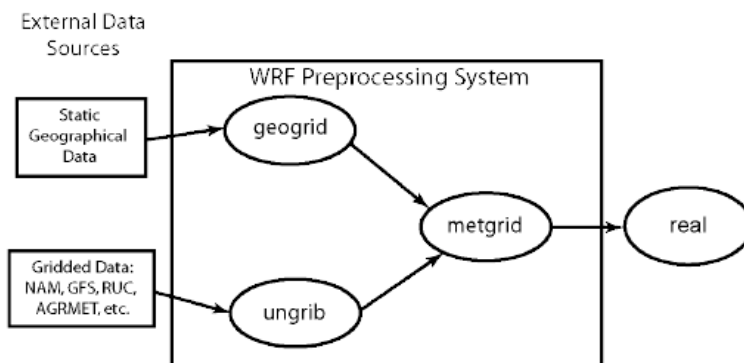


Figure 1.16 : Les trois étapes de la préparation des données. Source : Wang *et al.* (2009).

(i) **étape 1 (*geogrid*)** : elle permet surtout de sélectionner le noyau dynamique (ARW ou NMM), le nombre total de domaines à simuler, leurs taille et localisation, le type de projection cartographique et la résolution horizontale du (des) domaine(s). Elle permet également de sélectionner les données de surface (principalement types de sol, occupation du sol, moyenne annuelle de la température des couches profondes du sol, altitudes et pentes, fraction végétale et albédo au pas de temps mensuel) disponibles à différentes résolutions (10m-arc, 5m-arc, 2m-arc ou 30sec-arc), et de les interpoler à la résolution du modèle. Ces données ne varient pas dans le temps (elles sont dites *statiques*), et sont fournies par l'USGS (Anderson *et al.*, 1976). Elles décrivent 24 catégories d'occupation du sol déterminées à partir de moyennes climatologiques, et 16 catégories de types de sol recensées par l'United Nations Food and Agriculture Organization. Notons qu'il est possible de sélectionner l'occupation du sol MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer : Friedl *et al.*, 2002) déclinée en 20 catégories, à condition de coupler WRF au modèle de surface NOAH. *Geogrid* pondère chaque catégorie d'occupation du sol et de type de sol par la superficie occupée dans chaque maille WRF ;

(ii) **étape 2 (*ungrib*)** : elle renseigne la période d'extraction des données, le pas de temps entre chaque extraction et extrait les données dynamiques (variables météorologiques, de

surface terrestre telle que l'humidité du sol, et des TSO) de large échelle utilisées pour fixer les conditions aux bornes latérales et en surface.

(iii) **étape 3 (*metgrid*)** : elle consiste à interpoler horizontalement les champs extraits à l'étape 2 sur la (les) grille(s) définie(s) à l'étape 1. De nombreuses méthodes d'interpolation sont disponibles. Se référer à Wang *et al.* (2009) pour plus de détails.

- *Désagrégation dynamique*

Une fois le prétraitement effectué, les simulations sont initialisées (Fig. 1.16 : *real*). Cette étape passe d'abord par la définition de coordonnées verticales exprimées en niveaux *sigma* (σ ; Fig. 1.17), fréquemment utilisées dans les modèles de climat. L'avantage par rapport aux niveaux pression, est de mieux prendre en compte la topographie. Le premier niveau vertical ($p_{hs} = 1$; Fig. 1.17) correspond à la surface. Le dernier ($p_{ht} = 0$; Fig. 1.17) correspond à la borne verticale la plus élevée du domaine simulé, et est constant quelle que soit la maille considérée.

Cette représentation verticale permet d'assurer la contrainte de continuité en prenant mieux en compte la morphologie du relief pour résoudre les équations de la mécanique des fluides. WRF propose une discrétisation verticale en 28 ou 35 niveaux σ , et laisse la possibilité d'en définir d'autres. La densité du nombre de niveaux est fonction de l'éloignement à la surface, de manière à mieux renseigner les basses couches soumises à une dynamique plus bruitée que les hautes couches, davantage impactées par la circulation large échelle.

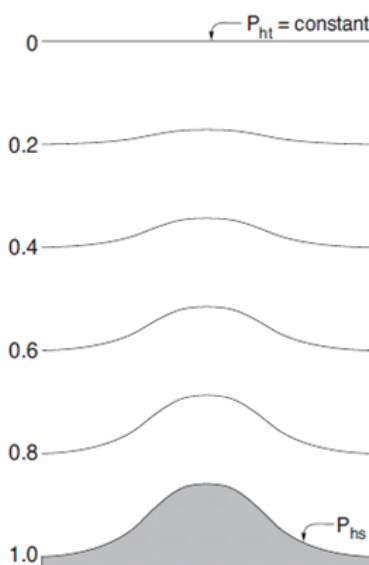


Figure 1.17 : Coordonnées verticales en niveaux σ pour lesquels les équations ARW sont résolues. Voir le texte pour les détails. Source : Skamarock *et al.* (2008).

Les champs atmosphériques du modèle forceur fournis en niveaux pression sont alors interpolés sur les coordonnées verticales en niveau σ , et utilisés pour renseigner chaque maille du domaine afin d'initialiser les conditions atmosphériques. Certaines variables surfaciques, principalement l'humidité du sol et sa température, sont également interpolées en fonction du nombre de couches prises en compte par le LSM. Ces données, de même que les données statiques, permettent d'initialiser les données de surface, en tenant compte de la topographie et de la projection cartographique.

Pour mener à bien les simulations, le noyau dynamique ARW s'appuie sur la formulation non-hydrostatique des équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. Les équations sont résolues sur une grille Arakawa C (Fig. 1.18). Les champs dynamiques tels que les composantes zonale et méridienne du vent (U et V respectivement) sont résolus sur la jonction des mailles. Toutes les autres variables (variables thermodynamiques, scalaires et de masse) sont résolues au centre de chaque maille.

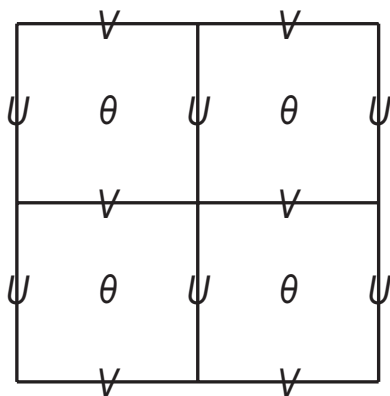


Figure 1.18 : Grille Arakawa C sur laquelle sont résolues les équations du modèle. Chaque carré représente une maille horizontale du domaine. U et V représentent respectivement les composantes zonale et méridienne du vent. θ représente toutes les autres variables.

- *Postprocessing*

Une fois l'intégration terminée, chaque simulation est traitée avec le logiciel NCL (NCAR Command Language : <http://www.ncl.ucar.edu/>) pour calculer les moyennes quotidiennes des paramètres archivés, et transformer les paramètres atmosphériques en niveau pression.

1.3.2.3. Calculs intensifs

WRF est codé en langages fortran90/95 et C, et est massivement parallélisé, de manière à répartir la charge de calcul sur plusieurs cœurs-processeurs-nœuds de calcul. Les multiples tâches de calcul nécessitent des communications entre ces cœurs-processeurs-nœuds

pour la synchronisation des calculs et l'échange d'information. Cela se fait à partir du protocole implémenté dans la librairie MPI (Message Passing Interface) lorsqu'on utilise de la mémoire distribuée (distributed memory) entre plusieurs processeurs d'un unique nœud de calcul, et/ou avec la librairie Open MPI lorsqu'on utilise de la mémoire partagée (shared memory) entre plusieurs nœuds de calcul. Même si la parallélisation massive permet de réduire les temps de calcul, l'utilisation intensive de WRF est seulement réaliste dans un environnement de calcul scientifique intensif, *i.e.* au sein de supercalculateurs ou de grappes/fermes (cluster) de calcul. Son utilisation nécessite également des ressources mémoire très importantes et de disposer d'un espace de stockage conséquent.

L'ensemble des simulations effectuées a été réalisé sur les machines du CCUB dont les performances n'ont cessé de croître depuis le début de cette thèse. **Début 2011, le cluster comprend 60 nœuds de calcul, 931 cœurs de calcul dont 752 dédiés aux calculs parallèles, dispose d'un espace de 40 To (machine Panasas PAS 8) pour l'exécution des travaux, et de 200 To pour le stockage.** La puissance crête est estimée à 9.7 Teraflop/s, soit environ 10 milliards de calculs par seconde. Le cluster est équipé en processeurs AMD (Advanced Micro Devices) Opteron et INTEL (INTEgrated ELectronics Corporation) Nehalem. Le système d'exploitation est une base Linux 64 bits de CentOS (version libre quasiment identique à la distribution Linux Red Hat Enterprise). L'outil SGE (Sun Grid Engine) organise l'exécution des programmes soumis par les utilisateurs sur le cluster. Il permet de soumettre des travaux en arrière plan (batch) à partir des machines interactives, de répartir automatiquement les calculs sur l'ensemble des machines du cluster afin d'en exploiter la puissance de manière optimale, et de gérer les files d'attente. Le système de fichiers parallélisés génériques (GPFS : General Parallel File System) permet de partager les données de fichiers de grande taille réparties sur plusieurs nœuds, et d'optimiser la vitesse de lecture et d'écriture sur la machine Panasas PAS 8. La communication inter-nœuds est quant à elle assurée par le système InfiniBand Voltaire (10 Gbit/s) utilisant la librairie Open MPI 1.4.

1.3.2.4. Protocoles expérimentaux

Trois séries d'expériences numériques (Fig. 1.19) permettent de répondre aux objectifs mentionnés en Introduction. Ils sont présentés succinctement dans cette section et seront détaillés dans les chapitres suivants, de même que leur finalité.

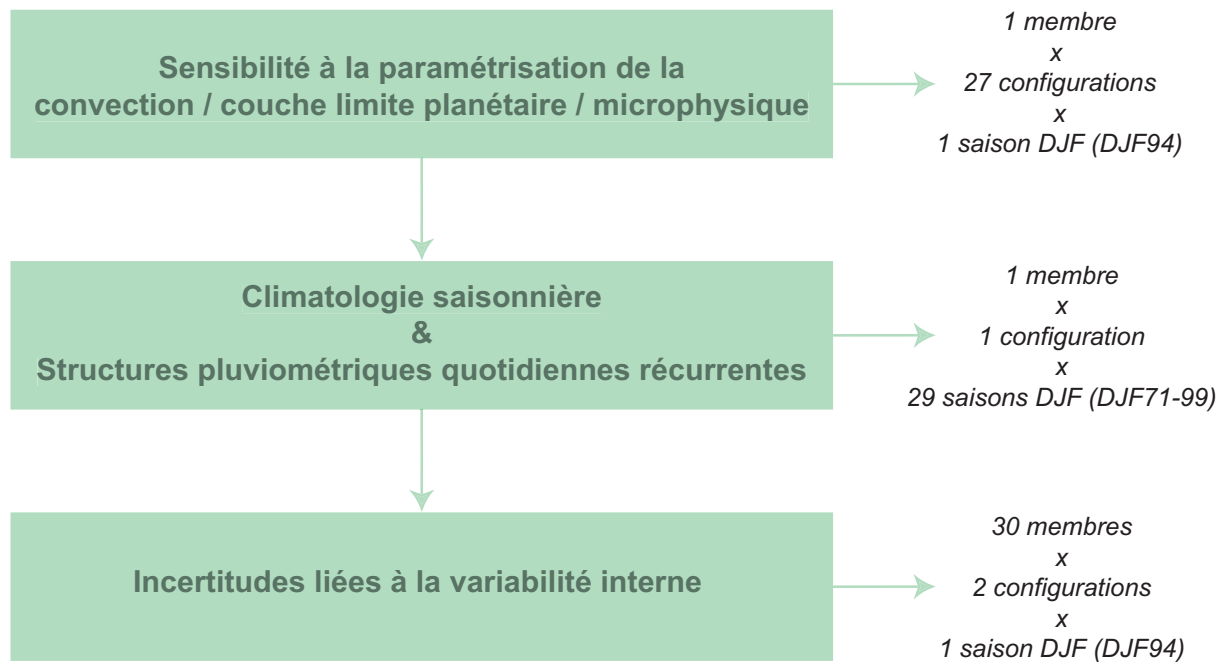


Figure 1.19 : Protocoles expérimentaux mis en place dans ce travail.

- *Similitudes entre les séries d'expériences*

Toutes les expériences sont réalisées à partir de la version 3 (3.0.1 et 3.1.1) de WRF (Skamarock *et al.*, 2008) en mode non-hydrostatique sur le domaine 5°S-46°S, 3°E-56°E (Fig. 1.20), à une résolution horizontale d'environ 35 km, et sur 28 niveaux *sigma*. Le domaine simulé comprend 132 latitudes et 156 longitudes, dont quatre points de relaxation de part et d'autre du domaine et un point de forçage, conformément aux recommandations de Skamarock *et al.* (2008). Ce domaine couvre une superficie d'environ 25 225 200 km² (4 620 km x 5 460 km).

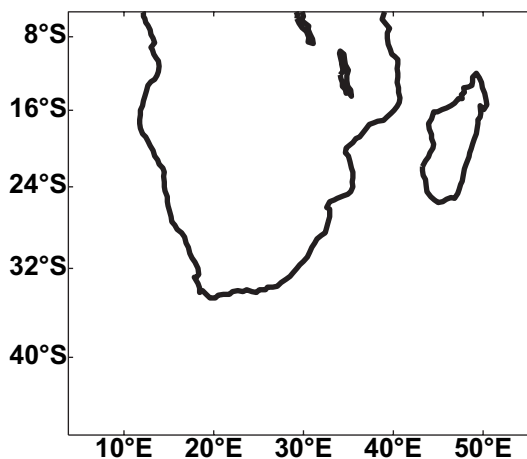


Figure 1.20 : Domaine de 132 x 156 points de grille (points de grille de relaxation inclus) sur lequel toutes les expériences numériques sont menées.

Les expériences sont forcées latéralement toutes les six heures par les réanalyses ERA40 fournies à une résolution horizontale de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$. Les champs ERA40 utilisés pour initialiser et forcer latéralement WRF (T, Q, Z, U, V, W) renseignent dix-huit niveaux de pression (+ la surface), de 1 000 hPa à 100 hPa, et sont interpolés verticalement sur les niveaux *sigma*. Prescrits toutes les 24 heures, les champs de TSO sont obtenus par interpolation linéaire des TSO mensuelles ERA40.

WRF est systématiquement couplé au LSM 4-couches de la NOAA. Les données de surface USGS (10 minutes d'arc) et ERA40 sont utilisées pour l'initialisation des surfaces continentales et du LSM.

Bien que les schémas radiatifs jouent un rôle prépondérant sur le climat (tant à long terme qu'à court terme), dont le cycle atmosphérique de l'eau (Pohl *et al.*, 2011), ils ne font pas l'objet d'une attention particulière dans ce travail. Une étude de sensibilité à ces schémas aurait nécessité d'analyser extensivement les éléments du bilan radiatif pour comprendre le comportement des schémas ondes longues et ondes courtes, analyses en marge de la problématique traitée dans ce travail. Les schémas radiatifs retenus sont le schéma RRTM (Rapid Radiative Transfer Model ; Mlawer *et al.*, 1997) pour les ondes longues et le schéma Dudhia (1989) pour les ondes courtes, schémas couramment utilisés dans la littérature.

Toutes les intégrations sont initialisées au 17 novembre à 00h UTC, et le pas de temps entre chaque calcul est fixé à 150 secondes. Les données sont archivées toutes les six heures entre le 1^{er} décembre et le 28 février, soit après une mise à l'équilibre de deux semaines.

- *Série 1 : Sensibilité à la physique*

Vingt-sept expériences numériques sont menées sur une unique saison DJF, période volontairement courte dans le but de multiplier les tests de sensibilité de l'impact de la paramétrisation des phénomènes sous-mailles sur le climat simulé (particulièrement le champ pluviométrique), sans mobiliser trop de temps de calcul et d'espace de stockage. L'étude de cas retenue est la saison DJF94 (Fig. 1.21), trimestre :

- (i) correspondant au cœur de la saison des pluies sud-africaines (et plus largement de la majorité de l'Afrique australe : Fig. 1.4) ;
- (ii) relativement neutre en termes de quantités précipitées dans la partie de l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical, notamment sur le plateau sud-africain pour lequel nous disposons de données issues d'un grand nombre de stations pluviométriques ;
- (iii) non soumis à l'ENSO, mode de variabilité dominant dans les tropiques et connu pour affecter très fortement les volumes précipités en Afrique du Sud.

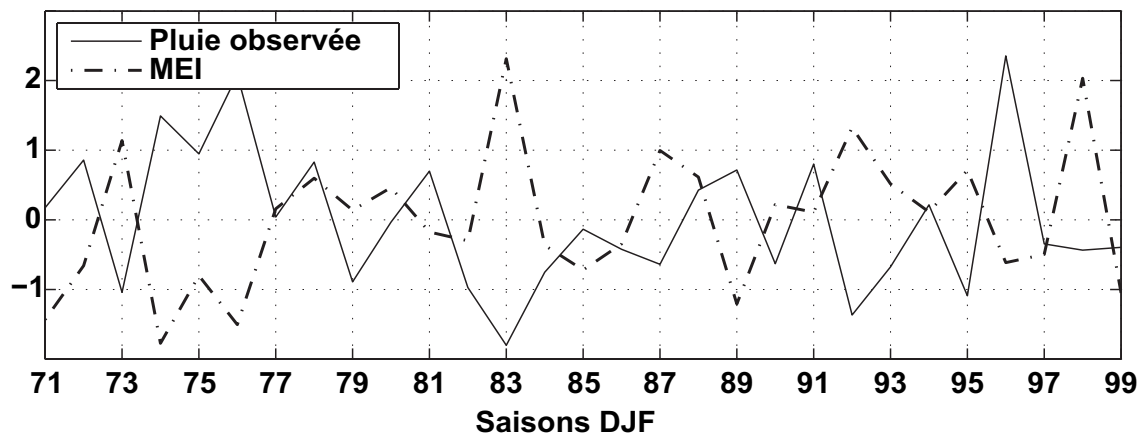


Figure 1.21 : Indice standardisé du MEI bimensuel moyenné de décembre-janvier à janvier-février pour la période 1971-1999, et indice pluviométrique saisonnier (décembre à février) des stations sud-africaines à régime pluvial tropical pour la même période.

Ces vingt-sept expériences correspondent à toutes les combinaisons possibles entre trois schémas de convection, trois schémas de couche limite, et trois schémas de microphysique, schémas récents :

- (i) adaptés à une résolution intermédiaire ;
- (ii) reconnus pour affecter grandement la variabilité spatio-temporelle et les cumuls de la pluviométrie.

- *Série 2 : Climatologie et structures pluviométriques quotidiennes récurrentes*

La deuxième série d'expériences repose sur 29 simulations configurées avec la même physique (une des configurations satisfaisantes identifiées au sein de la première série) documentant la période DJF 1971-1999 (*i.e.* 29 saisons DJF x 90 jours, soit 2 610 jours),

période correspondant à la profondeur temporelle des observations pluviométriques sud-africaines.

- *Série 3 : Variabilité interne*

Deux configurations physiques sont retenues pour mener deux expériences d'ensemble de 30 membres (initialisés avec des conditions atmosphériques initiales différentes) sur la saison DJF94 (saison retenue pour la sensibilité à la physique).

1.3.3. Panorama de la modélisation régionale de la pluviométrie en Afrique australe

Cette section fait état des principaux résultats obtenus *via* la modélisation régionale en Afrique australe.

1.3.3.1. Potentiels de MCR par rapport aux modèles forceurs

- *DARLAM vs MCG du CSIRO*

Joubert *et al.* (1999) et Engelbrecht *et al.* (2002) ont été les premiers à réaliser des simulations régionales en Afrique australe à partir du MCR DARLAM (Division of Atmospheric Research Limited-Area) configuré à différentes résolutions horizontales (125 km et 60 km) et forcé par le MCG du CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation).

Pendant l'été austral (janvier), le MCR :

- (i) n'arrive pas à corriger toutes les erreurs du MCG, dont l'impact observé d'ENSO sur la pluviométrie d'été ;
- (ii) surestime fortement les cumuls pluviométriques et le nombre de jours pluvieux dans les régions à forts gradients altitudinaux (escarpement de l'est de l'Afrique du Sud et flancs du Drakensberg) ;

(ii) restitue mieux les structures spatiales mensuelles (gradient zonal dans le sud de l'Afrique australe) et la variabilité interannuelle (hormis les années à forts ENSO) de la pluviométrie simulée que le MCG, du fait d'une meilleure représentation de la topographie.

Qualitativement, des résultats identiques sont obtenus avec le MCR du Hadley Centre HadRM3H forcé par HadAM3H (Hudson et Jones, 2002).

- *HadRM3P vs HadAM3*

Williams *et al.* (2010) étudient la capacité des modèles climatiques du Hadley Centre à simuler la variabilité pluviométrique et les événements pluviométriques extrêmes. Les simulations de deux modèles basés sur les mêmes équations et utilisant des paramétrisations physiques identiques, l'un en mode global (HadAM3 avec grille de $2.5^\circ \times 3.75^\circ$), l'autre en mode régional (HadRM3P avec grille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), sont comparées aux estimations MIRA (Microwave Infrared Rainfall Algorithm avec grille de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ interpolée à la résolution HadAM3 et HadRM3P) à différentes échelles spatio-temporelles sur la période 1993-2002.

Temporellement, le cycle annuel et saisonnier de l'indice pluviométrique quotidien de l'Afrique australe restitué par les deux modèles est comparable et en accord avec le jeu de référence. Le MCG produit en revanche des biais secs pendant la saison des pluies, particulièrement en DJF, que le MCR corrige presque entièrement.

Spatialement, HadAM3 et HadRM3P simulent une géographie annuelle conforme à MIRA, mais tendent à produire des biais secs (humides) aux latitudes équatoriales et tropicales (plus au sud). Les différences le plus prononcées sont encore trouvées en saisons humides, le MCR corrigeant la majorité des biais du MCG (*i.e.* sous-estimation de la variabilité des pluies quotidiennes sur la plupart du subcontinent et à surestimation dans le sud-ouest de l'Afrique, surtout en Namibie).

En termes de pluviométrie extrême, ~70% des points de grille présentant des conditions extrêmes dans le fichier MIRA sur la période 1993-2002 (*i.e.* 3 652 jours x 7 008 (14 248) points de grille) sont identifiés par le MCG et le MCR. Ces derniers restituent convenablement la géographie des extrêmes simulés, malgré une surreprésentation dans les subtropiques et une décroissance en direction de l'équateur. Le MCR est plus proche de

MIRA que le MCG dans le sud-est de l'Afrique du Sud, le Mozambique, la Tanzanie et le centre de l'Afrique australe, mais ne parvient pas à corriger la sous-estimation des événements extrêmes du MCG aux latitudes équatoriales et tropicales.

- *REMO vs ERA40*

En amont de projections climatiques portées par le projet BIOTA South (www.biota-africa.org), Haensler *et al.* (2010) évaluent l'aptitude du MCR REMO (REgional climate MOdel) à désagréger les réanalyses ERA40 sur la période 1958-2007 à 50 et 18 km de résolution avec une procédure en *two-way nesting*.

À l'échelle de l'Afrique australe, la géographie annuelle de la pluviométrie simulée est calquée sur celle observée, malgré une surestimation de 40 à 80% des cumuls pluviométriques des régions les plus humides (sud-est et nord-est de l'Afrique australe). Ces biais humides résultent d'une circulation cyclonique accrue dans les simulations REMO en été austral (comportement légèrement plus prononcé à 18 km qu'à 50 km de résolution), amplifiant les advections d'humidité depuis l'océan Indien.

À l'échelle du sud-ouest de l'Afrique australe (voir Fig. 1 dans Haensler *et al.* (2010) pour localisation précise), REMO restitue un cycle pluviométrique annuel moyen correct, avec des conditions humides en été (hiver) austral dans le nord (sud), des biais très faibles dont les plus importants (surestimation de 20% dans le nord de la région en été austral) sont liés à la surestimation d'une dépression thermique au-dessus du Kalahari. REMO simule raisonnablement la variabilité interannuelle des précipitations et des températures observées. Malgré quelques biais, les résultats montrent une claire valeur ajoutée du MCR par rapport au modèle forceur (réanalyses ERA40), et suggèrent que REMO est un outil adapté pour désagréger les scénarii du GIEC.

1.3.3.2. Etudes de sensibilité

- *Convection atmosphérique*

Contrairement à l'Afrique de l'Ouest, relativement peu d'études ont été consacrées à l'estimation des incertitudes liées à la paramétrisation des processus atmosphériques dans un MCR.

Hewitson *et al.* (2004) utilisent la cinquième génération du Mesoscale Model (MM5) pour documenter la sensibilité du climat simulé aux schémas de convection et de couche limite. Ils trouvent que le nombre de jours pluvieux est fortement sensible aux schémas de convection (Kain-Fritsch : surestimation ; Betts-Miller : sous-estimation). Il en est de même pour le cycle diurne de la pluviométrie, alors que celui des ondes courtes absorbées par la surface s'avère plutôt sensible aux schémas de couche limite.

Sur la même problématique et avec le même modèle, Tadross *et al.* (2006) trouvent que le schéma de convection Betts-Miller (Kain-Fritsch) tend à simuler des pics de pluie tardifs (en avance) par rapport aux observations et sous-(sur)estiment le nombre de jours pluvieux.

- *Occupation du sol*

L'impact de l'occupation du sol sur la pluviométrie simulée en Afrique australe est l'aspect le plus documenté. New *et al.* (2003) utilisent MM5 à 60 km de résolution forcé par les réanalyses NCEP sur la période novembre-février 1998-1999 pour étudier le lien entre la pluviométrie et l'humidité du sol. Trois expériences sont mises en place : une expérience de contrôle sans modification de l'humidité du sol, une expérience *sèche* (*humide*) dans laquelle l'humidité du sol est fixée à 10% en dessous (au-dessus) du point de flétrissement permanent.

Les résultats de l'expérience *sèche* montrent une diminution du flux de chaleur latente sur l'ensemble du subcontinent (surtout dans la partie sud de l'Afrique australe) au profit d'une augmentation des flux de chaleur sensible. Le chauffage du plateau intérieur est associé à des anomalies positives de températures basses à moyennes couches, contre des anomalies froides à 500 hPa. Ce chauffage surfacique engendre des anomalies cycloniques dans les basses couches qui favorisent l'advection d'humidité depuis le nord et l'est. Les résultats suggèrent

par conséquent une boucle de rétroaction négative entre l'humidité du sol et l'atmosphère, susceptible de décaler vers l'ouest les bandes pluvieuses tropicales-tempérées.

1.3.3.3. Quantification de la variabilité interne

Kgatuke *et al.* (2008) ont récemment mené deux expériences pour estimer la variabilité interne de RegCM3 à 60 km de résolution en Afrique australe. La première a consisté à forcer latéralement RegCM3 avec quatre solutions du modèle forceur ECHAM4.5 obtenues en perturbant les conditions initiales du vent. La seconde a consisté à réaliser quatre simulations en initialisant RegCM3 à des dates différentes, mais en le forçant avec une unique solution ECHAM4.5. Ces expériences sont appliquées sur deux saisons contrastées en termes de pluviométrie (saison sèche DJF 1991-1992 et saison humide DJF 1995-1996).

La variabilité interne de la pluviométrie est très forte (faible) lorsque les conditions aux limites sont perturbées (le *spin-up* temporel diffère légèrement), (i) avec des anomalies saisonnières de signe opposé (proches) d'un membre à un autre, et (ii) une faible (forte) reproductibilité du nombre d'événements pluvieux avec une faible reproductibilité de leur calage temporel dans les deux cas.

Les auteurs concluent finalement que les incertitudes liées à la variabilité interne de RegCM3 sont trop faibles au pas de temps saisonnier pour imposer l'utilisation de simulations d'ensemble en prévision saisonnière.

1.4. Synthèse de chapitre

L'Afrique australe est une région présentant des caractéristiques géophysiques complexes :

- (i) sa morphologie et sa localisation favorisent les interactions tropicales-tempérées et imposent un fort contrôle des gradients zonaux de températures lié à l'opposition de façade entre l'océan Atlantique froid et l'océan Indien chaud ;
- (ii) son occupation du sol contrastée (désert du Namib à forêts tropicales sempervirentes) et son relief marqué au sud (escarpements côtiers et massif du Drakensberg) sont susceptibles de moduler le contrôle exercé par la large échelle.

Au sein de cette région, l'Afrique du Sud dispose d'un réseau exceptionnel de données *in situ* (surtout pluviométrie et température à 2 m), en faisant un terrain d'étude pertinent pour évaluer l'aptitude de WRF à désagréger l'information large échelle.

Les potentiels (plus-value et limites) de WRF en mode *réel* (*i.e.* alimenté par des réanalyses) sont estimés pendant les mois les plus pluvieux, de décembre à février, cohérents en termes de géographie et de cumuls de la pluviométrie.

Ce travail :

- (i) confronte extensivement les simulations régionales à de nombreux jeux de référence incluant les observations sud-africaines, des estimations satellitales à l'échelle de l'Afrique australe et ses pourtours, de même que les champs du modèle forceur ;
- (ii) estime la fourchette des incertitudes intra-expériences induites par la paramétrisation physique et la variabilité interne du MCR ;
- (iii) décompose la géographie saisonnière de la pluviométrie simulée en Afrique du Sud *via* l'identification de structures pluviométriques récurrentes pour distinguer les points forts et faibles du MCR.

Cette double clé d'entrée (quantification des biais et des incertitudes à différentes échelles spatio-temporelle) permet de documenter de manière originale le comportement du MCR sur la région, et plus largement de proposer un cadre méthodologique pour analyser des simulations régionales.

Chapitre 2. Sensibilité des champs simulés à la paramétrisation physique

Quelle que soit la résolution des modèles, les processus physiques et les échelles de mouvement ne peuvent pas totalement être résolus explicitement (pour des raisons de coût de calcul ou par manque de connaissance). Ces processus impactent la qualité des simulations et des prévisions dans le cas de modèles opérationnels. Il est donc nécessaire de tenir compte des processus *via* des paramétrisations physiques (*i.e.* représentation paramétrique des effets collectifs de phénomènes d'échelle fine localisés à l'intérieur d'un point de grille en fonction des conditions de large échelle) qui incluent implicitement des processus physiques.

Les paramétrisations physiques sont, par conséquent, émulées (modélisation des effets des processus) et non simulées (modélisation des processus eux-mêmes). Elles permettent de représenter l'impact de certains processus sur l'évolution des variables pronostiques du modèle (Hourdin : http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/PUBLIS/110329_LivreClimat_IV.6_10.pdf) en décrivant approximativement les caractéristiques moyennes des processus au sein d'une colonne du modèle. Cette description repose sur des équations supplémentaires faisant intervenir des variables internes à la paramétrisation, qui caractérisent l'état du processus dans chaque maille du modèle : intensité de la turbulence, fraction de la maille couverte par des nuages... Ces équations visent à rendre compte des propriétés moyennes ou statistiques de ces processus, propriétés qui ne varient pas horizontalement à l'intérieur de la maille. Par conséquent, les paramétrisations rendent uniquement compte de transferts verticaux d'énergie, de quantité de mouvement ou de constituants entre les mailles. L'effet de ces transferts verticaux est introduit sous forme de forçages additionnels dans les équations pronostiques du modèle.

Les paramétrisations sont basées sur une connaissance phénoménologique des processus, sur certains principes de base de la physique, et parfois sur une théorie statistique permettant un fondement plus solide. Il n'y a pas un, mais plusieurs moyens de paramétriser un type de

processus. En fonction des hypothèses posées pour bâtir la paramétrisation physique, les champs simulés peuvent différer fortement. Les paramétrisations sont, par conséquent, une source d'incertitude majeure dans les modèles numériques.

Ce chapitre vise à évaluer les incertitudes générées par trois types de paramétrisation physique (convection, couche limite planétaire et microphysique) sur le climat d'été de l'Afrique australe. Ces paramétrisations ont un impact important sur la pluviométrie, de manière directe (variable de sortie des schémas de microphysique et de convection) et indirecte (pluviométrie d'été très liée aux flux d'humidité des basses couches dépendant des schémas de PBL).

Après avoir présenté succinctement les principes de chaque type de paramétrisation et les caractéristiques de chaque schéma testé, ce chapitre est consacré à :

- (i) évaluer la capacité de WRF à désagréger l'information large échelle, en mettant l'accent sur la pluviométrie et la circulation atmosphérique associée ;
- (ii) identifier les similitudes (biais systématiques et signal climatique) et désaccords entre les champs simulés à partir des différentes configurations physiques testées.

2.1. Pourquoi et comment paramétriser la convection atmosphérique / couche limite planétaire / microphysique ?

2.1.1. Notions préliminaires

2.1.1.1. Flottabilité

La flottabilité est l'ensemble des forces ascensionnelles qui agissent sur une parcelle d'air en réponse à la différence de densité entre elle et l'air environnant. Cette force cause l'accélération verticale de l'air. Lorsque la température de la parcelle (T_{parc}) est supérieure (inférieure) à la température de l'air environnant (T_{env}), la flottabilité est positive (négative) et correspond à une accélération vers le haut (bas) de la parcelle. Il y a au contraire équilibre lorsque la flottabilité est neutre ($T_{\text{parc}} = T_{\text{env}}$). Les processus de la flottabilité sont essentiels à la genèse de mouvements ascendants et subsidents. Plusieurs facteurs contribuent à la

variation de flottabilité d'une parcelle d'air. L'augmentation de la température potentielle et de la vapeur d'eau conduisent à l'augmenter alors que les précipitations tendent à la réduire.

2.1.1.2. Niveaux de condensation par ascension et de convection libre

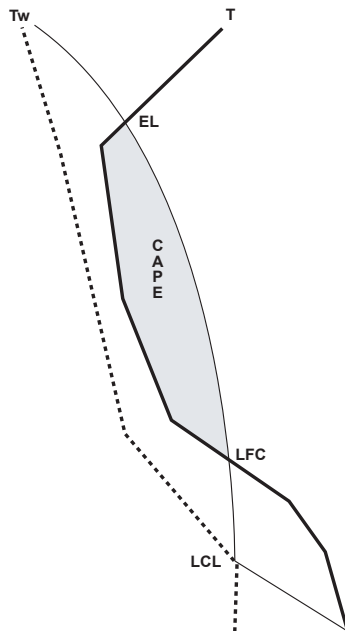


Figure 2.1 : Diagramme thermodynamique sur lequel sont indiqués la température (T), la température du thermomètre mouillé (Tw) et le parcours d'une parcelle d'air en ascension. Les acronymes sont définis dans le texte. D'après Yau et Rogers (1989).

Le niveau de condensation par ascension (Lifting Condensation Level ; LCL) est la hauteur à laquelle la parcelle d'air atteint son niveau de saturation (humidité relative atteignant 100%). Le niveau de convection libre (Level of Free Convection ; LFC) est le niveau à partir duquel une parcelle d'air soulevée adiabatiquement devient plus chaude que l'air environnant. Si le LCL et le LFC sont identiques, l'atmosphère est convective. Si le LCL se produit avant le LFC, la masse d'air est potentiellement instable, nécessitant une force extérieure (réchauffement ou soulèvement) pour déclencher la convection. Si le LCL se produit après le LFC, la masse d'air est instable, mais l'humidité est trop faible pour qu'il y ait de la convection profonde.

2.1.1.3. Énergie convective potentielle disponible

L'énergie convective potentielle disponible (Convective Available Potential Energy ; CAPE) mesure l'instabilité potentielle de la colonne atmosphérique (en $J.kg^{-1}$). Renseignant l'énergie maximale disponible pour l'ascendance d'une parcelle d'air, la CAPE est utilisée dans la plupart des schémas de convection pour leur fermeture. Son principe consiste à élever

adiabaticquement une parcelle d'air représentative des parcelles environnantes jusqu'à ce qu'elle atteigne une flottabilité neutre (*i.e.* son niveau d'équilibre [Equilibrium Level ; EL] : température de la parcelle égale à celle de son environnement), tout en conservant son environnement constant, et sans mélange possible entre la parcelle et son environnement.

Partant du postulat que la parcelle est initialement non saturée et que son environnement est conditionnellement instable, l'ascendance de la parcelle suit d'abord une adiabatique sèche avec une flottabilité négative (densité de la parcelle supérieure à celle de son environnement). Si la parcelle sature et continue à s'élever, elle suit alors une adiabatique saturée. Dans ce cas, elle peut atteindre son LFC au-dessus duquel la flottabilité devient positive (densité de la parcelle inférieure à celle de son environnement). La CAPE peut être définie comme suit :

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta_z - \bar{\theta}_z}{\bar{\theta}_z} dz,$$

avec g : l'accélération due à la gravité ; θ : la température potentielle de la parcelle s'élevant adiabaticquement de son point de départ ; $\bar{\theta}$: la température potentielle de l'environnement, et z : l'altitude.

Au final, la CAPE est l'aire comprise entre la température de l'environnement et celle de la parcelle du LFC au EL (Fig. 2.1). La convection profonde est nécessairement associée à une $CAPE > 0$. La réciproque n'est pas vraie puisque la CAPE peut être stockée sur un temps relativement long. Une CAPE comprise entre 1 000 et 2 500 J.kg⁻¹ indique un risque d'orage d'intensité faible à moyenne. Au-delà, le risque d'orage à forte intensité est élevé.

2.1.1.4. Énergie cinétique turbulente

L'énergie cinétique turbulente (Turbulent Kinetic Energy ; TKE) est un indicateur mesurant l'intensité de la turbulence. Plus elle est forte, plus la capacité de mélange du système est forte.

2.1.1.5. Nombre de Richardson

Le nombre de Richardson (de flux, de gradient ou global) est un nombre sans unité souvent utilisé dans les schémas de couche limite planétaire pour déterminer des régimes de turbulence. Ce nombre est obtenu comme le rapport entre les processus thermiques (flottabilité) et les processus dynamiques (cisaillement de vent). Seul le nombre de Richardson de flux (R_f), métrique mesurant le rapport entre la production thermique et la production dynamique dans l'évolution de la turbulence, est présenté :

- (i) régime de turbulence neutre ($R_f = 0$) : la production thermique est nulle, indiquant que seul le cisaillement de vent peut être à l'origine de la turbulence ;
- (ii) régime de convection forcée ($|R_f| < 1$) : la production thermique est faible devant la production dynamique ;
- (iii) régime instable ($R_f < 0$) : comme la production dynamique est toujours positive, le nombre de Richardson de flux ne peut être négatif que si la production thermique est positive, c'est-à-dire dans une couche limite instable du point de vue de la flottabilité. Si R_f est fortement négatif, la turbulence est clairement contrôlée par la production thermique, correspondant à un régime de convection libre, situation courante au cours d'une journée ensoleillée ;
- (iv) régime stable ($R_f > 0$) : les processus associés à la flottabilité constituent un puits de turbulence. Cette situation est souvent observée la nuit, ou bien lorsque l'air en basse couche est advecté au-dessus d'une surface plus froide. C'est le régime le plus courant dans l'atmosphère libre qui est en moyenne très stable, et donc exempt de turbulence.

2.1.2. Paramétrisations physiques testées

Les schémas de convection sont d'une importance capitale pour simuler la pluviométrie (Wang et Seaman, 1997 ; Gallus, 1999), surtout lorsqu'elle est de nature convective (Leung *et al.*, 2004 ; Dai, 2006), ce qui est le cas des régions tropicales à subtropicales. Le déclenchement de la convection est principalement lié à la dynamique des basses couches en partie gérée par le schéma de couche limite, telle que la convergence d'humidité. Le choix du schéma de couche limite planétaire affecte les profils d'humidité et de température

interagissant avec le schéma de convection, et donc avec les précipitations (Bright et Mullen, 2002 ; Wisse et Vilà-Guerau de Arellano, 2004). De plus, les schémas de couche limite sont responsables du mélange turbulent de tous les niveaux verticaux, contribuant également au déclenchement de la convection. Les schémas de microphysique contrôlent quant à eux les échanges de chaleur à l'intérieur des nuages, produisent la pluie non convective (stratiforme) et influencent le bilan radiatif à la fois au sommet de l'atmosphère et en surface (Arakawa et Schubert, 1974 ; Arakawa, 2004).

Cette section présente les caractéristiques majeures de chaque schéma testé (Tab. 2.1) dans ce travail. Elle est inspirée de Stensrud (2007) et Skamarock *et al.* (2008).

Schémas de convection (CONvective schemes : CO)	
Kain-Fritsch (KF - CO1)	Kain (2004)
Betts-Miller-Janjic (BMJ - CO2)	Betts (1986) ; Betts et Miller (1986) ; Janjic (1994)
Grell-Dévényi (GD - CO3)	Grell (1993) ; Grell et Dévényi (2002)
Schémas de couche limite planétaire (Planetary Boundary Layer schemes : PBL)	
Mellor-Yamada-Janjic (MYJ - PBL1)	Mellor et Yamada (1982) ; Janjic (2002)
Yonsei (YSU - PBL2)	Hong <i>et al.</i> (2006)
Asymmetrical Convective Model V2 (ACM2 - PBL3)	Pleim (2007a-b)
Schémas de microphysique (Micro-Physic schemes : MP)	
WRF Single-Moment 6-class (WSM6 - MP1)	Hong et Lim (2006)
Eta Ferrier (EF - MP2)	http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/mm_bpll/eta12tpb/
Morrison 2-Moment (M2M - MP3)	Morrison <i>et al.</i> (2009)

Table 2.1 : Liste des schémas de convection, de couche limite planétaire et de microphysique testés.

2.1.2.1. Schémas de convection

- *Généralités*

Il existe deux grands types de convection : la convection profonde et la convection peu profonde, qui se réfèrent respectivement à des éléments convectifs à fort / faible développement vertical. Associée à de fortes ascendances et quantités précipitées, la convection profonde réchauffe (par libération de chaleur latente) et assèche (condensation et précipitation de la vapeur d'eau) l'atmosphère, ce qui n'est pas le cas pour la convection peu profonde.

La convection est un paramètre crucial non seulement pour le cycle atmosphérique de l'eau (d'autant plus sous les tropiques où l'agriculture pluviale prédomine), mais aussi pour la circulation atmosphérique locale à globale. Les gradients horizontaux de chaleur latente résultant de la convection profonde agissent significativement sur la circulation verticale de large échelle, telles que les cellules de Hadley et de Walker. La convection profonde est également une composante clé d'ENSO, mode de variabilité déterminant sur la pluviométrie saisonnière de nombreuses régions du globe. Au cours d'événements ENSO, la convection profonde liée aux anomalies chaudes des TSO de l'océan Pacifique tropical est provoquée des anomalies de divergence en haute troposphère qui activent des trains d'ondes de Rossby, altérant la circulation hémisphérique. La convection peu profonde modifie quant à elle le bilan radiatif de surface, influençant la structure et la turbulence de la couche limite planétaire.

L'importance de la convection sur les processus locaux à globaux suggère qu'il est impossible de prévoir correctement la circulation atmosphérique locale à globale sans une représentation raisonnable de tous les types de convection humide dans les modèles numériques. Résoudre explicitement les noyaux convectifs, qui résultent souvent de processus locaux, nécessiterait une résolution horizontale supérieure à 1 km, opération très coûteuse en temps de calcul. Pour s'affranchir de cette contrainte, les effets des processus convectifs sous-mailles sont résolus implicitement. Opérant sur chaque colonne du modèle, les schémas de convection déterminent les flux verticaux associés aux ascendances et subsidences sous-mailles, les mouvements compensatoires à l'extérieur des nuages, et fournissent les profils verticaux de chaleur et d'humidité.

- *Caractéristiques des schémas testés*

Trois schémas de convection sont retenus parmi quatre disponibles dans les versions 3.0.1 et 3.1.1, le quatrième, Grell 3D, n'apportant une plus-value par rapport à GD qu'à partir de 10 km de résolution.

BMJ est un schéma d'ajustement qui suppose que la CAPE est fournie par l'environnement large échelle. Ce schéma consiste d'abord à déterminer la base et le sommet des nuages. La base correspond au LFC. Le sommet est défini comme le niveau le plus haut dans le modèle pour lequel la flottabilité de la parcelle est encore positive, niveau précédent

l'EL. Pour une colonne donnée, lorsque la flottabilité n'est positive nulle part, la convection n'est pas déclenchée. Si elle est positive à plusieurs niveaux et que la différence de pression entre la base et le sommet du nuage est supérieure à (n'excède pas) 200 hPa, BMJ déclenche de la convection profonde (peu profonde). Qualifié de "*deep-layer control convective scheme*" (Stenstrud, 2007), **BMJ doit réunir deux conditions pour déclencher de la convection profonde :**

- (i) une CAPE positive ;
- (ii) que la quantité d'humidité disponible soit importante à la fois en basse et moyenne troposphère.

Au contraire, **la convection des schémas KF et GD est contrôlée par les basses couches. KF est un schéma en flux de masse** permettant de calculer les transferts de masse d'un niveau à un autre. Il déclenche la convection à partir du LFC lorsque la flottabilité est positive. Si cette dernière est neutre, KF peut déclencher de la convection peu profonde en se basant sur la TKE au lieu de la CAPE. La fermeture de la convection profonde se produit lorsque 90% de la CAPE est atteinte.

GD est un schéma plus simple dans lequel les nuages constituent un système en une dimension (1D) avec une branche ascendante et une branche subsidente. Les échanges entre ces deux branches, et entre le système convectif et l'environnement, se font à la base et au sommet du nuage. Quarante-huit membres appliqués à trois différents types de subsidence (3 x 48 = 144 membres) assurent la fermeture dynamique et du déclenchement, les seuils de déclenchement variant pour chaque membre. Comme KF, la fermeture est basée sur la CAPE, mais également sur la vitesse verticale en basse couche, ou sur la convergence d'humidité. Au final, les précipitations convectives produites par GD sont proportionnelles à l'intégrale de l'humidité advectée par ascendance.

2.1.2.2. Schémas de couche limite planétaire

- *Généralités*

La couche limite planétaire est la partie de la troposphère directement influencée par la surface terrestre (continentale et océanique). Les déplacements horizontaux / verticaux et les

échanges d'énergie sont, par conséquent, contraints par la force de frottement (rugosité). Cette couche répond très rapidement (une heure ou moins) aux forçages surfaciques, notamment aux flux de chaleurs sensible et latente, forçages essentiellement transmis par turbulence (Stensrud, 2007). Son épaisseur est sensible au cycle diurne, pouvant varier de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres en quelques heures. Cette couche se subdivise en deux parties : la couche de surface très fine (10 à 100 m) non impactée par la force de Coriolis, et la couche supérieure dans laquelle l'influence de la force de Coriolis augmente graduellement avec l'altitude.

Dans un modèle atmosphérique, les schémas de PBL sont des schémas 1D supposant une nette différence entre les tourbillons sous-maillages et les tourbillons large échelle. Ils gèrent, sur toute la colonne d'air, les flux sous-maillages résultant de la turbulence. Lorsqu'ils se déclenchent, la diffusion verticale explicite est désactivée. Contrôlant les profils verticaux des flux, ces schémas impactent les tendances des températures, de l'humidité et du mouvement horizontal sur l'ensemble de la colonne atmosphérique. La plupart prennent en compte le mélange sec et les effets de la saturation des parcelles d'air sur la stabilité verticale.

- *Caractéristiques des schémas testés*

Comme les schémas de convection, les **trois schémas de PBL sont retenus parmi quatre disponibles dans les versions 3.0.1 et 3.1.1**, le quatrième, Medium Range Forecast Model (MRF), étant une version antérieure à YSU.

Les **schémas YSU et ACM2 sont des schémas de fermeture de premier ordre**, ce qui implique qu'ils ne requièrent pas d'équations pronostiques additionnelles pour représenter les effets de la turbulence sur les variables. Pour ces deux schémas, la diffusivité est déterminée par le profil K dans la couche limite et par le cisaillement local du vent et le nombre local de Richardson dans l'atmosphère libre. En plus d'un simple modèle de diffusion, YSU et ACM2 prennent en compte le mélange non local par les tourbillons convectifs large échelle.

YSU utilise des termes de contre-gradients pour représenter les flux résultant de gradients non-locaux. Il **résout explicitement l'entraînement au sommet de la PBL** en incluant un terme de flux d'entraînement asymptotique proportionnel aux flux surfaciques (Noh *et al.*, 2003) au niveau d'inversion. Pour la couche limite stable, le coefficient de mélange du schéma

local est fonction du nombre local de Richardson (Hong *et al.*, 2006). L'épaisseur de la PBL est en général déterminée par le profil thermique et le sommet de la PBL correspond au niveau pour lequel l'entraînement est maximal. La diffusion verticale dépend du nombre de Richardson dans l'atmosphère libre.

ACM2 combine un modèle transilient et un modèle de diffusion tourbillonnaire. En condition convective, **ACM2 peut simuler des mouvements ascendants rapides et un cisaillement local induit par la diffusion turbulente**. Le partitionnement entre les composantes locales et non-locales est dérivé de la fraction non-locale des flux de chaleur. Pour chaque variable pronostique (chaleur, humidité et mouvement) moyenne du niveau i , ACM2 calcule explicitement les flux ascendants (subsidents) non locaux depuis la surface (le sommet du niveau adjacent) jusqu'au sommet du niveau vertical adjacent (jusqu'à la surface du niveau i). Pleim (2007a) a montré que la composante locale (le terme de diffusion tourbillonnaire) est à l'origine de la plupart des flux de chaleur subsidents dans la zone d'entraînement.

MYJ est le seul schéma de PBL testé à être basé sur une fermeture de la turbulence de second ordre. Basé sur le travail de Mellor et Yamada (1982), le mélange vertical de la colonne atmosphérique (PBL et atmosphère libre) est basé sur l'énergie turbulente cinétique locale.

Une différence majeure entre MYJ et YSU / ACM2 est l'approche locale / non locale. YSU et ACM2 prennent en compte les transferts de mouvement et de masse induits par les tourbillons large échelle, tandis que MYJ détermine la diffusion et la turbulence localement. MYJ ne résout pas explicitement l'entraînement, mais le déduit du mélange vertical.

2.1.2.3. Schémas de microphysique

- *Généralités*

Les processus microphysiques intervenant dans la formation, le développement et la dissipation des particules nuageuses, impactent le développement et l'évolution de la convection. Ces processus ont aussi un effet important sur la libération de chaleur latente résultant des changements de phase de l'eau, et sur les interactions entre les nuages et le bilan

radiatif. Par exemple, les nuages hauts et fins comme les cirrus contribuent au réchauffement du système terre-océan-atmosphère, alors que les nuages bas et épais comme les stratocumulus ont plutôt tendance à le refroidir. À plus petite échelle, les variations de température liées aux processus microphysiques lors de la formation et de l'évolution d'un nuage vont également modifier les variables thermodynamiques. Enfin, les nuages jouent un rôle primordial dans le cycle de l'eau en canalisant, transportant et redistribuant à la surface l'eau, sous toutes ses phases (vapeur, liquide ou solide).

En raison de leur complexité et du manque d'observations, les processus de la microphysique nuageuse représentent une incertitude importante de la modélisation climatique. Les deux enjeux majeurs sont de pouvoir estimer les changements de phase de l'eau (Tab. 2.2) et les interactions entre les nuages et les particules précipitantes, interactions dépendant de la phase de l'eau et de la taille des particules, elles-mêmes variant avec l'altitude.

État de départ	État d'arrivée	Processus
vapeur	liquide	condensation
liquide	vapeur	évaporation
liquide	solide	solidification
solide	liquide	fusion
vapeur	solide	condensation solide
solide	vapeur	sublimation

Table 2.2 : Les changements de phase de l'eau dans l'atmosphère.

Deux grandes approches permettent de paramétriser la microphysique nuageuse :

- (i) l'**approche *bin*** permet de résoudre explicitement la distribution de la taille des particules, mais nécessite une très haute résolution horizontale, donc des temps de calcul exorbitants ;
- (ii) l'**approche implicite (*bulk*)** est celle couramment utilisée dans les MCG et MCR. Elle consiste à diviser les hydrométéores en catégories (gouttelettes de nuage, cristaux de glace et espèces qui précipitent comme la pluie et la neige), et à les représenter par une fonction de distribution de taille (gamma, exponentielle, lognormale, etc.).

Plus le schéma est complexe, plus il inclut un nombre important de catégories d'hydrométéores. L'avantage d'inclure plusieurs types d'hydrométéores est de pouvoir représenter une plus grande quantité de processus microphysiques.

Les schémas microphysiques sont également classables selon le nombre de moments que leurs distributions de tailles considèrent. Plus le nombre de moments est élevé, plus le degré de liberté associé au spectre d'hydrométéores est important, et plus le schéma résout un nombre important de processus et de rétroactions. Dans ce travail, des schémas à simple ou double moments sont utilisés :

- (i) les **schémas à simple moment** calculent uniquement le rapport de mélange. Généralement, ils incluent des équations pronostiques séparées pour le rapport de mélange des différentes catégories d'hydrométéores représentées et un paramétrage détaillé de la précipitation et des processus d'évaporation et de condensation ;
- (ii) les **schémas à double moment** calculent à la fois le rapport de mélange et la concentration. L'ajout de la concentration est important car cette variable a une influence directe sur la taille des particules, la sédimentation, les collisions entre hydrométéores et les propriétés radiatives des nuages. Calculer la concentration permet de quantifier la taille effective des particules, paramètre important pour la détermination de l'impact radiatif du nuage.

- *Caractéristiques des schémas testés*

Les trois schémas microphysiques testés sont de type *bulk* à simple moment (WSM6 et EF) et à double moment (M2M). Les versions WRF utilisées dans ce travail proposent neuf schémas de MP au total. Le choix a consisté à retenir des **schémas simples à complexes, considérant deux (EF), six (WSM6), et dix (M2M) variables.**

WSM6 est une extension des schémas WSM3 et WSM5 incluant les processus associés à la neige roulée. **WSM6 prend en compte six variables pronostiques, *i.e.*** le rapport de mélange de la vapeur d'eau, l'eau et la glace constituant les nuages, la pluie, la neige et la neige roulée. Notons que le comportement de ce schéma diffère seulement de celui de WSM3 et WSM5 à haute résolution, ce qui n'est pas le cas dans ce travail.

EF calcule les changements de la vapeur d'eau sous forme nuageuse, pluvieuse et glacée (neige, neige roulée, grêle). Chaque hydrométéore est combiné en condensat total. Seuls ces condensats et la vapeur d'eau sont advectés dans le modèle. De plus amples informations peuvent être trouvées dans le Technical Procedures Bulletin (Section 3.1) de novembre 2001, disponible en ligne. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/mmbpll/eta12tpb/>.

M2M calcule la concentration et le rapport de mélange pour quatre types d'hydrométéores distincts (gouttelettes de nuage, pluie, cristaux de glace et neige). La distribution de tailles de tous les types d'hydrométéores est représentée par une fonction gamma. M2M inclut de nouveaux paramétrages pour l'activation des gouttelettes, la nucléation homogène et hétérogène de la glace et le calcul de l'index spectral de la distribution de tailles des hydrométéores.

2.2. Incertitudes générées par la physique

2.2.1. Résultats publiés

2.2.1.1. Résumé

Cette étude est consacrée à la quantification des biais saisonniers de WRF en été austral et à l'identification des incertitudes générées par différentes combinaisons de schémas physiques. Ces biais sont calculés par rapport à un réseau d'observations dense (relevés pluviométriques et de températures de surface, et radiosondages). Alimenté aux bornes latérales par les réanalyses ERA40, WRF est utilisé à 35 km de résolution horizontale pour mener 27 expériences correspondant à toutes les combinaisons possibles entre trois schémas de CO / PBL / MP (cf. Section 2.1.2) pendant une saison pluvieuse représentative de la climatologie de la pluviométrie sud-africaine et non soumise à l'ENSO (décembre 1993 à février 1994).

Quelle que soit la configuration testée, WRF simule correctement les structures pluviométriques de large échelle (Zones de Convergence Inter-Tropicale et Sud-Indienne), de

même que les gradients saisonniers de températures à 2 m en Afrique du Sud et que les profils verticaux saisonniers d'humidité et de température.

Cependant, les biais saisonniers varient fortement d'une configuration à une autre, traduisant des incertitudes majeures induites par les schémas physiques testés. La pluviométrie constitue le paramètre analysé le plus sensible à la physique du modèle. Sa géographie, son intensité et ses caractéristiques intrasaisonnières sont particulièrement sensibles aux schémas de convection, et bien moins aux schémas de PBL et de MP. Toutefois, des combinaisons CO-PBL dénotent des effets additifs pouvant considérablement accroître ou réduire les biais saisonniers.

En termes de pluviométrie en Afrique du Sud, des configurations satisfaisantes sont identifiées.

2.2.1.2. Article

1. Introduction
2. Data and experimental setup
3. Simulated rainfall
4. Associated thermodynamics
5. Uncertainties of simulated rainfall and associated thermodynamics at intraseasonal timescale
6. Summary and conclusion

Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF

Julien Crétat · Benjamin Pohl · Yves Richard ·
Philippe Drobinski

Received: 4 August 2010 / Accepted: 22 March 2011
© Springer-Verlag 2011

Abstract This study aims at quantifying seasonal biases of regional climate model outputs during southern African summer, against a dense in situ measurement network (daily rain-gauge and surface air temperature records, and 12 h UTC radiosondes), and uncertainties associated with some physical parameterizations. Using the non-hydrostatic Advanced Research Weather Forecast (WRF) laterally forced by ERA40 reanalysis, twenty-seven experiments configured with three schemes of cumulus (CU), planetary boundary layer (PBL) and microphysics (MP), are performed at 35 km horizontal resolution during the core of a summer rainy season (December 1993 to February 1994 season) representative of the South African rainfall climatology. WRF simulates accurately seasonal large-scale rainfall patterns, as well as seasonal gradients of South African rainfall and 2-m temperature, and seasonal vertical profiles of the air temperature and humidity. However seasonal biases fluctuate strongly from an experiment to another, denoting considerable uncertainties generated by the physical package. Rainfall amounts are the most sensitive parameter to the tested schemes. Their geography, intensity, and intraseasonal characteristics are predominantly sensitive to CU schemes, and much less to PBL and MP schemes. Some CU-PBL combinations produce additive effects, which can dramatically either reduce or increase biases. Satisfactory configurations are found for

South African climate, which would not have been possible without testing numerous physical parameterizations.

Keywords Physical parameterization · Southern Africa · Summer rainfall · WRF regional climate model

1 Introduction

Due to its sub-tropical location, placing the region under the influence of both tropical and mid-latitude dynamics, Southern Africa (SA, south of 15°S) experiences semi-arid conditions with a main rainy season occurring in austral summer (November to March). Seasonal rainfall amounts of the northern part of SA and Madagascar are linked with the southernmost position of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ, Waliser and Gautier 1993). Further south, they are estimated to predominantly result from tropical-temperate interactions (Todd et al. 2004) embedded in the South Indian Convergence Zone (SICZ, Cook 2000). Bounded on the west and the east by the cold upwelling Benguela and the warm Agulhas currents, respectively, SA is strongly influenced by thermal gradients and evaporation over the nearby oceans. Inland, the topography tends to trigger mesoscale convective systems in the eastern hinterland parts of SA (Laing and Fritsch 1997; Blamey and Reason 2009), and land surface feedbacks may also play an important role in both intra-seasonal variability and the onset of the summer rainy season (New et al. 2003; Anyah and Semazzi 2004; Tadross et al. 2005a, b).

As a consequence, modeling southern African summer climate with accuracy is a difficult task. By analyzing three atmospheric general circulation models (AGCMs) forced by observed SSTs, Tennant (2003) found an equatorward displacement of the mid-latitude jet stream in austral

J. Crétat (✉) · B. Pohl · Y. Richard
Centre de Recherches de Climatologie, CNRS UMR 5210,
Université de Bourgogne, 6 Boulevard Gabriel,
21000 Dijon, France
e-mail: julien.cretat@u-bourgogne.fr

P. Drobinski
LMD, Institut Pierre Simon Laplace, Ecole Polytechnique,
Palaiseau, France

summer, a too weak interannual variability of southern African rainfall, and a tendency to simulate too many rainy days. When coupled with oceanic models, 90% of the IPCC AR4 (CMIP3) multi-model dataset (IPCC 2007) over-estimate southern African rainfall amounts, mainly during the summer rainy season, which may be partially linked with a too strong atmospheric water cycle. Over contrasted topography regions, AGCMs tend on the contrary to under-estimate rainfall amounts locally, due to their coarse horizontal resolution that limits topographic effects.

Regional Climate Models (RCMs) may constitute an appropriate alternative solution, since their dynamical and physical packages are able to disaggregate climate data at very high resolutions. They are however highly sensitive to a large set of parameters, including the size and location of the domain (Seth and Giorgi 1998; Rauscher et al. 2006; Alexandru et al. 2007; Leduc and Laprise 2009; Krichak et al. 2010), lateral boundary conditions (Denis et al. 2003; Diaconescu et al. 2007; Sylla et al. 2009), horizontal (Duffy et al. 2003; Iorio et al. 2004; Wehner et al. 2010) and vertical (Kimoto et al. 2005; Wakazuki et al. 2007) resolutions. Last but not least, both atmospheric and surface physics are also likely to affect their simulated fields (e.g., Bright and Mullen 2002; Gochis et al. 2002; Jankov and Gallus 2004; Jankov et al. 2005; Lim and Hong 2005; Liang et al. 2007; Rao et al. 2007; Im et al. 2008; Challa et al. 2009; Mazarakis et al. 2009; Zanis et al. 2009; Kumar et al. 2009; Flaounas et al. 2010; Liu et al. 2010; Tchotchou and Kamga 2010). Despite these uncertainties, RCMs generally tend to improve the AGCMs' solutions, a remark also verified over SA (Joubert et al. 1999; Engelbrecht et al. 2002).

For instance, Hudson and Jones (2002) show the ability of a RCM (HadRM3H) to resolve southern African features on finer scales than those resolved by their AGCM (HadAM3H). They found however a stronger hydrological cycle in the RCM. Other southern African climate studies based on RCMs have shown a strong sensitivity of the simulated diurnal cycle of temperature and precipitation to the choice of cumulus and planetary boundary layer schemes (Hewitson et al. 2004; Tadross et al. 2006) and feedbacks between soil moisture/vegetation cover and rainfall (New et al. 2003; Anyah and Semazzi 2004; Tadross et al. 2005a, b). The global and regional Hadley Center models reproduce accurately the number and spatial distribution of rainfall extremes (Williams et al. 2010), but mean rainfall amounts are under-estimated (over-estimated) over wet (dry) regions of SA.

These studies did not extensively quantify biases and uncertainties associated with their simulations in SA. This is a gap that we propose to fill in this study, focusing notably on South Africa and surrounding countries which

contain a dense in situ measurement network (daily rain-gauge and surface air temperature records, and 12 h UTC radiosonde data). The conjunction of complex geophysical characteristics with strong density of in situ measurements makes this region particularly relevant to study the ability of an RCM to disaggregate climate data. To this end, a deliberately short austral summer rainy season (December to February: DJF) is simulated with different cumulus (CU), planetary boundary layer (PBL) and microphysics (MP) schemes using the non-hydrostatic Weather Research and Forecasting (WRF) modeling system (Skamarock et al. 2008). These schemes are of primary importance for simulating precipitation and are likely to affect both spatial and temporal variability of the rainfall field. The analysis of each experiment, as well as inter-experiment spread (IES hereafter), enable us to specify the weight of the tested physical parameterizations on seasonal climate, particularly rainfall field, and its basic intraseasonal characteristics (namely, the number and average intensity of the rainy days), in order to quantify associated uncertainties. Thermodynamic structures favoring rainfall are also detailed to verify the capability of the RCM to simulate the well-known circulation patterns associated with South African rainfall.

This paper is organized as follows: Sect. 2 presents data and experimental setup. Sections 3 and 4 illustrate, respectively, rainfall simulations and the associated thermodynamics at the seasonal timescale. Section 5 describes intraseasonal characteristics of simulated rainfall and thermodynamic structures favoring rainfall. Section 6 contains summary and concluding remarks.

2 Data and experimental setup

2.1 Observations

5352 daily rain-gauge records are extracted from the Water Research Commission (WRC) database (Lynch 2003). Located in South Africa and surrounding countries (Lesotho, Swaziland, south of Namibia/Botswana/Zimbabwe/Mozambique), they are available from 1971 to 1999 without missing value. These stations are selected because they receive at least 40% of the annual rainfall during the DJF season. They document therefore the tropical rainy regime of South Africa, mostly related to convective rainfall during austral summer. Figure 1a shows the normalized rainfall index of the 5352 rain-gauge records from DJF 1971 to DJF 1999 and the Multivariate El Niño Southern Oscillation Index (MEI; Wolter and Timlin 1993). ENSO is known to affect southern African rainfall amounts during austral summer (Lindesay 1988; Jury et al. 1994; Reason and Rouault 2002; Rouault and Richard

2003, 2005). The DJF 1993–1994 (DJF94 hereafter) season is retained here because its rainfall amounts are close to the 1971–1999 DJF average; it is also a neutral ENSO year. DJF94 rainfall amounts (Fig. 1b) are characterized by a west to east rainfall gradient in accordance with the climatology (Tyson 1986; Créat et al. 2010). Note also dry areas in the northeastern part of the domain.

The Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Xie et al. 2003) is used to examine simulated rainfall biases at the subcontinental scale. GPCP is available on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ regular grid at the pentad (5-days) timescale since 1979. It merges in situ observations, satellite data and NCEP/NCAR reanalysis.

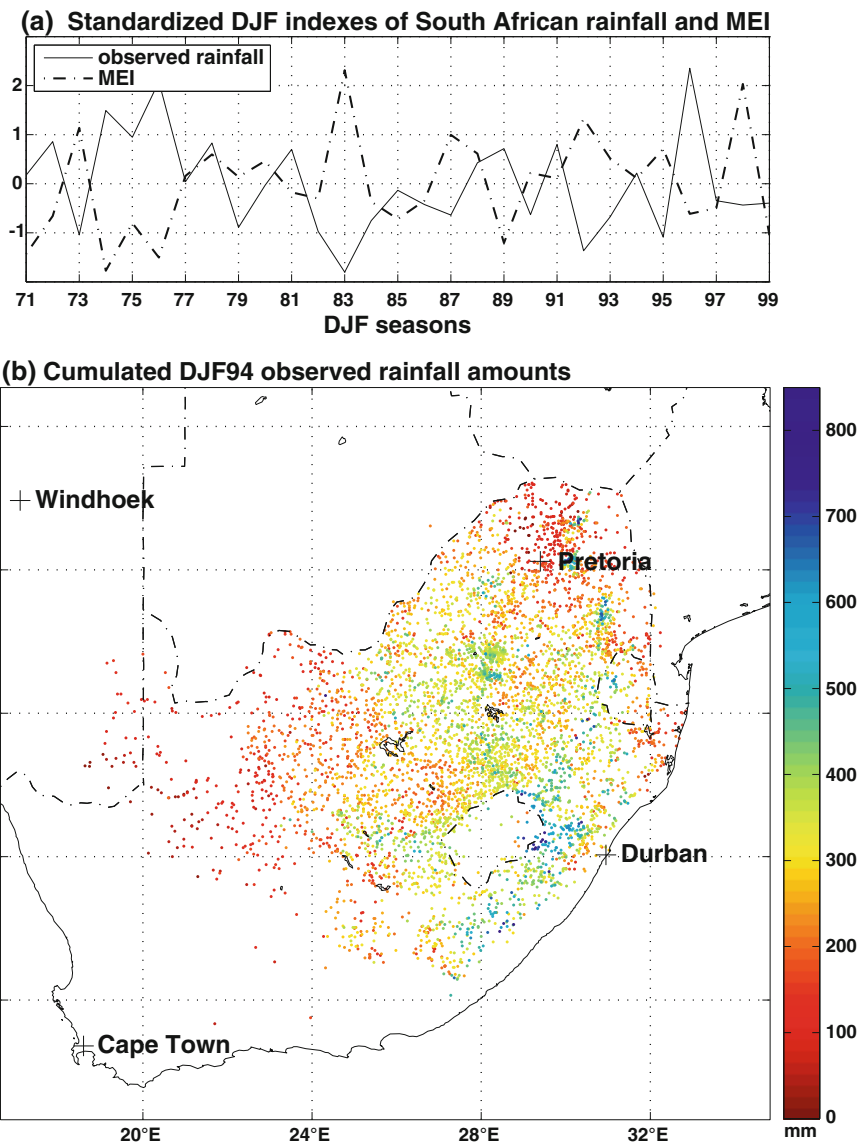
For the same period we make also use of 851 daily temperature records located in South Africa, compiled in the WRC by Schulze and Maharaj (2004), and the 12 h UTC vertical profiles of moisture and temperature given by

synoptic radiosondes of Windhoek, Cape Town, Pretoria and Durban (Fig. 1b) to document deep convection.

2.2 ERA40 reanalysis

The European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis (Uppala et al. 2005) are used to drive WRF simulations laterally from 1,000 to 10 hPa (18 vertical levels). ERA40 reanalysis are generated by an a posteriori integration of the IFS AGCM with 6 hourly assimilations of satellite data, buoys and radiosondes, at a T159 truncation with 60 vertical levels. The reliability of each ERA40 variable depends on the relative weight of data assimilation and of the model physics. Over Africa, the amount of assimilated data is weak and time dependent. Many uncertainties related to reanalysis quality (Trenberth 1991; Trenberth et al. 2001; Pocard et al.

Fig. 1 **a** Standardized bimonthly Multivariate ENSO index averaged from December–January to January–February for the 1971–1999 period, and standardized December to February seasonal rainfall index of tropical South Africa (shown Fig. 2b) for the same period. **b** Cumulated DJF94 rainfall amounts (in mm) for each of the 5352 rain-gauge records. *Plus signs* locate the four radiosonde stations used in this study



2000) imply that WRF - ERA40 differences will be in certain cases interpreted as an improvement of the simulated regional climate, due to a better physics and a finer horizontal resolution. This assumption relates particularly to the rainfall field, which strongly depends on physical parameterizations (Dai 2006) and is perturbed, in the reanalyses, by data assimilation.

2.3 Experimental setup

The non-hydrostatic Advanced Research WRF (version 3.0.1.1; Skamarock et al. 2008) model is used to perform all simulations with varying physical parameterizations. One member by configuration is carried out. Because of the impossibility to disentangle internal and external variability and quantify the reproducibility of the results, day-to-day fluctuations are not considered. Analyses are conducted on the only seasonal timescale, assumed to smooth out the chaotic high frequency of the climate system. Similarly, intraseasonal characteristics and conditional analyses are undertaken without temporal co-variability constraints with the observations.

All simulations are carried out on the 46°S–5°S/3°E–56°E domain with a 35 km horizontal resolution and 28 sigma levels. The 35 km horizontal resolution allows taking into account the major topographic characteristics of SA (Fig. 2a): narrow coastal plains are often separated by sheer escarpments from mountainous areas (Drakensberg—South Africa, Bie Plateau—Angola, Khomas Highlands—Namibia, eastern side of Madagascar).

Integrations are initialized on 17th November 1993. The integration timestep is fixed at 3 min and data are archived every 6 h from the 1st December 1993 to 28 February 1994, after a 15-day-long spin-up. Lateral forcings are provided every 6 h. Sea Surface Temperature (SST) fields are prescribed every 24 h by linear interpolation of monthly ERA40 SSTs. Radiative transfers are systematically parameterized with the Rapid Radiative Transfer

Model scheme (Mlawer et al. 1997) for long waves and Dudhia (1989) scheme for short waves. Surface data are taken from United States Geological Survey (USGS) database, which describes a 24 category land use index based on climatological averages, and a 17 category United Nations Food and Agriculture Organization soil data, both at 10 arc minutes. Due to their lower horizontal resolutions, AGCMs cannot take into account such land use complexity. Each land use and soil data category contained in WRF grid points is considered proportionally to its area. For readability purpose, Fig. 2b only shows dominant land use category in each grid point according to USGS dataset. Due to the latitudinal rainfall gradient, tropical land use is essentially marked by savannas, deciduous broadleaf and evergreen forests, while that of semi-arid subtropical to mid-latitudes is rather marked by grassland and cropland mosaic. WRF is coupled to the NOAA land surface model (Chen et al. 1996; Koren et al. 1999). Note however that we tested all LSMs available in WRF package with USGS land use, keeping constant the other parameters. Results are not shown because the effects of LSMs on seasonal rainfall and 2-m temperature are far weaker than that of other physical parameterizations (CU, PBL and MP).

CU schemes are of primary importance for rainfall (Wang and Seaman 1997; Gallus 1999), in particular in regions receiving predominantly convective rainfall, such as most tropical areas (Leung et al. 2004; Dai 2006). Convection triggering is mostly initiated by lower level dynamics, like moisture convergence. The choice of the PBL scheme can affect temperature and moisture profiles in the lower troposphere, which could interact with other schemes such as the convective parameterization and influence precipitation (Bright and Mullen 2002; Wisse and Vilà-Guerau de Arellano 2004). Moreover PBL schemes are responsible for the turbulent mixing of all levels which can trigger convection. MP schemes can also be important by controlling heat exchanges inside clouds and may have a significant impact on radiative budget both at the surface

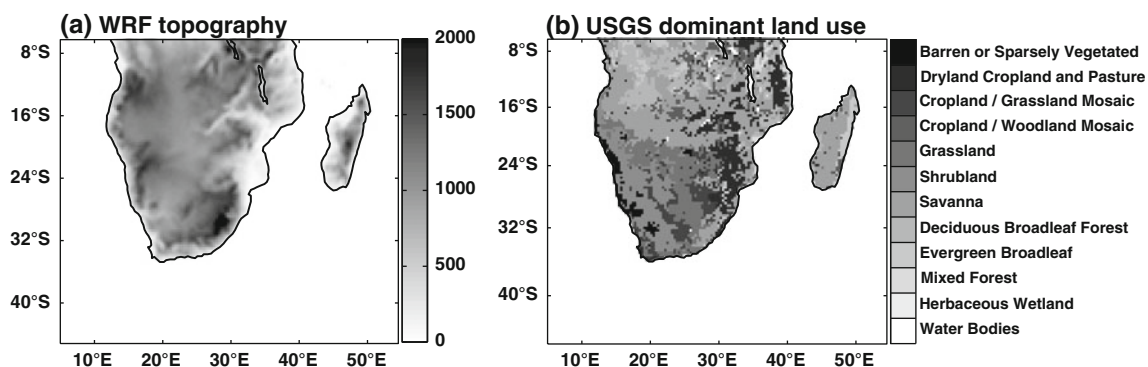


Fig. 2 a Digital elevation model (m) used in the 27 experiments at 35 km horizontal resolution. b Dominant land use category in each WRF grid point according to USGS database

and at the top of the atmosphere (Arakawa and Schubert 1974; Arakawa 2004). For the DJF94 season, a set of 27 experiments is produced, corresponding to all the possible combinations between 3 CU, 3 PBL and 3 MP schemes. Table 1 gives the main characteristics of all retained schemes.

3 Simulated rainfall

In this section we successively consider the capability of WRF in simulating the rainfall field over the entire domain, and then over a region centered on tropical South Africa. The reference datasets used to evaluate the biases of the model outputs are, respectively, provided by GPCP satellite estimates and in situ rain-gauge records. This approach enables us to quantify the model biases with respect to the most adequate data at these two distinct spatial scales.

3.1 Subcontinental scale

At subcontinental scale, Fig. 3a shows GPCP seasonal rainfall amounts in DJF94. Largest amounts (Fig. 3a) are found at the tropical latitudes and correspond to the location of the ITCZ at this time of the year (Waliser and Gautier 1993). The southern Congo Basin and Madagascar are the two wettest areas. Further south, a south-east north-west band links the south-west Indian Ocean to southern Botswana and corresponds to the SICZ. Seasonal rainfall amounts peak there at 400 mm near the Drakensberg mountains in South Africa. ERA40 succeeds at reproducing quite accurately the geography of the mean rainfall field (Fig. 3b). That of the inter-experiment mean (IEM hereafter, Fig. 3c) is clearly more detailed compared to ERA40 reanalysis and GPCP due to its better horizontal resolution.

Seasonal rainfall biases of ERA40 (Fig. 3d), IEM (Fig. 3e), and each experiment (Fig. 3f) are computed against GPCP. Both ERA40 and IEM RMSs are very close and relatively weak. Spatially, ERA40 and mainly IEM tend to over-estimate rainfall amounts in the Congo Basin and the Mozambique Channel. Main differences between ERA40 and IEM concern the Mozambique Channel wet biases, located further south in IEM, and the southern part of continental SA (around the Drakensberg mountains), where ERA40 (IEM) produces, respectively, wet (dry) and dry (wet) biases. Seasonal rainfall biases and associated RMSs vary extensively from an experiment to another (Fig. 3f). Combined with any PBL and MP schemes, CU1 produces wet biases over SA. When it is combined with PBL2 or PBL3 and MP1 or MP3, large wet biases are observed over the Indian Ocean, so that an unrealistic

Table 1 Summary of cumulus, planetary boundary layer and microphysical parameterization schemes used in this study

<i>Cumulus schemes</i>	
CU1: Kain-Fritsch (Kain 2004)	CU2: Betts-Miller-Janjic (Betts 1986; Betts and Miller 1986; Janjic 1994)
Low-level control convective scheme and entraining-detraining mass flux scheme	Convective adjustment scheme: instability is eliminated by nudging environmental profiles of temperature and specific humidity toward empirically derived reference profiles
<i>Planetary Boundary Layer schemes</i>	
PBL1: Mellor-Yamada-Janjic (Mellor and Yamada 1982; Janjic 2002)	PBL2: Yonsei (Hong et al. 2006)
2.5 turbulent closure modified Mellor and Yamada (1982) scheme based on Turbulent Kinetic Energy (TKE)	First order non-local scheme
<i>Microphysics schemes</i>	
MP1: WSM6 (Hong and Lim 2006)	MP2: Eta Ferrier (http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/mmbpl/eta12rpb/)
Extension of the WSM5 scheme including graupel and associated processes	Scheme predicting changes in water vapor and condensate in the forms of cloud water, rain, cloud ice, and precipitation ice
	MP3: Morrison (Morrison et al. 2009)
	Scheme including vapour, cloud droplets, cloud ice, rain, snow, and graupel/hail Prediction of two-moments (number concentration and mixing ratio) allowing for a more robust treatment of the particle size distributions
	CU3: Grell-Devenyi (Grell 1993; Grell and Dévényi 2002)
	One-dimensional mass flux scheme that consists of a single updraft-downdraft couplet
	PBL3: Asymmetrical Convective Model Version 2 (ACM2; Pleim 2007a, b)
	Non-local closure scheme with eddy diffusion

Citations are non exhaustive. See Skamarock et al. (2008) for details

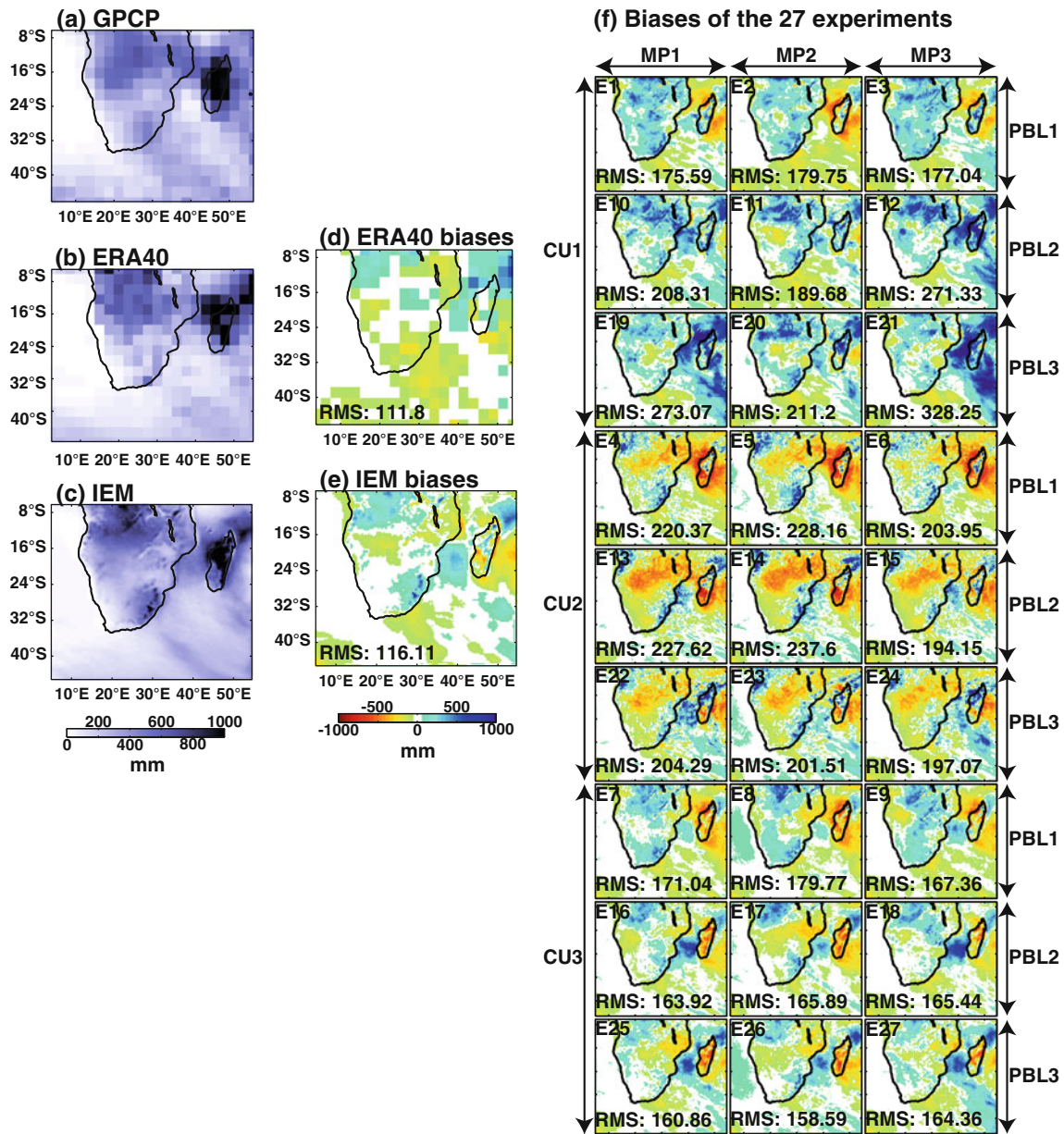


Fig. 3 Seasonal rainfall amounts (a) for GPCP estimations ($2^{\circ}5' \times 2^{\circ}5'$), (b) ERA40 ($2^{\circ}5' \times 2^{\circ}5'$), and (c) averaged between the 27 experiments. Seasonal biases of (d) ERA40, (e) inter-experiment mean (IEM), and (f) each WRF experiment against GPCP. For the computation of WRF biases, GPCP data are projected onto WRF grids. Associated RMS values are labeled in the figures. Upper,

middle and lower 3×3 blocks correspond, respectively, to CU1, CU2 and CU3 schemes (see text and Table 1 for definition). For each 3×3 block, upper (left-hand), middle (middle) and lower (right-hand) row (column) correspond to PBL1 (MP1), PBL2 (MP2) and PBL3 (MP3), respectively

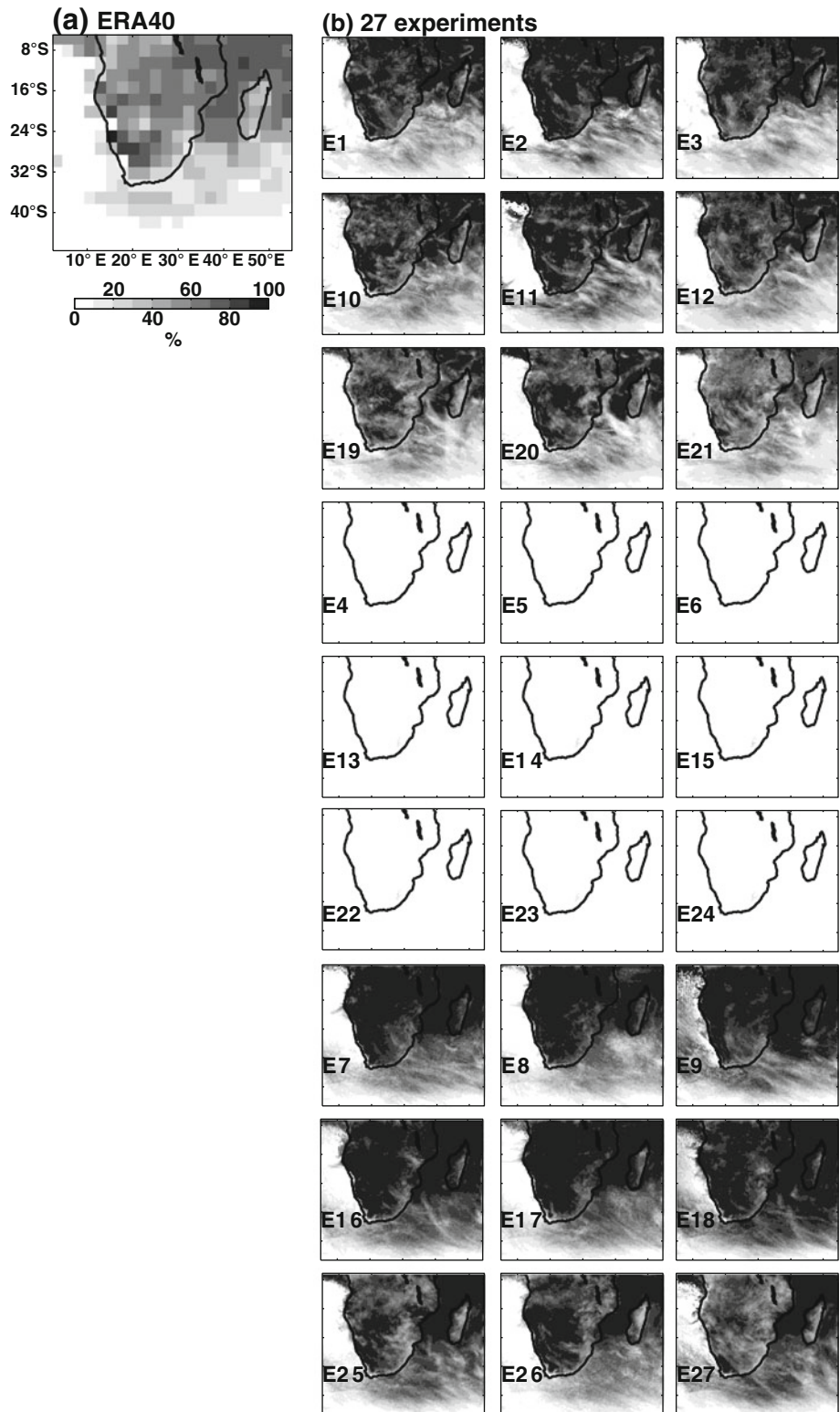
ITCZ pattern is produced. This is partially consistent with Flaouanas et al. (2010), who found that simulated West African ITCZ rainfall amounts are wetter when Kain-Fritsch convective scheme (CU1) is combined with Yonsei PBL scheme (PBL2). On the contrary, rainfall amounts associated with the ITCZ (mainly near Madagascar) are under-estimated with CU2, especially when combined with PBL1 and PBL2. Rainfall biases are smaller with CU3, showing weaker rainfall over-estimation over the

subcontinent than CU1, and under-estimation of the ITCZ nearby Madagascar, as CU2. Consequently, CU schemes seem to be the tested schemes that control most of seasonal rainfall distribution, as well as their amounts, which is also in agreement with previous studies (Wang and Seaman 1997; Gallus 1999). The weak rainfall amount biases associated with IEM (Fig. 3e) result essentially from an opposite behaviour between over-estimations produced by CU1/CU3 and under-estimations produced by CU2.

In austral summer, southern African rainfall is known to result essentially from deep convection embedded within various rain bearing systems such as ITCZ, SICZ, easterly waves and tropical storms (Tyson 1986; D’Abreton and Lindesay 1993). Figure 4 shows the contribution of

convective rainfall in DJF94, for ERA40 and each WRF experiment. ERA40 rainfall is mostly convective over Africa and the tropical Indian Ocean. Largest values are logically confined in the tropical latitudes, except for localized spots along the Namibian coasts where rainfall is

Fig. 4 Part (%) of convective rainfall in DJF94 for (a) ERA40 and (b) WRF experiments. Experiments are ordered as for Fig. 3f



excessively weak. Analysis of WRF experiments (Fig. 4b) first reveals that CU2 produces less than 10% of convective rainfall. The spatial patterns displayed by the other two cumulus schemes are more or less similar to ERA40, though with stronger values. For CU1 and CU3, and consistently with ERA40, three contrasted regions clearly appear: (1) the Atlantic Ocean, where rainfall amounts are almost null over the Benguela Current (Fig. 3), and predominantly result from stratiform processes; (2) SA and the southwest Indian Ocean, where convective rainfall predominates; (3) southern mid-latitudes, where wave trains embedded in the westerly winds essentially produce stratiform rainfall. Such results are consistent with seasonal strong (weak) middle tropospheric ascents (not shown) associated with CU1 and CU3 (CU2).

Convective rainfall simulated with CU1 and CU3 is more in adequacy with the literature, making CU2 an inappropriate cumulus scheme for SA during austral summer. Contrary to CU1 and CU3, for which vertical distribution of heat and moisture depends on entraining/detraining Plume, CU2 is a deep-layer control convective scheme. Deep convection is only triggered when the difference between the cloud base and top is larger than 200 hPa, with significant amounts of moisture at low and mid levels, and positive convective available potential energy. Otherwise, CU2 produces shallow convection, which seems to be the case here, explaining weak upward vertical motions in the mid-troposphere (not shown).

3.2 Regional scale

The geography of South African seasonal rainfall biases is also highly sensitive to physical schemes (Fig. 5). RMS statistics vary from 82 mm (E18) to 286 mm (E5). They are systematically stronger with PBL1, which tends to simulate too much rainfall (in spite of dry biases around Madagascar, Fig. 3f). CU1 and CU3 tend to produce wet biases everywhere, mainly when combined with PBL1. Wet biases are however systematically weaker with CU3, as for the subcontinental scale. These configurations accurately reproduce the observed west to east rainfall gradient (Fig. 1b). On the contrary, CU2 clearly increases it by under-estimating (over-estimating) rainfall amounts in the western (eastern) part of the domain, mainly when combined with PBL2 and PBL3.

Spatial indexes are lastly considered to summarize the sensitivity of seasonal South African rainfall amounts to the tested physical package (Fig. 6). Compared to rain-gauges, WRF over-estimates rainfall amounts whatever tested physical configuration, while ERA40 under-estimates them by 50 mm. Simulated rainfall amounts vary between 250 mm (E15) and 500 mm (E1). PBL1 seems once again to generate too much rainfall, particularly when

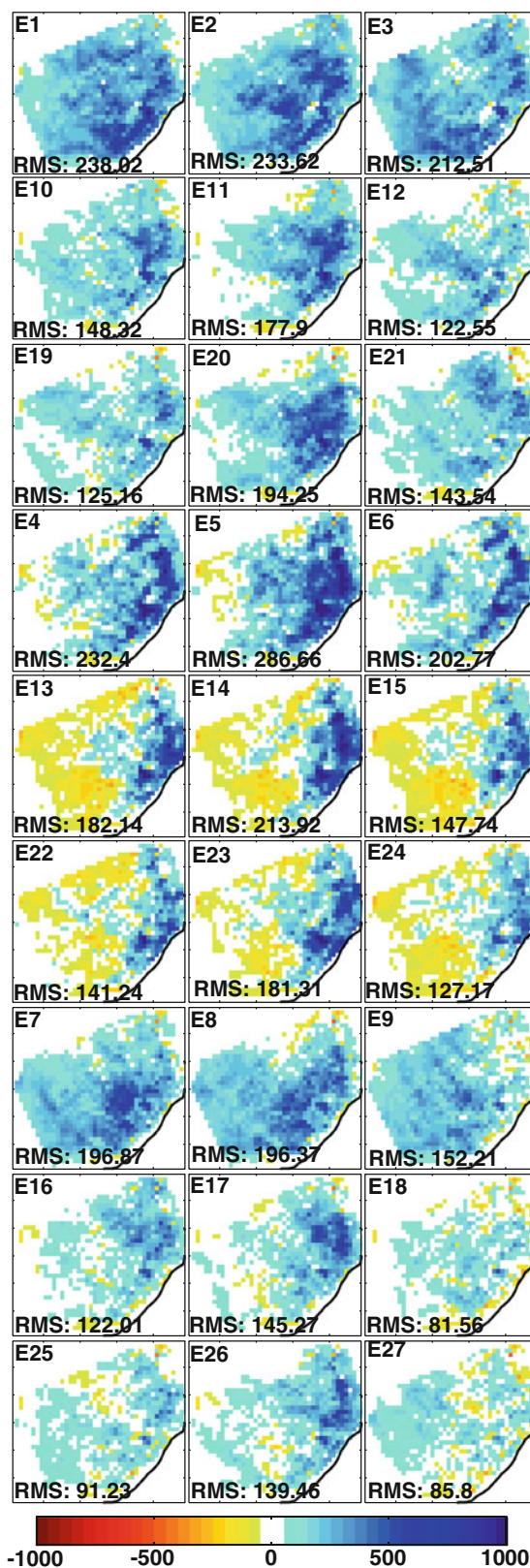
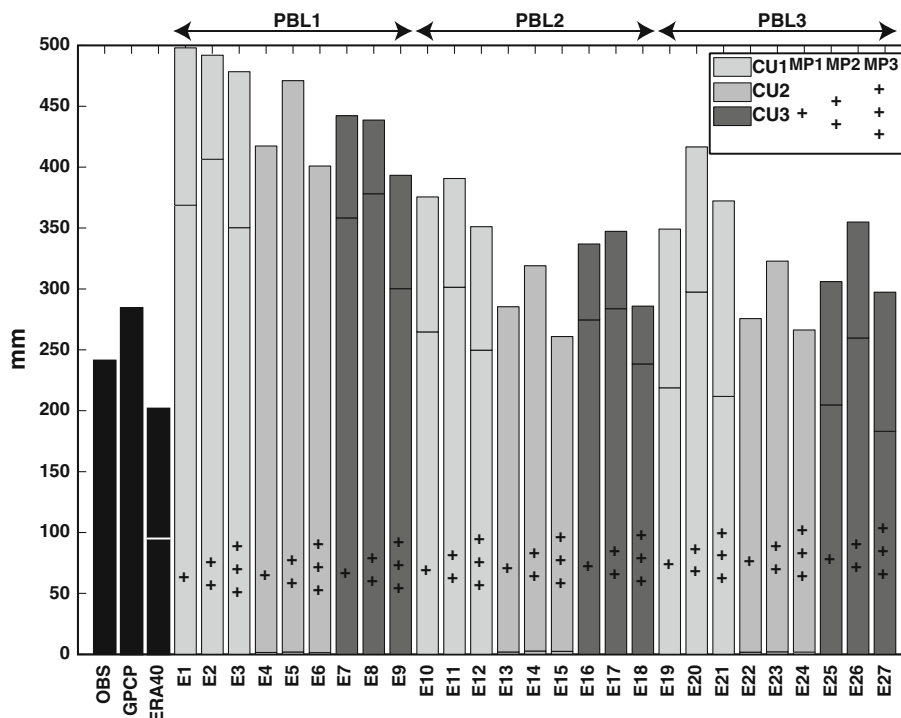


Fig. 5 Seasonal biases (in mm) of cumulated DJF94 rainfall amounts for each WRF experiment against rain-gauge records projected onto the WRF grids over tropical South Africa. Associated RMS values are labeled in the figures. Experiments are ordered as for Fig. 3f

Fig. 6 Seasonal rainfall amounts spatially averaged over the South African domain (shown on Fig. 5), for all WRF experiments, rain-gauge records (OBS), GPCP and ERA40. All data were projected onto the WRF grids. ERA40 and WRF bottom (*top*) bars correspond to convective (non convective) rainfall



combined with CU1. CU2 and CU3 combined with PBL2 or PBL3 and MP1 or MP3 simulate rainfall amounts close to GPCP, and closer to rain-gauges than ERA40.

For ERA40 and WRF, bottom (upper) bars correspond to convective (stratiform) rainfall. Consistently with Figs. 4, 6 confirms that CU2 produces very little convective rainfall, and that the other experiments produce more convective rainfall than ERA40. Figure 6 also shows that CU3 tends to produce more convective rainfall than CU1, a statement less true when combined with PBL3.

4 Associated thermodynamics

At large scale, moisture fluxes are known to influence significant parts of rainfall variability (Vigaud et al. 2007, 2009). At local scale, vertical profiles of temperature and moisture play a fundamental role by determining the stability of the air mass. In this section WRF moisture fluxes and convergence are first compared to ERA40 at subcontinental scale. At finer scales, the coherence between rainfall and surface temperature patterns are then examined, as well as the relationships between rainfall amounts and vertical profiles of temperature and humidity.

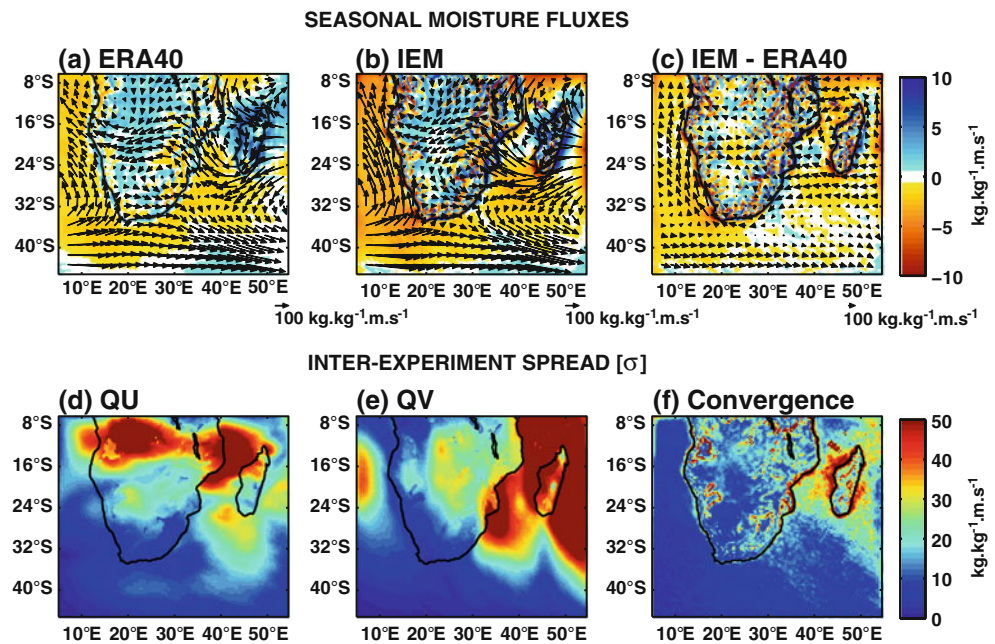
4.1 Subcontinental scale

Figure 7 a–c shows, respectively, vertically-integrated seasonal mean moisture fluxes and associated convergence, according to ERA40 and IEM, as well as their differences.

ERA40 and IEM moisture flux patterns are relatively similar. Tropical latitudes experience dominant easterly fluxes, while westerly ones predominate from the subtropics to the mid-latitudes. The two main moisture sources are the Indian Ocean (in agreement with Mason 1995; Jury and Nkosi 2000; Jury et al. 1996; Reason 2001, 2002; Rouault et al. 2003), and northerly moisture flux from the Congo Basin (Vigaud et al. 2009). Moisture fluxes converge mainly over SA and around Madagascar, consistently with rainfall patterns (Fig. 3b, c). Analysis of the differences with ERA40 (Fig. 7c) reveals weaker moisture flux convergence around Madagascar, the only area where ERA40 rainfall amounts tend to be larger than those of WRF experiments (Fig. 3d, f). At the opposite, WRF simulates stronger moisture advectations over SA originating from the Indian Ocean, and weaker easterly fluxes over tropical SA (Fig. 7c) linked with stronger moisture convergence north of South Africa and over the tropical eastern coast. This is the reason why WRF systematically corrects ERA40 dry biases there (Fig. 3 d–f). Finer topography could explain part of moisture flux differences between ERA40 and WRF. For instance, orographic forcing could enhance moisture flux convergence and convection. The mountains of Madagascar could have a barrier effect, shifting easterly moisture fluxes southwards.

For each grid point, Fig. 7d–f quantifies the uncertainties associated with seasonal zonal and meridional moisture fluxes, as well as their convergence, computed as the standard deviation between the 27 experiments. Largest uncertainties in zonal (meridional) moisture fluxes are

Fig. 7 Vertically-integrated seasonal mean moisture fluxes and associated convergence, according to (a) ERA40, (b) IEM, (c) as well as their differences (IEM–ERA40). Inter-experiment spread (IES) computed for each grid point as the inter-experiment standard deviation (σ) of (d) seasonal zonal and (e) meridional moisture fluxes ($\text{kg kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$), and (f) their convergence ($10 \text{ kg kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$)



located over the Congo Basin (the Indian Ocean). They are found around Madagascar for moisture flux convergence. The fact that the experiments tend to diverge near the edge of the domain could denote artificial edge effects, due for instance to inconsistencies between the physics of ERA40 and WRF. In order to verify that these results are not due to random perturbations that could perturb the simulated fields over South Africa, we designed additional experiments using the same parameterizations but with perturbed initial conditions. Results (not shown) revealed very weak standard deviation values over the regions concentrating the largest uncertainties in Fig. 7d–f, hereby demonstrating that the seasonal mean moisture fluxes are fairly reproducible for a given physical package. Uncertainties shown in Fig. 7d–f suggest that the response of the model to a common forcing is strongly modulated by its physics, particularly over the two main moisture sources of SA (i.e. Congo basin and the Indian Ocean).

4.2 Regional scale

Consistent with in situ records (Fig. 8a), the 2 m seasonal temperature pattern depicted by IEM (Fig. 8b) restores a well defined west to east gradient. Minimum (maximum) values are located over the Drakensberg mountains (south of the Kalahari). Surface temperature is thus mainly triggered by surface topography and air mass stability, the latter deeply influencing the local radiative budget. From one experiment to another (Fig. 8c), RMSs of temperature biases fluctuate between 1.4 K (E20) to 2.4 K (E9). As far as surface temperature is concerned, CU schemes seem of little importance and do not clearly modify the seasonal

mean field. PBL1, which systematically over-estimates South African rainfall amounts (Fig. 5), concentrates the largest RMS values. Spatially, this scheme is clearly associated with the coldest surface temperatures, especially along the southern and eastern coasts. Biases tend to weaken in the hinterland parts of South Africa. Such spatial structures are also found with the remaining two PBL schemes, though with systematic warmer values. Hence, PBL2 and, to a lesser extent PBL3, strongly reduce cold biases in the South African coastal regions, but generate in return warm biases in the central parts of the country. This result seems to corroborate Flaounas et al. (2010), who found warm and dry biases produced by Yonsei PBL scheme (PBL2) in relationship with surface/atmosphere heat transfer. By modifying radiative budget (not shown), MP schemes seem to modulate both the spatial extension and the magnitude of warm biases located in the elevated plateau of central South Africa (Fig. 8c). Though non-systematic, their effects concern for instance the differences between E19–E20–E21 and E25–E26–E27, suggesting that MP2 favors warm biases. Additional analyses (not shown) also suggest that MP2 tends to simulate a weaker cloud cover (cumulonimbus in particular), and consequently stronger downward short wave flux at ground surface.

4.3 Local scale

Is WRF able to accurately simulate vertical profiles of air humidity and temperature, and to what extent are the latter influenced by physical parameterizations? In order to address these issues, Fig. 9a–d (e–h) shows seasonal biases

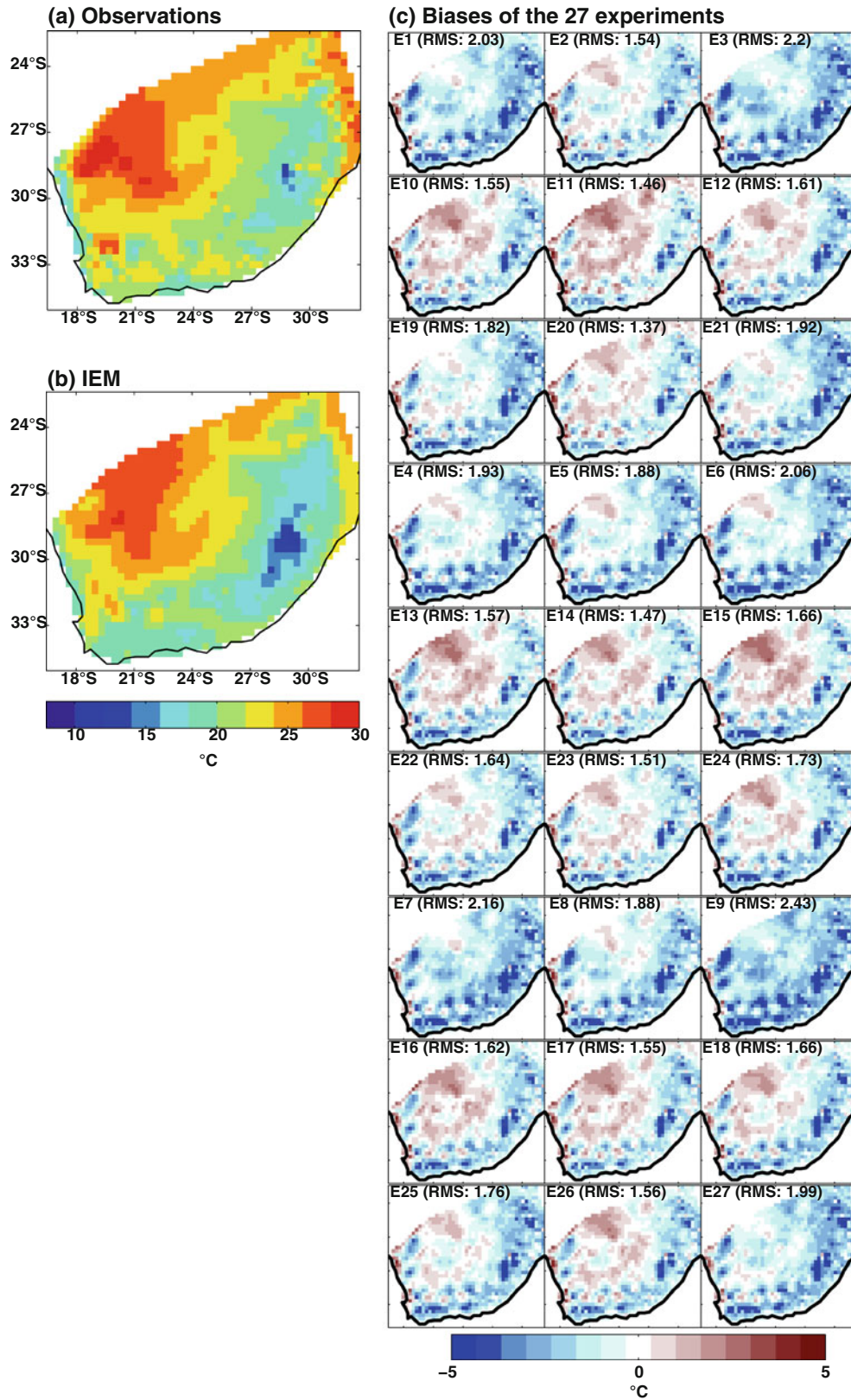


Fig. 8 Seasonal mean air temperature at 2 m (a) of 851 South African in situ stations projected onto the WRF grids, and (b) IEM. c Seasonal biases for each WRF experiment and corresponding RMSs. Experiments are ordered as for Fig. 3f

of temperature (specific humidity) of the four nearest grid points against four radiosonde stations at 12 h UTC. Consistently with Fig. 8, lower-layer temperature biases are systematically negative (up to -3 K) for the two coastal grid points (Cape Town and Durban; see Fig. 1b for location), and positive hinterland (Windhoek and Pretoria) for most experiments. Upper-tropospheric temperature biases are systematically positive (from 2 to 4 K, Fig. 9a–d), though they are notably reduced over Cape Town. Contrary to surface temperature (essentially influenced by PBL schemes: Fig. 8), CU schemes seem here to exert the strongest influence on vertical profiles of temperature, probably through modified latent heat release. Except for Cape Town (where seasonal dryness prevails during austral summer), CU2 is systematically colder by 2–3 K in the middle troposphere compared to CU1 and CU3, which is once again consistent with its unrealistic behaviour in terms of deep moist atmospheric convection over the region (Figs. 4 and 6). Warm temperature biases in the upper troposphere are systematically stronger with CU2, in agreement with null or weak convective rainfall amounts. CU1 and CU3 combined with any PBL and MP schemes provide convergent solutions (IES of ~ 1 K) that are often fairly close to radiosonde measurements. Even if the three MP schemes are not explicitly distinguished in Fig. 9, they modulate middle troposphere temperature biases (around 300 hPa), reinforcing the emphasis of cloud cover on vertical profiles of temperature.

Largest moisture biases and IES are often found near the surface and dramatically weaken over 300–400 (700) hPa over Windhoek, Pretoria and Durban (Cape Town). Almost all experiments produce strong positive (negative) surface biases and IES in Windhoek (Durban), while they are relatively weak over Pretoria and Cape Town. The geophysical characteristics of Windhoek and Durban, i.e., complex topography and land–ocean interface, respectively, could explain the divergent behaviour of WRF physics, as well as seasonal moisture convergence (Fig. 7f). That is not the case for Cape Town where vertical profiles are strongly forced by westerly circulation. Systematic cold (Fig. 9c) and wet low-level biases (Fig. 9g) there explain overestimation of relative humidity, which does not affect simulated rainfall (with weak seasonal amounts consistent with GPCP, Fig. 3e, f). In Pretoria, lower-levels (850–700 hPa) tend to be wetter than radiosonde measurements, in possible relationship with too strong advections from the southwest Indian Ocean (Fig. 7b, c). In terms of uncertainties associated with the model physics, the four vertical profiles of air humidity (Fig. 9e–h) are largely influenced by CU and PBL schemes. Biases associated with PBL1 and PBL3 are, respectively, often the driest and the wettest. Since PBL1 produces more rainfall than PBL3 in the southern part of SA (Fig. 6), the air mass

is drier as atmospheric water condensates and turns into rain. MP schemes also contribute to generate uncertainties. This is for instance the case for Pretoria (Fig. 9f), where IES reach a factor 2 (for instance, see the 3 red solid curves at 600 hPa).

5 Uncertainties of simulated rainfall and associated thermodynamics at intraseasonal timescale

Previous sections documented the effects of physical parameterizations on seasonal rainfall amounts and associated thermodynamics. In this section we first discuss the capability of the model to reproduce basic intraseasonal features of the DJF94 season, e.g., the number of rainy days and their average intensity. Uncertainties associated with the chosen physical package are also discussed. In a second step, conditional analyses separating wet and dry days over South Africa are conducted, in order to document the respective behaviour of the physical schemes under such opposite conditions.

5.1 Rainfall intraseasonal features

For each grid point, Figs. 10 and 11 show, respectively, the number of rainy days and their mean intensity, as well as inter-experiment uncertainties and biases, and RMS values for each experiment. Like rainfall amounts (Fig. 1b), the number of observed rainy days (Fig. 10a) is maximal in the center of the region and near the Drakensberg mountains, and minimal in the western (semi-arid region) and eastern parts of the region. WRF succeeds at reproducing this pattern with reasonable accuracy (Fig. 10b). IES, computed as inter-experiment coefficient of variation (Fig. 10c), mostly concerns the driest part of South Africa due to opposite behaviours between CU2 on the one hand, and CU1 and CU3 on the other hand (Fig. 10d). IES is smallest along and near the Drakensberg mountains (Fig. 10c) where almost all experiments simulate too many rainy days there. This could denote too strong sensitivity to orographic forcings, whatever the chosen convective parameterization. Except near the Drakensberg mountains, CU schemes have clearly the strongest influence on the number of rainy days, contributing to major parts of the IES. The number of rainy days is over- (under-) estimated by CU1 and CU3 (CU2, except near the east coast). PBL schemes have a secondary influence, modulating CU scheme behaviour. PBL1 acts to favour more rainy days over the overall domain. Thus the most (less) efficient experiments, in term of number of rainy days, are those for which effects of CU schemes are counterbalanced (amplified) by effects of PBL schemes. RMS errors, which fluctuate from 11 days (E6) to 21 days (E1), are systematically

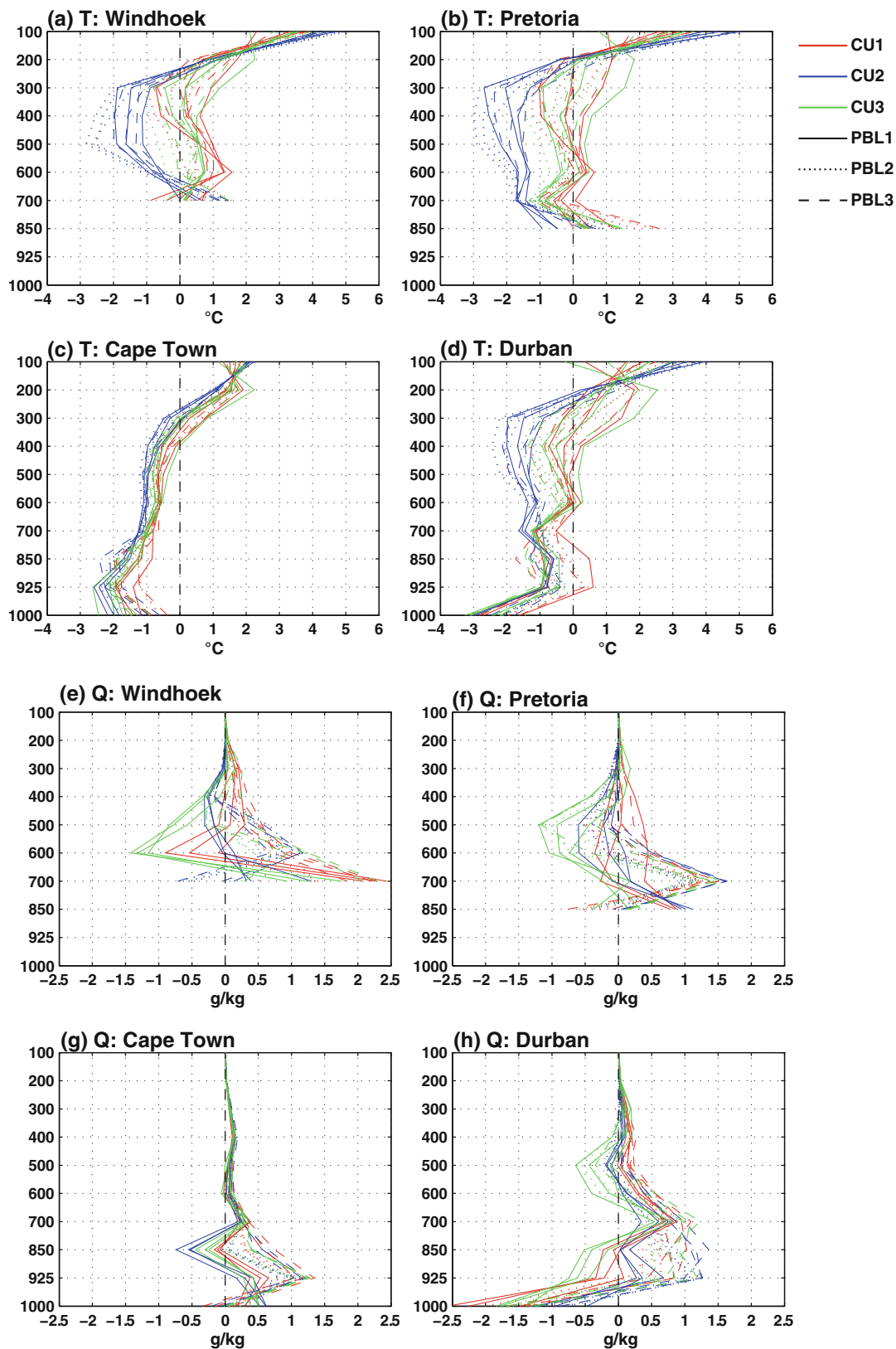
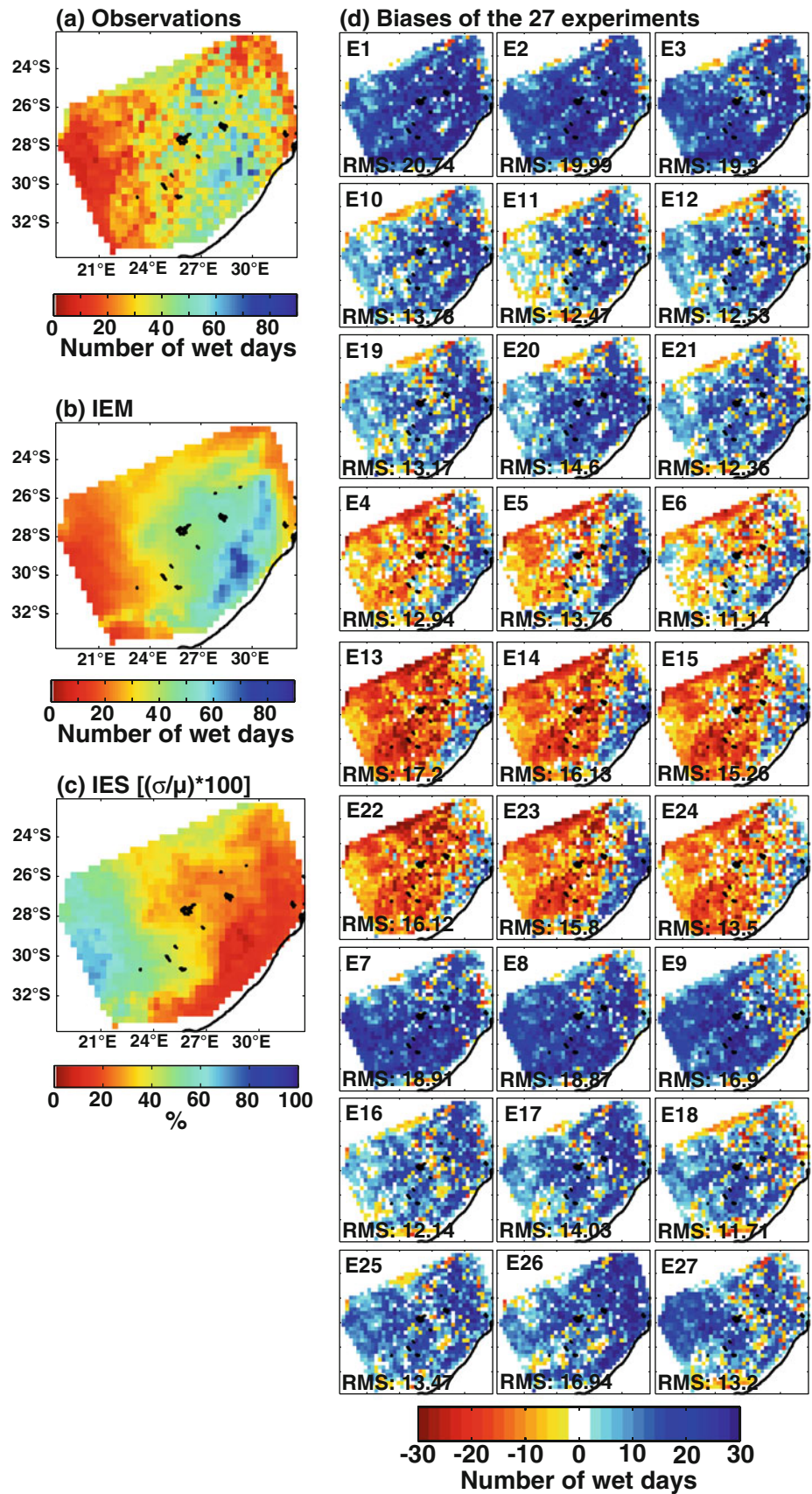


Fig. 9 Seasonal biases of (a–d) air temperature and (e–h) specific humidity of the nearest WRF grid point to the four radiosonde stations shown in Fig. 1b, at 12 h UTC

Fig. 10 Number of rainy days (defined as daily rainfall amounts exceeding 1 mm in each grid) for (a) 5352 rain-gauge records projected onto the WRF grids and (b) IEM during the DJF94 season. c Seasonal IES computed for each grid point as the coefficient of variation between the 27 experiments (in %). d Seasonal biases of the number of rainy days for each experiment against the projected in situ records, and associated RMS values. Experiments are ordered as for Fig. 3f



larger for CU1–3 combined with PBL1 than with PBL2–3. That is strictly the opposite for CU2. Such additive effects result from strong interactions between CU and PBL schemes. They reinforce the idea that the choice of CU and PBL scheme combinations is of primary importance, fully justifying conducting such sensitivity tests to the physics.

Rainfall amounts recorded during rainy days (Fig. 11) show a rather continuous west to east gradient in IEM (Fig. 11b), which is not so clear according to rain-gauge records (Fig. 11a). Compared to observations (Fig. 11a), simulated rainfall amounts are almost systematically higher (Fig. 11b). Largest uncertainties (i.e., inter-experiment coefficient of variation; Fig. 11c) are located in the northern and western part of the domain. From one experiment to another, RMS values fluctuate between 3 mm/day (E25) and 8.5 mm/day (E4). Main differences are again predominantly generated by CU schemes. CU1 over-estimates almost everywhere the mean intensity of rainy days, often by more than 5 mm/day. Both wet and dry biases are produced by CU3; they are generally weak, mainly when combined with PBL2 and PBL3. CU2, which is systematically associated with the largest RMS errors, provides the strongest over-estimations, over the overall domain when combined with PBL1, and in the only center and eastern part when combined with PBL2.

To sum up, over-estimations (under-estimations) of the number of rainy days associated with CU1 and CU3 (CU2) is counterbalanced by under-estimations (over-estimations) of the average intensity of rainy days. Once again the behaviour of CU2 appears as very different from the two other CU schemes, consisting of too few but too abundant rainy days. On the contrary, the probability density function of daily rainfall obtained with CU1 and CU3 seems to be closer to that of rain-gauge records. Seasonal rainfall amounts result thus from very different intraseasonal characteristics.

5.2 Subcontinental thermodynamic features favoring regional rainfall

The differentiate behaviour of each physical package between dry and rainy days is here documented. To that end, the 10% wettest and driest days are selected over the South African domain (Fig. 5). They are, respectively, defined as those for which the number of grid points receiving less than 1 mm/day is smallest (largest). Consequently, the number of occurrences and chronology of selected days differ in all experiments. Spatial coherence of dry days is higher than that of wet days (not shown). For each dry day, at least 80% of grid points receive less than 1 mm/day against 50–60% (30–40%) receiving at least 1 mm/day for CU1 and CU3 (CU2) during wet days.

Vertical cross-sections of the troposphere show significant differences of temperature and humidity (Fig. 12) and wind (Fig. 13) between the wet and dry composites. During rainy days, the air mass is logically wetter over South Africa from the lower levels to the mid-troposphere, and tends to be drier over the Congo Basin (Fig. 12), suggesting a southward shift of the ITCZ (in accordance with Cook et al. 2004). Located around 20°S and 30°S, respectively, low-layer westerly and easterly wind anomalies (Fig. 13) depict more cyclonic circulations over and north of South Africa during rainy days (clearly evident in the 850 hPa geopotential height, not shown), favoring northerly low-layer moisture advections. This cyclonic pattern seems to correspond to the so-called Angola/Namibia low, known to be the tropical source for tropical-temperate interactions and to provide significant rainfall amount in the southern part of SA (e.g., Harrison 1984; Todd and Washington 1998; Vigaud et al. 2009 among others). The strengthening of Angola/Namibia low could explain northerly wind differences in the low troposphere (Fig. 13). The strongest northerly wind anomalies are located between 700 and 400 hPa, from approximately 15°S–20°S to 40°S–45°S, depending on the physical parameterizations. They are favored by a wave structure in the mid-latitude westerlies, with a ridge (trough) located over the western coast around 30°S (off the east coast, 35°S–40°E; not shown). This wave structure coincides with strong westerly differences over South Africa from 700 to 200 hPa (Fig. 13). It is associated with a shift or weakening of the St Helens anticyclone, while the Mascarene anticyclone is reinforced and shifted northwestward. The location of the Mascarene anticyclone favors moisture advections from the south-west Indian Ocean in the interior of subtropical SA (not shown), which then converge in the eastern part of the Angola/Namibia low. The tropical air mass extends further south in relationship with northerly wind anomalies, hence the warmer conditions over South Africa (Fig. 12). Weak surface evaporation (not shown) contributes equally to lower layer warm anomalies, as well as vertical diffusion of sensible heat flux and latent heat release (due to condensation) in the upper layers. In contrast, the mid-latitude temperatures are significantly colder during rainy days. Low-layer cyclonic circulation and westerly wave in upper-layers favor cold air intrusions from higher latitude in the southwestern part of South Africa and further south.

WRF reproduces thus accurately thermodynamic configurations associated with South African rainy events during austral summer, particularly the strengthening of northerly wind around 700 hPa known to favor wet conditions over the southern part of SA (D'Abreton and Tyson 1996; Preston-Whyte and Tyson 1988; Reason and Jagadheesha 2005; Lyon and Mason 2007; Pohl et al. 2007).

Fig. 11 Same as Fig. 10 for the mean intensity of rainy days

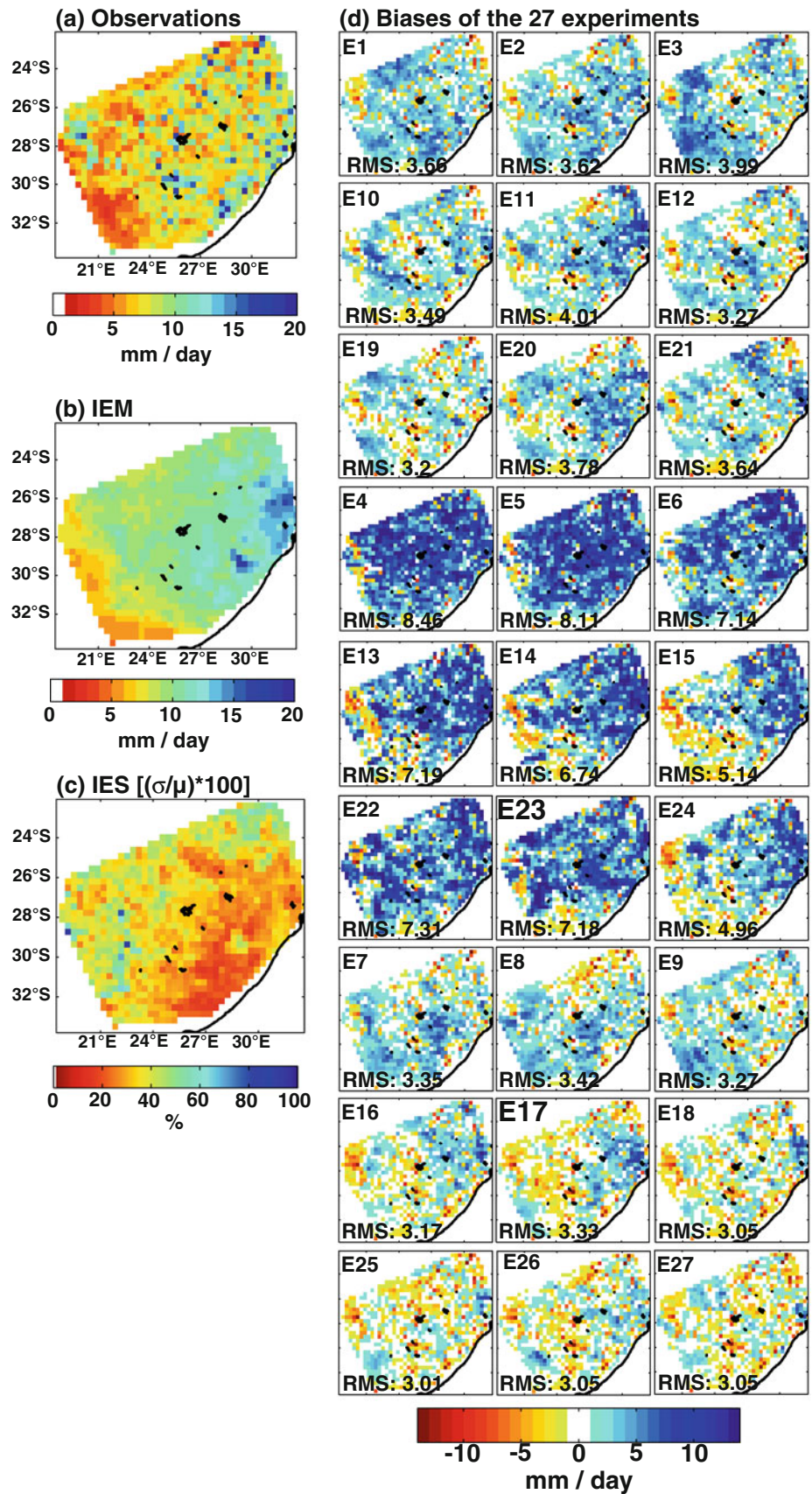


Fig. 12 Vertical cross-sections averaged between 20°E and 30°E showing temperature (colors) and specific humidity (contours) significant differences between the 10 wettest day composite and that of the 10 driest days for each experiment. Significance is computed with a two-tailed Student t test at the 95% confidence level. The 10 wettest (driest) days are selected over the tropical South African shown Fig. 10. The two vertical dashed bars correspond to its maximal latitudinal extension. Experiments are ordered as for Fig. 3f

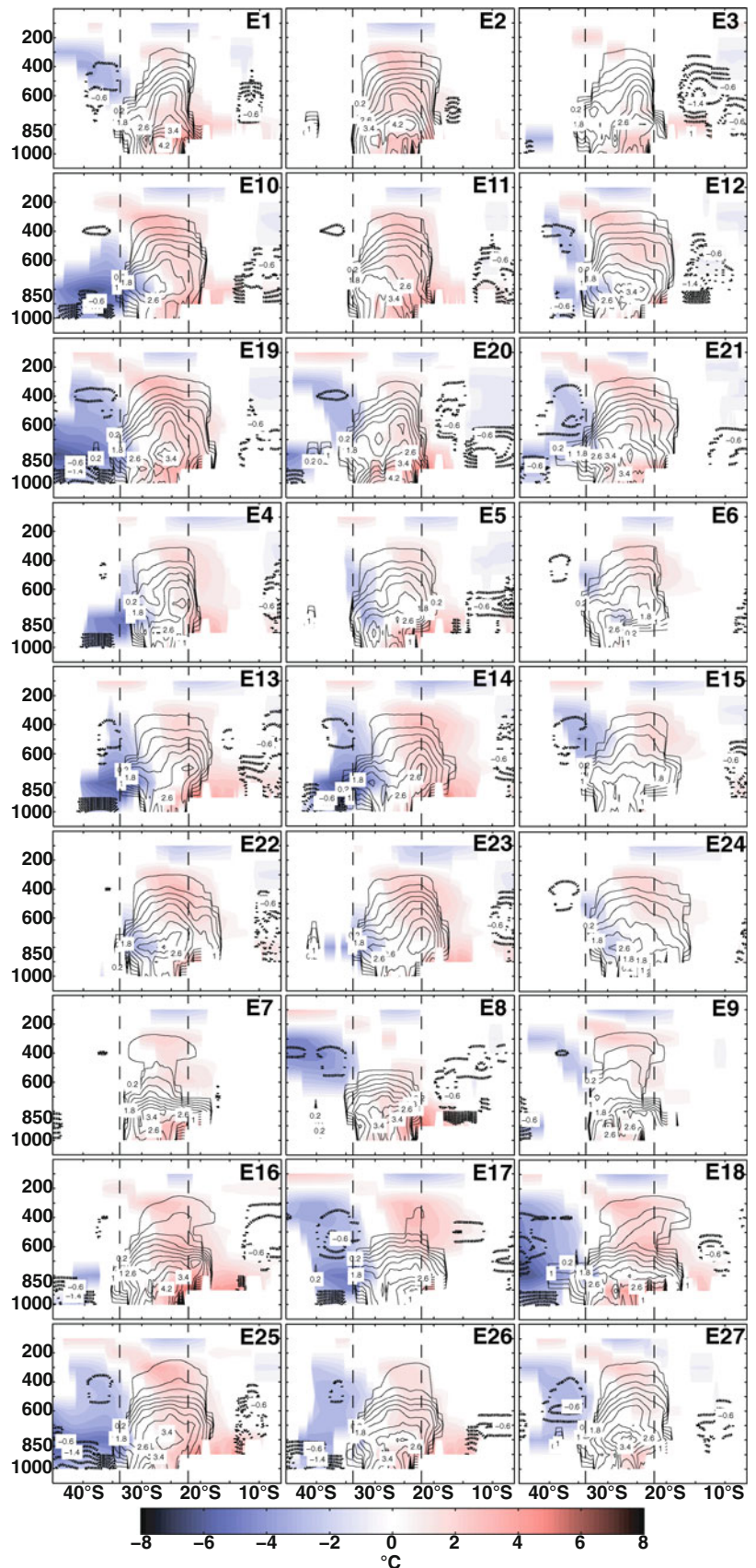
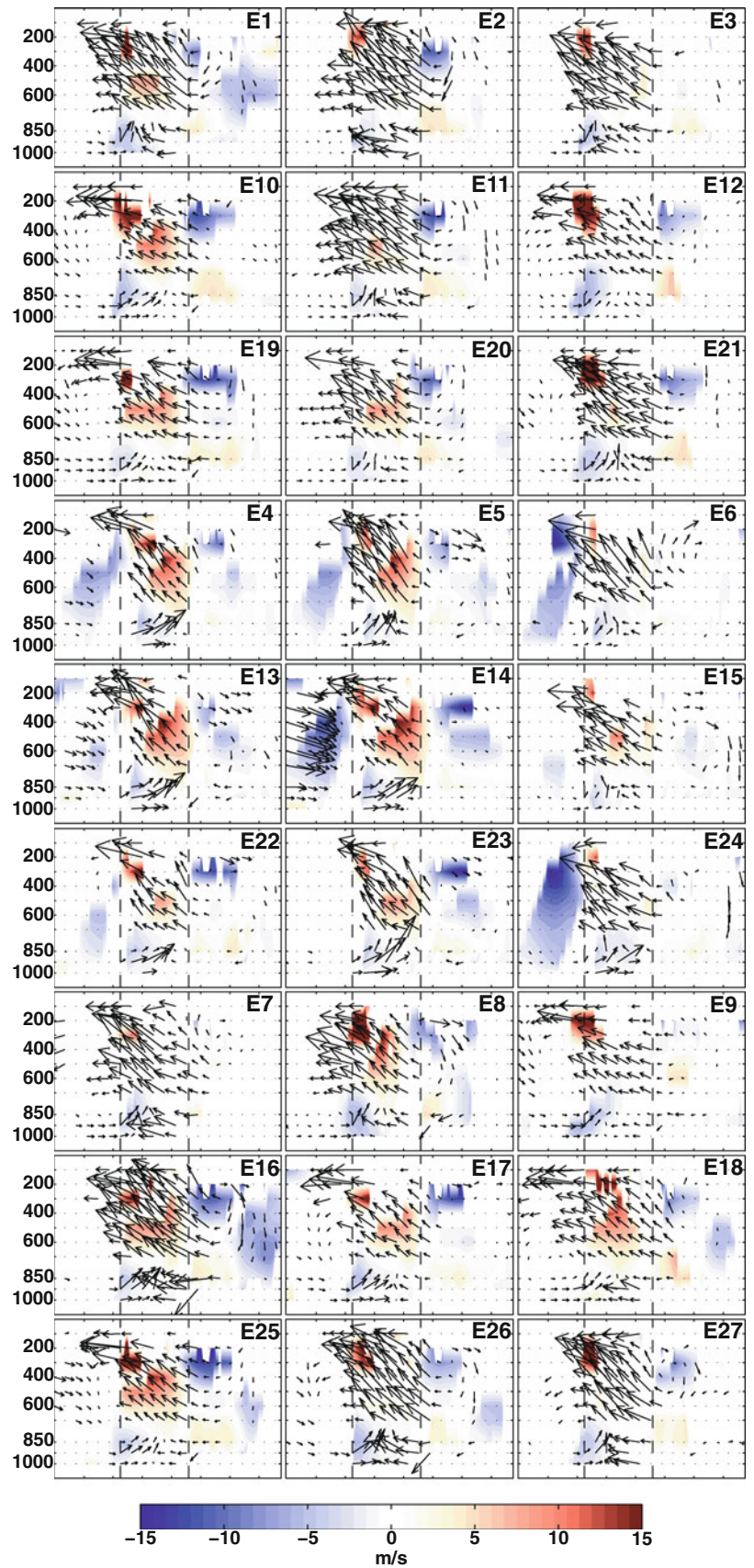


Fig. 13 Same as Fig. 12 for zonal and vertical velocity (*vectors*), and meridional velocity (*colors*)



Inter-experiment differences are rather weak, suggesting that all experiments succeed at reproducing such configurations. Main differences concern the intensity of northerly component of the wind, slightly weaker with CU2 (Fig. 13), and the intensity and thickness of the wave undulation in the mid-latitudes, accompanied by strong variation of cold temperature features. Figures 12 and 13 clearly show non-linearities between the three physical schemes, so that it is difficult to disentangle systematic effect of each type of physical scheme.

6 Summary and conclusion

Twenty-seven experiments parameterized with various physical schemes of cumulus (CU), planetary boundary layer (PBL) and microphysics (MP) are performed over Southern Africa (SA) during the core of a summer rainy season (December to February 1993–1994) representative of the South African rainfall climatology. Aims are to quantify biases of simulated rainfall and associated uncertainties resulting from physical parameterizations at the seasonal timescale. Analyses focus particularly on South Africa, which contains a remarkable network of daily in situ measurement (rainfall, surface temperature and radiosonde).

All experiments succeed at reproducing the two main seasonal rainfall large-scale patterns (Inter-Tropical and South-Indian Convergence Zones). They often correct ERA40 dry biases in southeastern SA due to stronger moisture advections from the south-west Indian Ocean. The geography and amounts of seasonal rainfall are predominantly sensitive to CU and, to a lesser extent, PBL and MP schemes. This is fully in accordance with, e.g., Jankov et al. (2005), who stated that a mixed-physics ensemble approach generally improves the skill score of a climate model. Here, the good skill of inter-experiment seasonal rainfall results essentially from an opposite behaviour between the tested CU schemes. Kain-Fritsch (CU1) and Grell (CU3) tend to produce wet rainfall amount biases, over-estimate the number of rainy days but under-estimate their mean intensities. This is the reverse for the remaining cumulus scheme (Betts-Miller-Janjic, CU2). The observed west to east South African rainfall gradient is accurately simulated (clearly over-estimated) by CU1–3 (CU2). Almost all experiments show strong wet biases near the Drakensberg mountains, possibly related to a too strong topography effect on convection triggering. Mellor-Yamada-Janjic PBL scheme (PBL1), which produces dry biases in the oceanic part of the ITCZ, produces in return wet biases in the tropical part of South Africa, mainly when combined with CU1 and CU3. The latter are reduced with Yonsei (PBL2) and ACM2 (PBL3) PBL schemes, which

tend to produce strong wet biases in the Mozambique Channel when combined with CU1–3 and WSM6 (MP1) or Morrison (MP3) MP schemes. That gives the prominence that any configuration is able to reduce rainfall biases everywhere, as noticed by Jankov et al. (2005). The influences of each type of scheme (CU, PBL, and MP) are approximately additive. In other words, biases associated with each type of scheme can be counterbalanced or increased by the remaining types. For instance, CU1–3 combined with PBL1 produce systematically wetter rainfall biases in South Africa than when combined with Yonsei (PBL2) or ACM2 (PBL3) PBL schemes.

Seasonal 2-m temperature is mainly sensitive to PBL schemes. The South African west to east observed gradient is well simulated, but coastal regions are systematically marked by cold biases. The latter tend to persist with other LSMs (not shown), suggesting deficiencies to simulate accurately land–ocean interface climate, may be linked with prescribed SSTs. Hudson and Jones (2002) found systematic surface cold biases over South Africa for the 1961–1990 DJF period. Our results are more moderated, showing rather warm biases in central South Africa when WRF is configured with PBL3 and mainly PBL2. Flaounas et al. (2010) found that PBL schemes seem to have the strongest influence on temperature and moisture vertical profiles during West African monsoon. We obtained the same result but for surface temperature only. Vertical profiles seem rather to be primarily influenced by CU schemes for temperature and CU-PBL combinations for moisture in the southern part of SA. MP schemes also affect vertical temperature and moisture profiles via modulations of the radiative budget (not shown), but their influence remains negligible at seasonal timescale.

Intraseasonal thermodynamic patterns are investigated to verify the ability of WRF to simulate key features producing rainfall in the tropical part of South Africa. During rainy days, most experiments simulate northerly wind anomalies resulting from an enhancement of Angola/Namibia low coupled with a mid-latitude westerly wave in upper-layers, favoring warm moist air advection from tropical latitudes and south-west Indian Ocean, respectively. These circulation features are known to produce rainfall on South Africa (D'Abreton and Tyson 1996; Preston-Whyte and Tyson 1988; Cook et al. 2004; Reason and Jagadheesha 2005; Lyon and Mason 2007; Pohl et al. 2007; Vigaud et al. 2009), suggesting that WRF is a good tool to study still misunderstood summer rainfall mechanisms in South Africa.

For computational reasons, we could not test the influence of the physical package on the simulation of contrasted (abnormally dry and wet) rainy seasons. Biases associated with some physical schemes suggest nonetheless that CU2 and PBL1 are little appropriate for southern

African summer climate during austral summer. Further analyses are now needed to investigate the ability of WRF to simulate interannual climate variability over SA. Day-to-day variability could also attract future work, through a multi-member ensemble approach useful to disentangle external and internal variability.

Acknowledgments Rainfall and 2-m air temperature was provided by the South African Water Research Commission. Radiosondes are available freely from the Wyoming University web site (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). ECMWF ERA-40 data was provided by the ECMWF Meteorological Archival and Retrieval System (MARS) Data Server. WRF was provided by the University Corporation for Atmospheric Research (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html). The authors are grateful to Sivarajan Sijkumar, Thierry Castel, Pascal Roucou and Nicolas Vigaud for helpful discussions on WRF. Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB (Université de Bourgogne).

References

- Alexandru A, De Elia R, Laprise R (2007) Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Mon Weather Rev* 135:3221–3238
- Anyah RO, Semazzi FHM (2004) Simulation of the sensitivity of Lake Victoria basin climate to lake surface temperatures. *Theor Appl Climatol* 79:55–69
- Arakawa A (2004) The cumulus parameterization problem: past, present, and future. *J Clim* 17:2493–2525
- Arakawa A, Schubert W (1974) Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. *J Atmos Sci* 31:674–701
- Betts AK (1986) A new convective adjustment scheme. Part I: observational and theoretical basis. *Q J R Meteorol Soc* 112:677–691
- Betts AK, Miller MJ (1986) A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Q J R Meteorol Soc* 112:693–709
- Blamey RC, Reason CJC (2009) Numerical simulation of a mesoscale convective system over the east coast of South Africa. *Tellus* 61:17–34
- Bright D, Mullen S (2002) The sensitivity of the numerical simulation of the southwest monsoon boundary layer to the choice of PBL turbulence parameterization in MM5. *Weather Forecast* 17:99–114
- Challa V, Indracanti J, Rabarison M, Patrick C, Baham J, Young J, Hughes R, Hardy M, Swanier S, Yerramilli A (2009) A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast. *Atmos Res* 91:9–25
- Chen F, Mitchell K, Schaake J, Xue Y, Pan H, Koren V, Duan Q, Ek M, Betts A (1996) Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J Geophys Res* 101:7251–7268
- Cook KH (2000) The South Indian Convergence Zone and interannual rainfall variability over Southern Africa. *J Clim* 13:3789–3804
- Cook C, Reason CJC, Hewitson BC (2004) Wet and dry spells within particularly wet and dry summers in the South African summer rainfall region. *Clim Res* 26:17–31
- Crétat J, Richard Y, Pohl B, Rouault M, Reason C, Fauchereau N (2010) Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer. *Int J Climatol*. doi:10.1002/joc.2266
- D’Abreton PC, Lindsay JA (1993) Water vapour over southern Africa during wet and dry early and late summer months. *Int J Climatol* 13:151–170
- D’Abreton PC, Tyson PD (1996) Three-dimensional kinematic trajectory modelling of water vapour transport over southern Africa. *Water SA* 22:297–306
- Dai A (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J Clim* 19:4605–4630
- Denis B, Laprise R, Caya D (2003) Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Clim Dyn* 20:107–126
- Diaconescu EP, Laprise R, Sushama L (2007) The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate of a nested regional climate model. *Clim Dyn* 28:333–350
- Dudhia J (1989) Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci* 46:3077–3107
- Duffy P, Govindasamy B, Iorio J, Milovich J, Sperber K, Taylor K, Wehner M, Thompson S (2003) High-resolution simulations of global climate, part 1: present climate. *Clim Dyn* 21:371–390
- Engelbrecht FA, de Rautenbach CJW, McGregor JL, Katzfey JJ (2002) January and July climate simulations over the SADC region using the limited area model DARLAM. *Water SA* 28:361–373
- Flaounas E, Bastin S, Janicot S (2010) Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Clim Dyn*. doi:10.1007/s00382-010-0785-3
- Gallus W Jr (1999) Eta simulations of three extreme precipitation events: sensitivity to resolution and convective parameterization. *Weather Forecast* 14:405–426
- Gochis D, Shuttleworth W, Yang Z (2002) Sensitivity of the modeled North American monsoon regional climate to convective parameterization. *Mon Weather Rev* 130:1282–1298
- Grell GA (1993) Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon Weather Rev* 121:764–787
- Grell GA, Dévényi D (2002) A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys Res Lett*. doi:10.1029/2002GL015311
- Harrison MSJ (1984) A generalized classification of South African summer rain-bearing synoptic systems. *IJC* 4:547–560
- Hewitson B, Reason CJC, Tennant W, Jack C, Mackellar N, Lennard C, Hansingo K, Walawege R, Mdoka M (2004) Dynamical modelling of the present and future climate system. Technical Report to the Water Research Commission, Report No. 1154/04, Pretoria, South Africa
- Hong SY, Lim JOJ (2006) The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J Kor Meteorol Soc* 42:129–151
- Hong SY, Noh Y, Dudhia J (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev* 134:2318–2341
- Hudson DA, Jones RG (2002) Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa. Hadley Centre Technical Note N 39, 42 pp
- Im E, Ahn J, Remedio A, Kwon W (2008) Sensitivity of the regional climate of East/Southeast Asia to convective parameterizations in the RegCM3 modelling system. Part 1: focus on the Korean peninsula. *Int J Climatol* 28:1861–1877
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007) Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. In: Solomon S et al. (Eds) Cambridge Univ. Press, Cambridge. Available at <http://www.ipcc.ch/>
- Iorio J, Duffy P, Govindasamy B, Thompson S, Khairoutdinov M, Randall D (2004) Effects of model resolution and subgrid-scale

- physics on the simulation of precipitation in the continental United States. *Clim Dyn* 23:243–258
- Janjic ZI (1994) The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon Weather Rev* 122:927–945
- Janjic ZI (2002) Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso model. NCEP Office Note N 437, 61 pp
- Jankov I, Gallus A Jr (2004) Some contrasts between good and bad forecasts of warm season MCS rainfall. *J Hydrol* 288:122–152
- Jankov I, Gallus W Jr, Segal M, Shaw B, Koch S (2005) The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Weather Forecast* 20:1048–1060
- Joubert AM, Katzfey JJ, McGregor JL, Ngunyen KC (1999) Simulating midsummer climate over southern Africa using a nested regional climate model. *J Geophys Res* 104:19015–19025
- Jury MR, Nkosi SE (2000) Easterly flow in the Tropical Indian Ocean and climate variability over South-East Africa. *Water SA* 26:147–152
- Jury MR, McQueen C, Levey K (1994) SOI and QBO signals in the African region. *Theor Appl Climatol* 50:103–115
- Jury MR, Pathack B, Rautenbach CJDW, Vanheerden J (1996) Drought over South Africa and Indian Ocean SST: statistical and GCM results. *Global Ocean Atmos Syst* 4:47–63
- Kain JS (2004) The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J Appl Meteor* 43:170–181
- Kimoto M, Yasutomi N, Yokoyama C, Emori S (2005) Projected changes in precipitation characteristics near Japan under the global warming. *SOLA* 1:85–88
- Koren V, Schaake J, Mitchell K, Duan Q, Chen F, Baker J (1999) A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. *J Geophys Res* 104:19569–19585
- Krichak S, Alpert P, Kunin P (2010) Numerical simulation of seasonal distribution of precipitation over the Eastern Mediterranean with a RCM. *Clim Dyn* 34:47–59
- Kumar O, Rao S, Krishna K (2009) Role of cumulus parameterization schemes in simulating heavy rainfall episodes off the coast of Maharashtra state during 28 June–4 July 2007. *Meteorol Atmos Phys* 105:167–179
- Laing AG, Fritsch JM (1997) The global population of mesoscale convective complexes. *Q J R Meteorol Soc* 123:389–405
- Leduc M, Laprise R (2009) Regional climate model sensibility to domain size. *Clim Dyn* 32:833–854
- Leung L, Qian Y, Bian X, Washington W, Han J, Roads J (2004) Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the Western United States. *Clim Change* 62:75–113
- Liang XZ, Xu M, Kunkel KE, Grell GA, Kain JS (2007) Regional climate model simulation of U.S.–Mexico summer precipitation using the optimal ensemble of two cumulus parameterizations. *J Clim* 20:5201–5207
- Lim J, Hong S (2005) Effects of bulk ice microphysics on the simulated monsoonal precipitation over East Asia. *J Geophys Res*. doi:10.1029/2005JD006166
- Lindesay JA (1988) South African rainfall, the Southern Oscillation and a Southern Hemisphere semi-annual cycle. *Int J Climatol* 8:17–30
- Liu Y, Guo L, Wu G, Wang Z (2010) Sensitivity of ITCZ configuration to cumulus convective parameterizations on an aqua planet. *Clim Dyn* 34:223–240
- Lynch SD (2003) Development of a raster database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa. WRC Rep. N 1156/1/03, 78 pp
- Lyon B, Mason SJ (2007) The 1997–1998 summer rainfall season in southern Africa. Part I: observations. *J Clim* 20:5134–5148
- Mason SJ (1995) Sea-surface temperature—South African rainfall associations, 1910–1989. *Int J Climatol* 15:119–135
- Mazarakis N, Kotroni V, Lagouvardos K, Argiriou AA (2009) The sensitivity of numerical forecasts to convective parameterization during the warm period and the use of lightning data as an indicator for convective occurrence. *Atmos Res* 94:704–714
- Mellor GL, Yamada T (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys Space Phys* 20:851–875
- Mlawer E, Taubman S, Brown P, Iacono M, Clough S (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J Geophys Res* 102:16663–16682
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V (2009) Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one- and two-moment schemes. *Mon Weather Rev* 137:991–1007
- New M, Washington R, Jack C, Hewitson B (2003) Sensitivity of southern African climate to soil-moisture. *CLIVAR Exch* 8:45–47
- Pleim JE (2007a) A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: model description and testing. *J Appl Meteor Climatol* 46:1383–1395
- Pleim JE (2007b) A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: application and evaluation in a mesoscale meteorological model. *J Appl Meteor Climatol* 46:1396–1409
- Poccard I, Janicot S, Camberlin P (2000) Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over Tropical Africa. *Clim Dyn* 16:897–915
- Pohl B, Richard Y, Fauchereau N (2007) Influence of the Madden-Julian Oscillation on southern African summer rainfall. *J Clim* 20:4227–4242
- Preston-Whyte R, Tyson P (1988) The atmosphere and weather of Southern Africa. Oxford University Press, Cape Town, p 334
- Rao Y, Hatwar H, Salah A, Sudhakar Y (2007) An experiment using the high resolution Eta and WRF models to forecast heavy precipitation over India. *Pure Appl Geophys* 164:1593–1615
- Rauscher SA, Seth A, Qian JH, Camargo SJ (2006) Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America. *Theor Appl Climatol* 86:229–246
- Reason CJC (2001) Subtropical Indian Ocean SST dipole events and Southern African rainfall. *Geophys Res Lett* 28:2225–2227
- Reason CJC (2002) Sensitivity of the southern African circulation to dipole sea-surface temperature patterns in the South Indian Ocean. *Int J Climatol* 22:377–393
- Reason CJC, Jagadheesha D (2005) A model investigation of recent ENSO impacts over southern Africa. *Meteorol Atmos Phys* 89:181–205
- Reason CJC, Rouault M (2002) ENSO-like decadal variability and South African rainfall. *Geophys Res Lett* 29:16.1–16.4
- Rouault M, Richard Y (2003) Intensity and spatial extension of drought in South Africa at different time scales. *Water SA* 29:489–500
- Rouault M, Richard Y (2005) Intensity and spatial extent of droughts in Southern Africa. *Geophys Res Lett*. doi:10.1029/2005GL022436
- Rouault M, Reason CJC, Lutjeharms JRE, Beljaars ACM (2003) Underestimation of latent and sensible heat fluxes above the Agulhas Current in NCEP and ECMWF analyses. *J Clim* 16:776–782
- Schulze R, Maharaj M (2004) Development of a database of gridded daily temperatures for Southern Africa. WRC Rep. N 1156/2/04, 81 pp
- Seth A, Giorgi F (1998) The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J Clim* 11:2698–2712

- Skamarock W, Klemp JB, Dudhia J, Gill D, Barker D, Duda M, Huang X, Wang W, Powers J (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN\u20132013/475 + STR, 123 pp. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf
- Sylla MB, Gaye AT, Pal JS, Jenkins GS, Bi XQ (2009) High-resolution simulations of West African climate using regional climate model (RegCM3) with different lateral boundary conditions. *Theor Appl Climatol* 98:293–314
- Tadross MA, Hewitson BC, Usman MT (2005a) The interannual variability of the onset of the maize growing season over South Africa and Zimbabwe. *J Clim* 18:3356–3372
- Tadross M, Jack C, Hewitson B (2005b) On RCM-based projections of change in southern African summer climate. *Geophys Res Lett*. doi:10.1029/2005GL024460
- Tadross M, Gutowski W Jr, Hewitson B, Jack C, New M (2006) MM5 simulations of interannual change and the diurnal cycle of Southern African regional climate. *Theor Appl Climatol* 86:63–80
- Tchotchou L, Kamba M (2010) Sensitivity of the simulated African monsoon of summers 1993 and 1999 to convective parameterization schemes in RegCM3. *Theor Appl Climatol* 100:207–220
- Tennant W (2003) An assessment of intraseasonal variability from 13-yr GCM simulations. *Mon Weather Rev* 131:1975–1991
- Todd MC, Washington R (1998) Extreme daily rainfall in southern African and southwest Indian Ocean tropical-temperate links. *S Afr J Sci* 94:64–70
- Todd MC, Washington R, Palmer PI (2004) Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over Southern Africa and the Southwest Indian Ocean. *Int J Climatol* 24:555–568
- Trenberth KE (1991) Climate diagnostics from global analyses: conservation of mass in ECMWF analyses. *J Clim* 4:707–722
- Trenberth KE, Stepaniak P, Hurrell JW, Fiorino M (2001) Quality of reanalyses in the Tropics. *J Clim* 14:1499–1510
- Tyson PD (1986) *Climatic change and variability in Southern Africa*. Oxford University Press, Cape Town, p 220
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VDC, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van de Berg L et al (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N (2007) Water vapour transport from the tropical Atlantic and summer rainfall in tropical southern Africa. *Clim Dyn* 28:113–123
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N (2009) Moisture transport between the South Atlantic Ocean and Southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. *Clim Dyn* 32:113–123
- Wakazuki Y, Kanada S, Muroi C, Hashimoto A, Kato T, Nakamura M, Noda A, Yoshizaki M, Yasunaga K (2007) Regional climate projection experiments on the Baiu frontal activity around the Japan islands using a non-hydrostatic cloud-system-resolving model. *J Earth Sim* 8:13–25
- Waliser D, Gautier C (1993) A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J Clim* 6:2162–2174
- Wang W, Seaman N (1997) A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Mon Weather Rev* 125:252–278
- Wehner M, Smith R, Bala G, Duffy P (2010) The effect of horizontal resolution on simulation of very extreme US precipitation events in a global atmosphere model. *Clim Dyn* 34:241–247
- Williams C, Kniveton D, Layberry R (2010) Assessment of a climate model to reproduce rainfall variability and extremes over Southern Africa. *Theor Appl Climatol* 99:9–27
- Wisse J, Vilà-Guerau de Arellano J (2004) Analysis of the role of the planetary boundary layer schemes during a severe convective storm. *Ann Geophys* 22:1861–1874
- Wolter K, Timlin MS (1993) Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. 17th Climate Diagnostics Workshop Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., University of Oklahoma: 52–57
- Xie P, Janowiak JE, Arkin PA, Adler R, Gruber A, Ferraro R, Huffman GJ, Curtis S (2003) GPCP pentad precipitation analyses: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J Clim* 16:2197–2214
- Zanis P, Douvis C, Kapsomenakis I, Kioutsoukias I, Melas D, Pal JS (2009) A sensitivity study of the regional climate model (RegCM3) to the convective scheme with emphasis in Central Eastern and Southeastern Europe. *Theor Appl Climatol* 97:327–337

2.2.2. Analyses complémentaires

Après avoir synthétisé l'influence de chaque schéma sur la variabilité spatio-temporelle du champ pluviométrique en Afrique du Sud, cette section étend l'analyse de la sensibilité du climat simulé aux flux de chaleurs sensible et latente, variables de plus en plus demandées pour les études d'impact (hydrologiques, agronomiques, écologiques). Les différents termes du bilan radiatif ne sont pas analysés parce que les interactions entre les trois types de schémas testés et les schémas ondes longues et ondes courtes sont mineures (non montré).

2.2.2.1. Synthèse des résultats pour la pluviométrie sud-africaine

La Figure 2.2 synthétise les principales différences entre les expériences WRF et quantifie à la fois leur valeur ajoutée potentielle par rapport à ERA40 et l'impact de chaque schéma sur la pluviométrie sud-africaine, tant spatialement que temporellement.

- *Spatialement*

Spatialement (Fig. 2.2a), **les schémas physiques testés impactent peu la géographie de la pluviométrie saisonnière**, avec une faible variation des coefficients de corrélation d'une expérience à une autre (+0.6 à +0.75), traduisant probablement un fort contrôle topographique. Cette géographie est plus réaliste dans WRF que dans ERA40 (0.58) dont la résolution est trop grossière pour restituer ce forçage. KF (BMJ) est le schéma fournissant les structures spatiales les plus (moins) conformes aux observations. Au contraire, KF (GD) est associé aux RMS (Root Mean Square : moyenne quadratique des erreurs) les plus élevées (faibles). **GD apparaît donc comme un compromis satisfaisant.**

Les incertitudes maximales concernent l'intensité du gradient pluviométrique zonal et les quantités précipitées. Les valeurs des deux métriques correspondantes varient du simple au triple et sont systématiquement plus élevées que celles obtenues avec ERA40, qui tend à sous-estimer l'intensité du gradient et les cumuls précipités. Les trois diagrammes de la colonne de gauche (Fig. 2.2a) permettent de distinguer l'influence de chaque type de schéma sur la variabilité spatiale de la pluviométrie saisonnière. Conformément à Crétat et *al.* (2011a), cette dernière est fortement contrôlée par les schémas convectifs. Les configurations

paramétrées avec GD (BMJ) limitent (exacerbent) l'intensité du gradient et les biais, les rendant aptes (inaptes) à restituer une information saisonnière pertinente en Afrique du Sud, comparativement aux observations. Les configurations paramétrées avec KF correspondent, quant à elles, à des configurations intermédiaires.

- *Temporellement*

Temporellement (Fig. 2.2b), **les schémas convectifs sont encore une fois les seuls à exercer une nette influence sur le champ pluviométrique**. Cette influence est d'ailleurs plus marquée que spatialement, faisant varier aussi bien la covariabilité jour à jour (bien qu'il faille rester prudent sans approche ensembliste) que l'intensité des variations et les quantités associées. **Les incertitudes maximales concernent les fluctuations jour à jour de l'indice pluviométrique sud-africain**, avec une covariabilité variant de 0.3 à 0.7 entre les observations et les 27 configurations. De ce point de vue, BMJ est le schéma convectif le plus performant et le moins sensible aux autres schémas testés (ce qui se traduit par une faible dispersion des points bleus : Fig. 2.2b), et KF, le schéma le moins performant et soumis à une variabilité interne maximale (forte dispersion du nuage de points rouges sur la Fig. 2.2b). ERA40 présente une covariabilité systématiquement plus proche des observations que WRF, ce qui s'explique par l'assimilation d'observations. En revanche, ERA40 sous-estime l'intensité de ces fluctuations, tandis que WRF les surestime jusqu'à un facteur 2. Cette surestimation n'est pour autant pas inquiétante, pouvant résulter d'un problème méthodologique lié à la comparaison entre des données ponctuelles interpolées cubiquement et des points de grille prenant en compte l'hétérogénéité de la végétation et de l'occupation du sol.

Notons que les mêmes analyses ont été conduites sur le champ de température à deux mètres. Les résultats suggèrent une sensibilité modérée de la variabilité spatio-temporelle de ce champ aux schémas testés (sensibilité résultant essentiellement des schémas de PBL, non montré), champ susceptible d'être davantage impacté par les LSM et les schémas radiatifs.

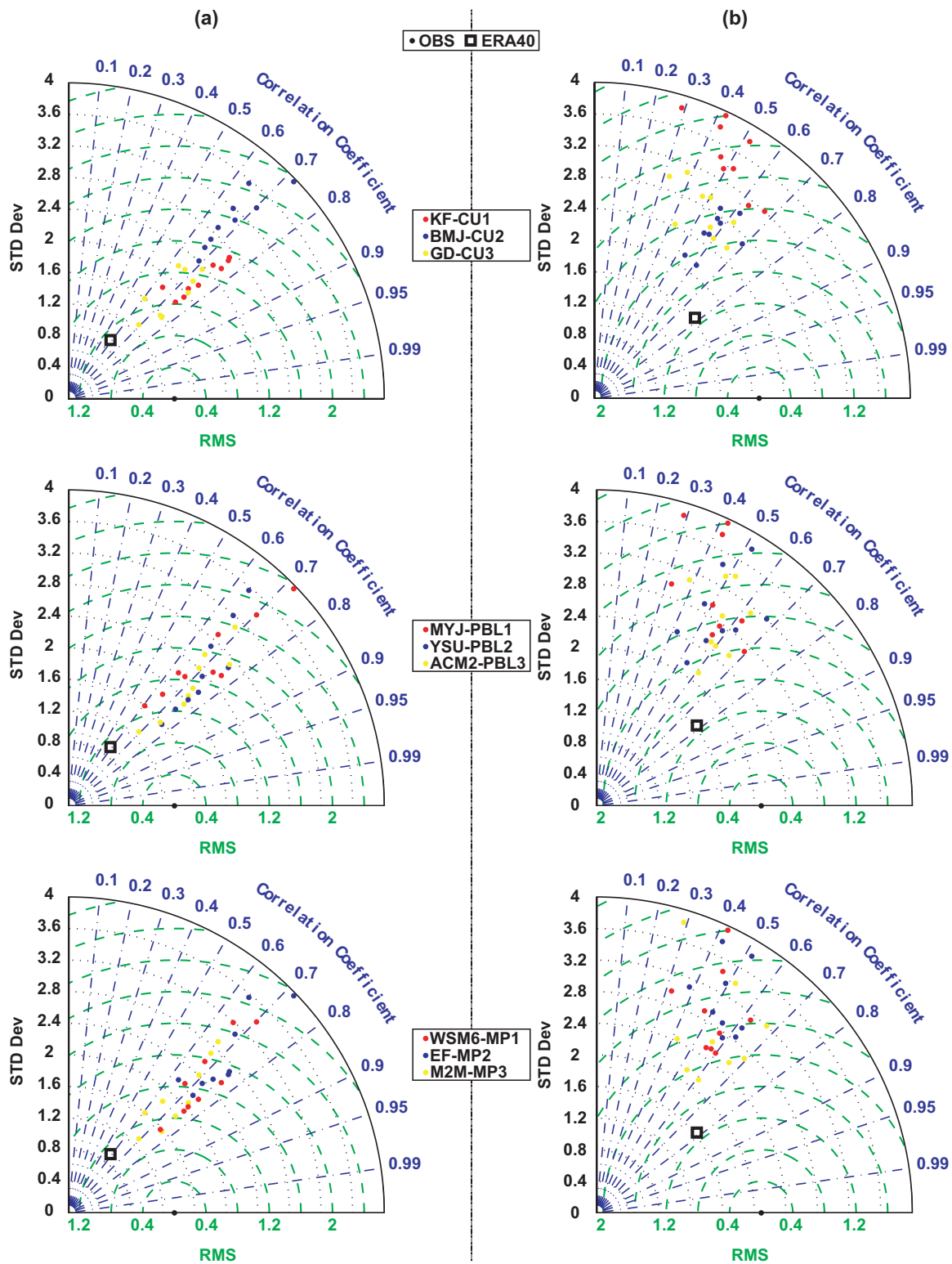


Figure 2.2 : Diagramme de Taylor (Taylor, 2001) de la variabilité (a) spatiale et (b) temporelle des pluies sud-africaines observées, réanalysées et simulées par WRF. Les coordonnées radiales et angulaires indiquent respectivement l'écart-type de chaque jeu de données et les corrélations entre ERA40 / WRF et les observations. La distance entre les observations et chaque expérience WRF / ERA40 est proportionnelle à l'erreur quadratique moyenne (RMS) calculée sur les biais. Les trois diagrammes de la colonne de gauche (droite) représentent la même information en distinguant les trois types de schémas testés, *i.e.* convection, PBL et microphysique respectivement.

2.2.2.2. Flux de chaleurs sensible et latente

Les flux de chaleurs sensible et latente contribuent à équilibrer le bilan radiatif entre la surface et l'atmosphère. De plus, ils sont respectivement cruciaux pour le développement de dépressions thermiques dans les régions semi-arides du sud-ouest de l'Afrique australe, et pour alimenter les précipitations de l'Afrique australe.

- *Géographie saisonnière*

- ✓ *Interface océan-atmosphère*

La **géographie saisonnière** des flux de chaleurs sensible et latente restituée par la moyenne des 27 configurations (Fig. 2.3a) est **conforme à celle estimée par OAFlux** (Fig. 2.3b), avec une corrélation spatiale de +0.73 et +0.91 (Fig. 2.4a). Les flux de chaleur sensible sont très faibles partout, avec des valeurs inférieures à 20 W.m^{-2} et un pic de $\sim 40 \text{ W.m}^{-2}$ dans la zone de réflexion du courant des Aiguilles. Les flux de chaleur latente sont nettement plus forts partout, particulièrement au-dessus des courants chauds du canal du Mozambique et de la zone de réflexion des Aiguilles. Ces deux régions constituent des sources d'humidité capitales pour les précipitations en Afrique australe. Les flux de chaleur latente du canal du Mozambique y sont advectés *via* les flux d'est / sud-est de la branche nord de l'anticyclone des Mascareignes, au sud de Madagascar ; ceux de la zone de réflexion des Aiguilles étant advectés *via* des dépressions transitoires au sein de la circulation d'ouest des moyennes latitudes.

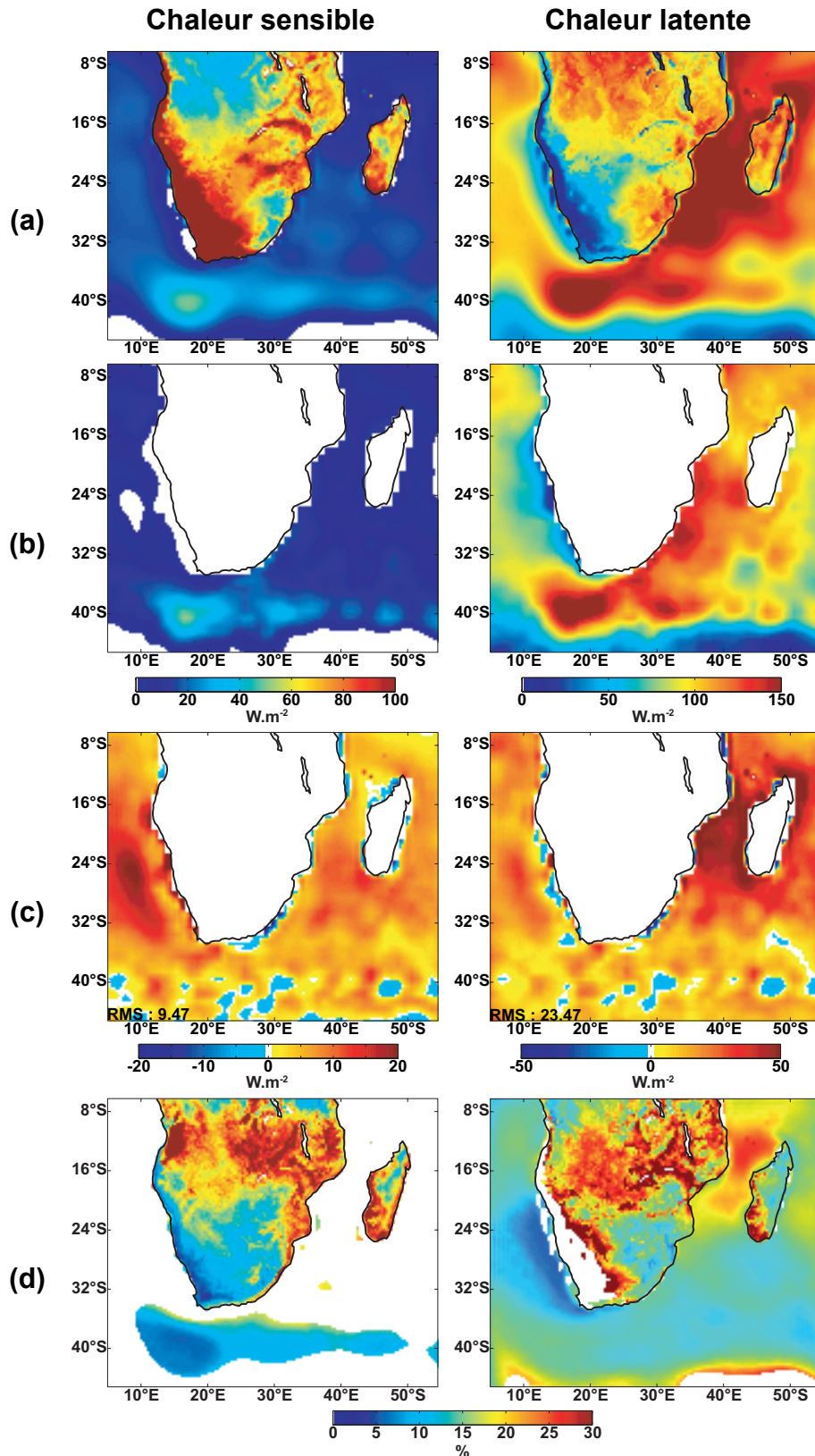


Figure 2.3 : Flux saisonniers de chaleur sensible et latente selon (a) la moyenne inter-expériences et (b) OAFlux. (c) Biais saisonniers et RMS associée. (d) Coefficients de variation inter-expériences pour les points de grille dont les flux saisonniers dépassent 20 W.m^{-2} et 40 W.m^{-2} , respectivement.

Les coefficients de corrélation spatiale calculés entre le flux saisonnier de chaleur latente d'OAFflux et ceux de chaque expérience sont systématiquement très forts (Fig. 2.4a : $+0.84 \leq r \leq +0.92$). **Le comportement univoque de WRF à l'interface océan-atmosphère suggère que le forçage climatique commun** (les TSO forçant l'atmosphère en protocole AMIP) **contrôle davantage la répartition spatiale des flux saisonniers de chaleur latente que les paramétrisations testées** ; les fortes relations découlant, quant à elles, du fait que les TSO ERA40 sont utilisées à la fois pour forcer WRF et pour la construction du fichier OAFflux. Les TSO exercent une influence plus faible sur les flux de chaleur sensible, dont les corrélations spatiales sont nettement moins fortes et plus sensibles à la physique testée (Fig. 2.4a : r fluctuant de $+0.63$ à $+0.77$).

Parmi les schémas testés, **les schémas de PBL exercent le contrôle le plus important** (Fig. 2.4a : MYJ et ACM2 donnant souvent les moins bons et les meilleurs score, respectivement).

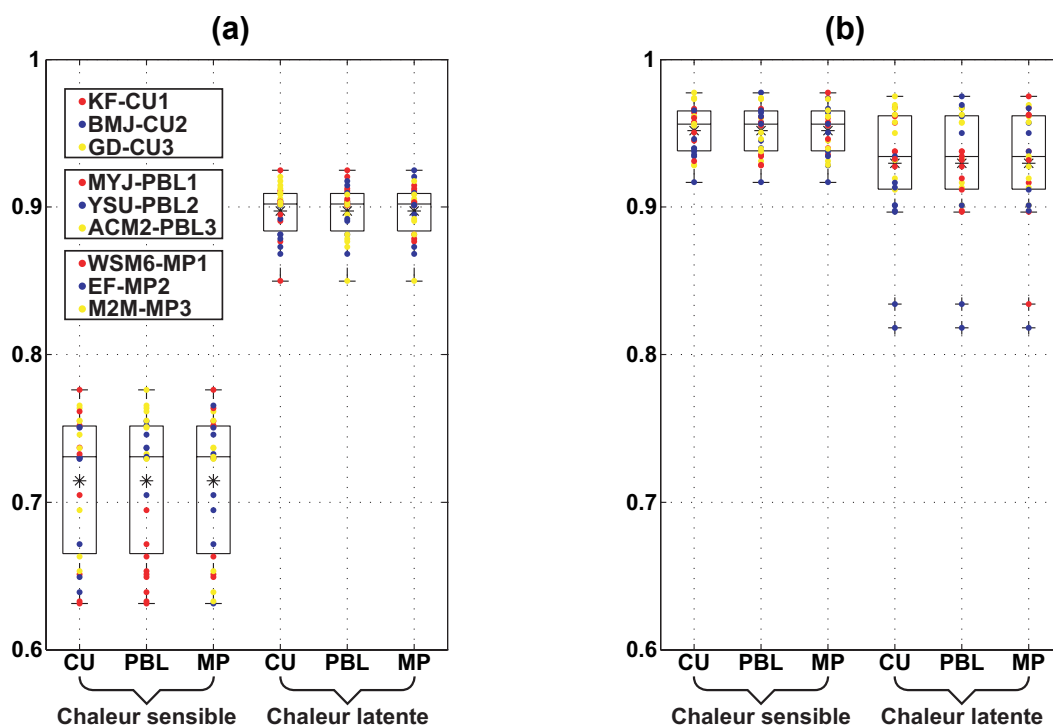


Figure 2.4 : Boîtes à moustache montrant la dispersion des corrélations spatiales (r de Bravais-Pearson) entre les structures saisonnières des flux de chaleur de chaque expérience et (a) celle estimée par OAFflux à l'interface océan-atmosphère ; (b) celle restituée par la moyenne inter-expériences à l'interface continent-atmosphère. (a-b) Les trois lignes des boîtes indiquent, de bas en haut, le 1^{er} quartile, la médiane et le 3^{ème} quartile. L'étoile noire correspond à la moyenne. La moustache basse (haute) est placée 1.5 fois plus bas (haut) que le 1^{er} (3^{ème}) quartile. Les points colorés correspondent à chacun des trois schémas de CO / PBL / MP testés.

✓ *Interface continent-atmosphère*

Malgré l'absence de mesures à l'interface continent-atmosphère, empêchant de vérifier sa robustesse, la géographie des flux de chaleur simulés au pas de temps saisonnier (Fig. 2.3a) paraît cohérente avec celles de l'occupation du sol (Fig. 1.3b) et de la pluviométrie saisonnière (Fig. 3c dans Crétat *et al.*, 2011a). Les régions les moins pluvieuses (côte namibienne, désert du Kalahari et sud-ouest de l'Afrique du Sud, vallée du Zambèze) sont associées à de forts flux de chaleur sensible en lien avec une faible couverture nuageuse, une faible humidité du sol et l'absence de forêts denses. Les flux de chaleur latente prédominent au contraire dans les régions les plus pluvieuses (ZCIT et est de l'Afrique du Sud) en raison d'une forte disponibilité d'humidité en surface (évaporation du sol et transpiration de la végétation).

Contrairement à l'interface océan-atmosphère, la géographie des flux de chaleur latente est davantage impactée par la physique testée (surtout les schémas de CO) que celle des flux de chaleur sensible. Cependant, les corrélations avec la moyenne des 27 configurations sont systématiquement fortes (Fig. 2.4b : r fluctuant de +0.92 à +0.98 pour les flux de chaleur sensible et de +0.89 à +0.97 (exceptées deux expériences) pour les flux de chaleur latente), justifiant de ne pas discuter de l'influence de chaque schéma sur les structures saisonnières des flux de chaleur à l'interface continent-atmosphère.

- *Biais et différences*

✓ *Interface océan-atmosphère*

Quel que soit le champ considéré, les biais de WRF (Figs. 2.3c et 2.5) sont pratiquement tous positifs à l'interface océan-atmosphère. Les flux saisonniers de chaleur latente (sensible) de la moyenne inter-expériences (Fig. 2.3a-b) étant très forts (faibles), ils sont logiquement davantage surestimés, avec une RMS de 23.5 W.m^{-2} (contre 9.5 W.m^{-2} pour la chaleur sensible), et sont associés à une fourchette d'incertitudes deux fois plus importante (Fig. 2.5 : RMS fluctuant d'un facteur 2 (4) pour les flux de chaleur sensible [latente]).

Hormis le long des côtes où la différence de résolution OAFflux - WRF est à l'origine de fortes différences, les biais les plus importants de chaleur sensible (latente) de la moyenne inter-expériences concernent le large de la côte de la Namibie (le canal du Mozambique).

WRF restitue en revanche des grandeurs relativement similaires à OAFlux dans la zone de réflexion des Aiguilles. Concentrant peu d'incertitudes en valeur relative (Fig. 2.3d : coefficient de variation < 30%), ces trois régions sont tout de même sujettes à des écarts absolus non négligeables d'une expérience à une autre (Fig. 2.5). En termes de flux de chaleur latente, ces écarts peuvent avoir des répercussions sur le déclenchement et l'intensité de la convection profonde, et plus largement sur le cycle atmosphérique de l'eau de l'Afrique australe.

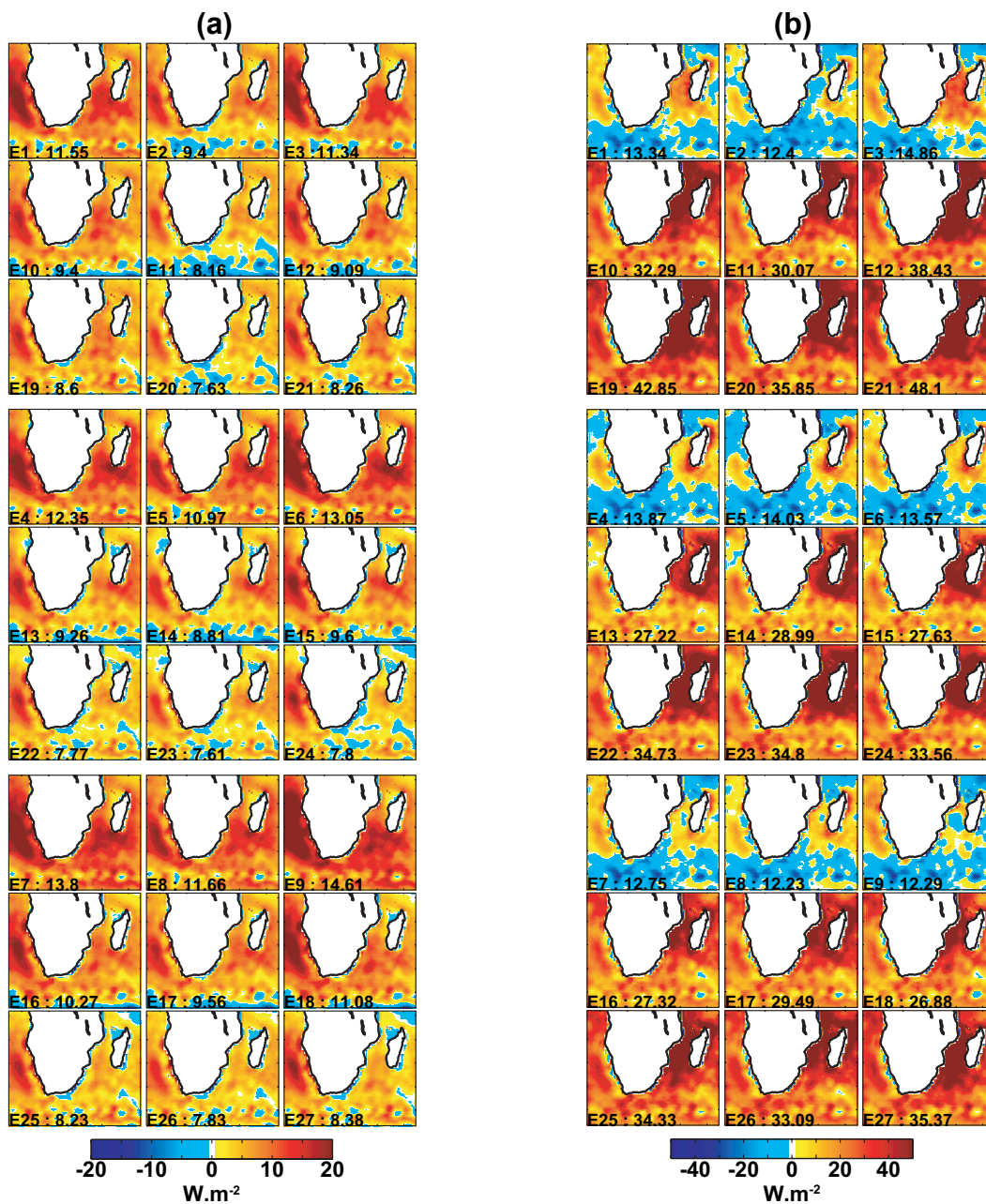


Figure 2.5 : Biases saisonniers entre les flux de chaleurs (a) sensible et (b) latente de chaque expérience et ceux du fichier OAFlux. Les valeurs en gras indiquent la RMS. Les expériences sont ordonnées de la même manière que la Fig. 3f de Crétat et *al.* (2011a).

La Figure 2.5 permet de les quantifier et d'examiner leur sensibilité à la physique testée. Les **forts biais de chaleur sensible (latente)** identifiés au large de la Namibie (au-dessus du canal du Mozambique ; Fig. 2.3c), sont essentiellement **modulés par la combinaison PBL-MP (par les schémas de PBL)**. Pour les flux de chaleur sensible, les expériences combinant la PBL1 (seul schéma sur les trois schémas de PBL testés à être basé sur une fermeture de second ordre et sur une approche locale) aux MP1 et 3 (ayant pour caractéristiques communes de considérer plusieurs types d'hydrométéores, contrairement à EF) les exagèrent. Plus généralement, les expériences E1 à E9 (toutes configurées avec la PBL1) amplifient les biais positifs partout, ce qui est cohérent avec les fortes RMS qui leur sont associées. À l'inverse, la PBL1 tend à fournir des flux saisonniers de chaleur latente beaucoup plus proches des estimations OAFlux que les expériences configurées avec les PBL2-3 (les biais positifs étant réduits de moitié au-dessus du canal du Mozambique).

✓ *Interface continent-atmosphère*

Les principales incertitudes inter-expériences sont localisées à l'interface continent-atmosphère (Fig. 2.3d), rendant regrettable l'absence de mesures *in situ* et satellitales. Les régions tropicales, la côte est de l'Afrique australe et Madagascar (les latitudes tropicales, côtes ouest et sud de Madagascar) concentrent le maximum d'incertitudes de flux de chaleur sensible (latente), avec des coefficients de variation inter-expériences dépassant souvent les 20%.

Par rapport à la moyenne inter-expériences, les incertitudes concernent moins l'intensité des écarts saisonniers (Fig. 2.6 : variation de la RMS n'excédant pas un facteur 2) **que leurs répartitions spatiales** (Fig. 2.6), avec des corrélations entre toutes les paires d'expériences possibles fluctuant de ~ -0.8 et $\sim +0.8$. À l'inverse de la géographie saisonnière des flux de chaleur, peu sensible aux paramétrisations testées (Fig. 2.4b) et susceptible d'être davantage contrôlée par les schémas radiatifs et les LSM, la géographie des différences saisonnières l'est donc fortement. Parmi les types de schémas testés, les schémas de MP, et surtout de PBL, sont à l'origine des incertitudes maximales, le fort étalement des boîtes à moustache (Fig. 2.7 : r aussi bien positifs que négatifs) traduisant leur faible contrôle. Le plus faible étalement des boîtes à moustache relatives aux schémas de CO suggère un contrôle nettement plus fort, mais somme toute limité avec une corrélation moyenne entre toutes les

pires d'expériences configurées avec CO1-2 (CO3) avoisinant les +0.4 (+0.2), quel que soit le champ considéré.

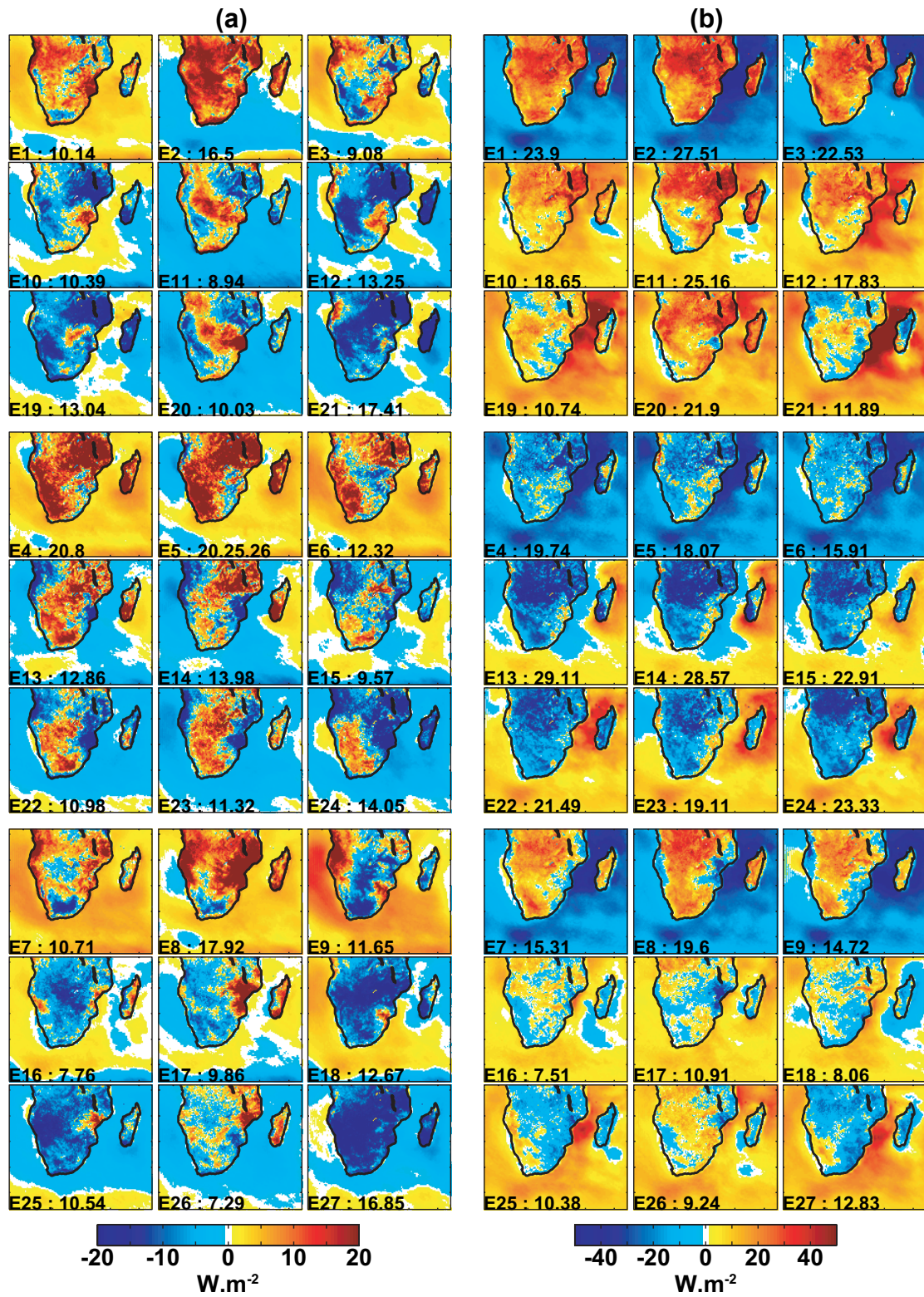


Figure 2.6 : Comme en Fig. 2.5 pour les différences entre chaque expérience et la moyenne inter-expériences. Les valeurs en gras correspondent aux RMS calculées sur les points de grille continentaux.

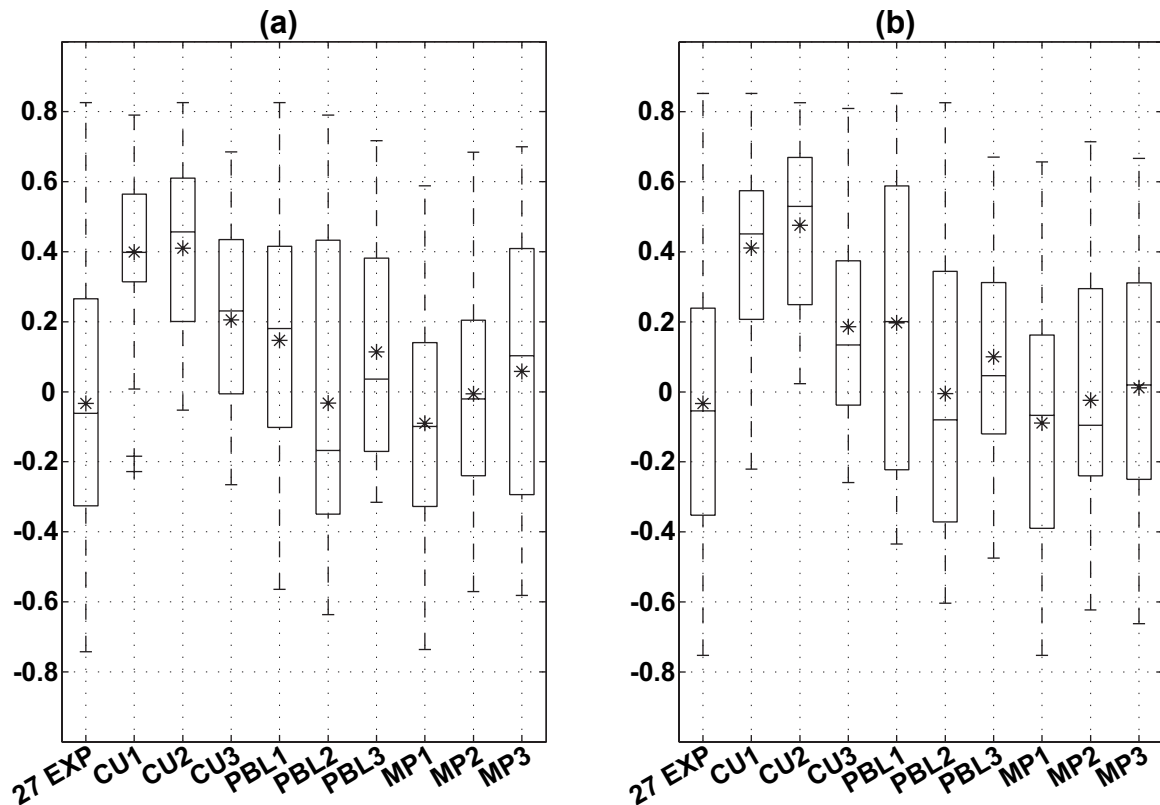


Figure 2.7 : Boîtes à moustache montrant la dispersion inter-expériences de la répartition spatiale des différences entre les flux saisonniers de chaleur (a) sensible et (b) latente de chaque expérience et ceux de la moyenne inter-expériences à l'interface continent-atmosphère. (a-b) La première boîte à moustache indique les coefficients de corrélation de Bravais-Pearson entre toutes les paires d'expériences (351 combinaisons). Les suivantes indiquent les corrélations entre toutes les expériences configurées avec chacun des neuf schémas testés (36 combinaisons). Les caractéristiques des boîtes à moustache sont indiquées en Fig. 2.4.

En bref, les comportements récurrents identifiés à l'interface continent-atmosphère (Fig. 2.6) sont les suivants :

- (i) WRF tend à simuler des flux de chaleur sensible nettement plus forts avec la PBL1 qu'avec les deux autres schémas de PBL ; il en est de même pour les flux de chaleur latente, excepté lorsqu'elle est combinée avec CO2 ;
- (ii) les combinaisons CO1 / 3, PBL2 / 3 et à MP1 / 3 tendent à simuler les plus faibles flux de chaleur sensible, notamment aux latitudes tropicales, alors que CO2 les exagèrent quels que soient les schémas de PBL et de MP ;
- (iii) CO1 (CO2) produit les flux de chaleur les plus intenses (faibles), CO3 ayant les RMS les plus faibles.

2.3. Synthèse de chapitre

Les modèles climatiques régionaux sont des outils complexes dont la réponse est contrainte par de nombreux éléments, dont la paramétrisation des processus physiques. WRF est utilisé dans ce chapitre pour documenter une saison pluvieuse proche de la climatologie et non impactée par l'ENSO au travers de 27 expériences combinant trois schémas de convection, trois schémas de PBL et trois schémas de microphysique, les autres réglages restant fixes.

Les principaux résultats indiquent :

- (i) une excellente aptitude de WRF à spatialiser les champs saisonniers, notamment surfaciques, dont la pluviométrie et les températures ;
- (ii) une tendance commune à surestimer les cumuls saisonniers et à sous-estimer les températures côtières en Afrique du Sud ;
- (iii) une performance accrue en considérant la moyenne inter-expériences plutôt que chaque expérience ;
- (iv) une fourchette d'incertitudes très importante, surtout pour la pluviométrie, avec une additivité des effets entre les différents schémas, notamment entre les schémas de convection et de PBL pour la pluviométrie, et une non-linéarité des relations entre les schémas rendant difficile la compréhension des résultats ;
- (v) une forte modulation de la géographie et de l'intensité de la pluviométrie saisonnière, de même que ses caractéristiques intrasaisonnières, largement imputée à la paramétrisation de la convection.

Ce chapitre méthodologique n'a pas pour vocation de comprendre dans le détail le comportement de WRF, ce qui aurait nécessité des analyses plus poussées, et de tester l'impact des autres schémas physiques (radiations et LSM). Il permet en revanche d'évaluer les potentialités et les limites de l'outil, de quantifier la fourchette des incertitudes associées aux paramétrisations de la convection, de la couche limite et de la microphysique, et de détecter des configurations satisfaisantes sur la région d'étude (particulièrement en Afrique du Sud qui dispose d'un réseau d'observations unique en Afrique australe).

Chapitre 3. Climatologie de la pluviométrie saisonnaire et des structures pluviométriques quotidiennes récurrentes

Les analyses menées au Chapitre 2 se sont exclusivement focalisées sur la saison DJF94. Ce chapitre étend les analyses sur une période climatologique (DJF 1971-1999, *i.e.* 29 saisons de 90 jours, soit 2 610 jours) avec une des configurations testées sur la saison DJF94, celle qui s'est avérée être la plus satisfaisante en termes de pluviométrie, en particulier en minimisant les biais saisonniers sur l'Afrique du Sud (E18 : voir Fig. 3c et Tab. 1 dans Crétat *et al.* [2011a] pour le détail des paramétrisations).

Ce chapitre vise, dans un premier temps, à **évaluer l'aptitude de WRF à restituer l'état moyen** de la pluviométrie saisonnière et de la circulation atmosphérique associée. Dans un deuxième temps, la variabilité interannuelle des champs simulés est analysée de manière qualitative pour identifier les comportements récurrents de WRF. Comme nous ne disposons que d'un seul membre documentant une période relativement courte (29 saisons DJF), cette expérience n'est pas adaptée pour explorer dans le détail les relations interannuelles entre la pluviométrie et la circulation atmosphérique, ce qui ne permet pas de distinguer la variabilité forcée (quel que soit ce forçage : atmosphérique ou TSO) et la variabilité interne. Enfin, les analyses se focalisent exclusivement sur le domaine sud-africain (seule région de l'Afrique australe dotée d'un réseau dense d'observations quotidiennes de la pluviométrie sur la période DJF 1971-1999). Elles visent à **documenter**, à partir des observations, **les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes du cœur de la saison des pluies**, la circulation atmosphérique associée et le lien entre leur occurrence saisonnière et les principaux modes de variabilité interannuelle. Elles ont également pour objet de tester l'aptitude de WRF à restituer ces éléments.

3.1. Climatologie saisonnière sur la période DJF 1971-1999

3.1.1. Pluviométrie

3.1.1.1. Échelle de l'Afrique australe

La répartition spatiale de la pluviométrie saisonnière réanalysée et simulée (Fig. 3.1a-b, respectivement) est en accord avec celle des jeux d'observation de référence CRU et GPCP (Fig. 1.5). La covariabilité des structures spatiales (Tab. 3.1) est maximale avec ERA40 interpolées à la résolution de WRF. Le différentiel ERA40 / WRF est dû à des contrastes spatiaux plus marqués dans WRF du fait de sa plus haute résolution horizontale. Notons que les corrélations sont plus fortes entre WRF et GPCP qu'entre WRF et CRU. Les deux jeux de référence (CRU et GPCP) sont corrélés à + 0.96, ce qui indique que la répartition spatiale de la pluviométrie sur les océans, notamment au niveau de la ZCIT, est mieux restituée que celle purement continentale (gain de 15%).

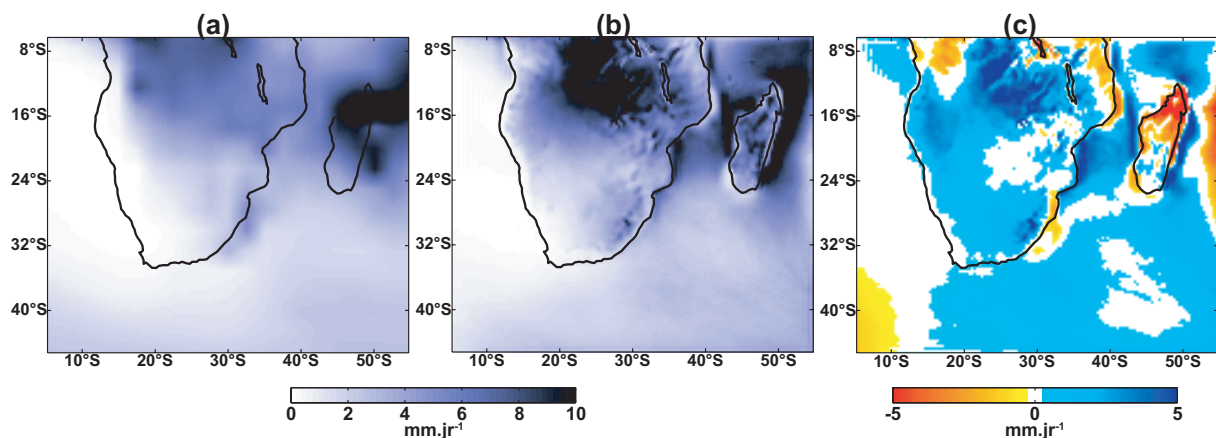


Figure 3.1 : Pluviométrie saisonnière (a) ERA40 interpolée à la résolution de WRF et (b) simulée par WRF sur la période DJF 1971-1999. (c) Différences (WRF - ERA40) significatives à 95% selon un t-test de Student.

	CRU	GPCP
ERA40	+0.90	+0.89
WRF	+0.73	+0.83

Table 3.1 : Corrélations spatiales entre la pluviométrie saisonnière ERA40 / WRF et celle du fichier CRU (GPCP) sur la période DJF 1971-1999 (DJF 1980-1999). Les données ERA40, CRU et GPCP sont interpolées à la résolution de WRF.

WRF est significativement plus pluvieux que les réanalyses sur la quasi-intégralité de l'Afrique australe (Fig. 3.1c), particulièrement au niveau de la ZCIT (excepté la partie nord de Madagascar) et le massif du Drakensberg, *i.e.* les deux régions les plus pluvieuses du domaine.

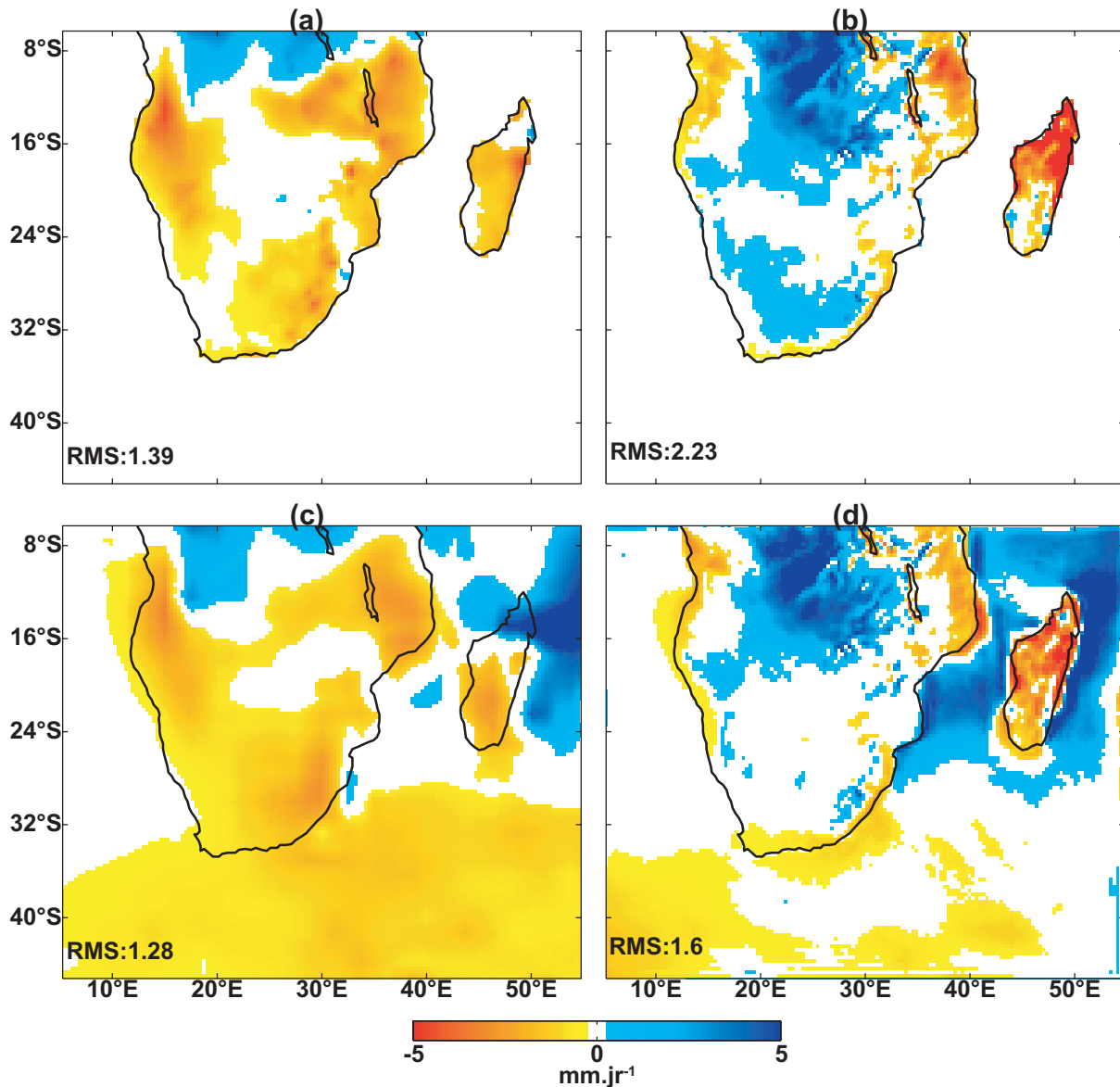


Figure 3.2 : Biais saisonniers (a) ERA40 et (b) WRF par rapport au fichier CRU sur la période DJF 1971-1999. (c-d) Comme (a-b) par rapport au fichier GPCP sur la période DJF 1980-1999. Les biais sont testés comme en Fig. 3.1c. Les RMS des parties (a-b) continentale et (c-d) uniquement océanique du domaine sont indiquées en gras.

Seuls les biais secs d'ERA40 de la côte est des latitudes tropicales (Tanzanie et nord du Mozambique) et du centre de Madagascar (Fig. 3.2a) sont amplifiés par WRF (Fig. 3.2b). Excepté pour ces deux régions, ainsi que pour le nord de Madagascar où WRF produit des

biais secs inexistant dans ERA40 (Fig. 3.2a), WRF corrige les biais secs d'ERA40. Plus précisément, il les *sur-corrige*, surtout au niveau de la ZCIT continentale (sud du Congo, est de l'Angola et Zambie) dont l'extension vers le sud est exagérée. Cela explique que la RMS associée aux biais moyens de WRF soit supérieure à celle associée aux biais moyens d'ERA40. Ce constat est identique sur la partie océanique (Fig. 3.2c-d), où WRF amplifie légèrement les biais humides d'ERA40 de l'est et du nord-est de Madagascar, et produit des biais humides (nuls dans ERA40) au niveau du canal du Mozambique, liés à une surestimation des flux de chaleur latente (non montré). Au contraire, WRF réduit les biais secs d'ERA40 des latitudes subtropicales à moyennes, particulièrement sur la partie océanique de la ZCSI.

3.1.1.2. Échelle de l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical

L'Afrique du Sud est la région d'Afrique australe pour laquelle la configuration physique retenue pour WRF corrige presque parfaitement les biais secs de la climatologie saisonnière ERA40 (Fig. 3.2). Cette configuration est la plus performante parmi celles testées sur la saison DJF94 (Crétat *et al.*, 2011a). De plus, le réseau très dense d'observations rend l'Afrique du Sud particulièrement attractive pour évaluer les performances des différents jeux de données, et sa topographie contrastée en fait un espace sur lequel la plus haute résolution spatiale de WRF peut potentiellement apporter une réelle plus-value par rapport aux réanalyses ERA40.

Le gradient zonal observé à l'échelle des stations sud-africaines sur 1971-1999 (Fig. 1.7) comme en DJF94 (Fig. 1b dans Crétat *et al.*, 2011a), est encore plus apparent après interpolation (Fig. 3.3a). Le fichier CRU présente une structure voisine des observations avec ~85% de variance commune (Tab. 3.2) et des biais mineurs (Fig. 3.3b). Statistiquement, la covariabilité entre WRF et les jeux de référence est assez proche de celle entre ERA40 et ces derniers (Tab. 3.2). Mais WRF et ERA40 sont moins performants, partageant 15 à 20% de variance commune en moins que le fichier CRU, si on les compare aux observations.

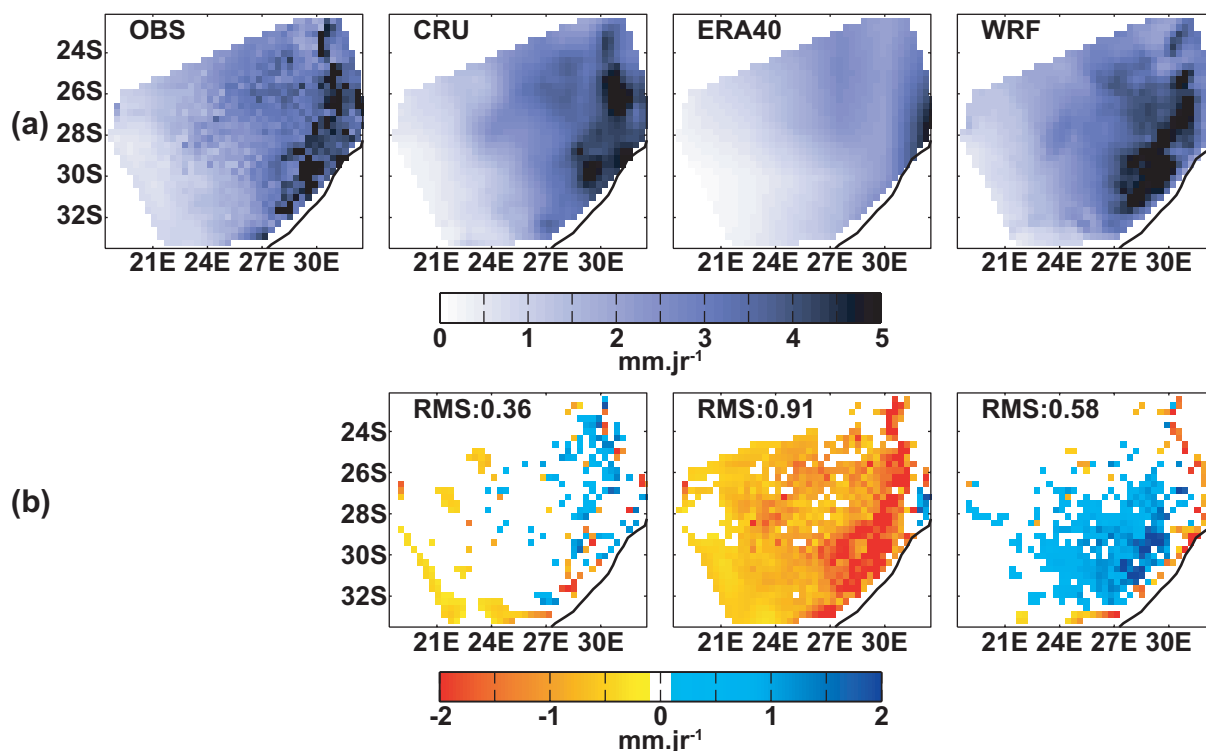


Figure 3.3 : (a) Comme en Fig. 3.1a pour les différents jeux de données documentant la période DJF 1971-1999. (b) Biais saisonniers (par rapport aux observations) testés comme en Fig. 3.1c.

	OBS	CRU	ERA40	WRF
OBS	100	/	/	/
CRU	84.6	100	/	/
ERA40	65.6	75.7	100	/
WRF	70.6	75.7	39.7	100

Table 3.2 : Coefficients de détermination (r^2 en %) entre la géographie saisonnière de la pluviométrie des jeux de données montrés Fig. 3.3a.

Pour autant, les structures pluviométriques saisonnières WRF et ERA40 diffèrent fortement, partageant seulement $\sim 40\%$ de variance commune (Tab. 3.2). ERA40 produit des biais secs généralisés (Fig. 3.3b), sous-estimant en moyenne de plus de 50 mm par point de grille le cumul saisonnier moyen (DJF 1971-1999) de l'indice sud-africain (Fig. 3.4). La résolution initiale des réanalyses étant trop faible pour initier de la convection orographique, les biais secs sont particulièrement forts au niveau du massif du Drakensberg, contribuant à sous-estimer le gradient zonal observé. Ce n'est pas le cas de WRF qui tend à l'accentuer légèrement en raison d'une trop forte sensibilité au forçage orographique. Comme à l'échelle de l'Afrique australe, WRF *sur-corrige* la plupart des biais secs d'ERA40, notamment sur la façade ouest du massif du Drakensberg (Fig. 3.3b). Les biais WRF sont cependant moins importants que les biais d'ERA40 (cf. les valeurs de RMS : Fig. 3.3b), ce qui n'était pas le cas à l'échelle de l'Afrique australe (Fig. 3.2a-b). Les biais secs du long de la côte est compensent

les biais humides de l'intérieur des terres, ce qui explique que le cumul saisonnier moyen de l'indice sud-africain simulé est similaire à celui observé, et largement plus réaliste que celui d'ERA40 (Fig. 3.4). Cette moyenne spatiale *réaliste* ne doit pas faire oublier qu'à l'échelle des territoires et des usages, les cumuls sont sous-estimés sur les petits bassins versants côtiers et surestimés sur les grands bassins versants du plateau.

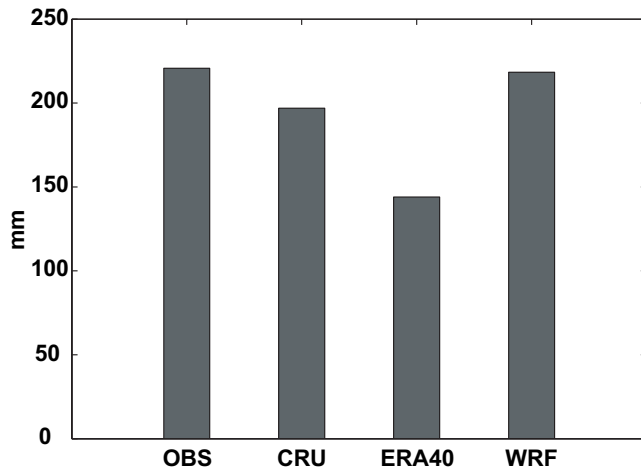


Figure 3.4 : Cumuls pluviométriques saisonniers moyens sur la période DJF 1971-1999, moyennés spatialement sur le domaine sud-africain, selon les observations, CRU, ERA40 et WRF.

Pour la période DJF 1999-1971, **la pluviométrie saisonnière moyenne de l'Afrique australe est convenablement simulée par WRF, particulièrement sur la partie tropicale de l'Afrique du Sud où WRF améliore nettement les réanalyses, tant en termes de répartition spatiale que d'intensité.** La pluviométrie d'été austral dépendant des advections d'humidité des océans adjacents (Jury *et al.*, 1996 ; Reason, 2001, 2002 ; Rouault *et al.*, 2003b ; Washington et Preston, 2006 ; Vigaud *et al.*, 2007, 2009), il est essentiel de documenter le transport d'humidité pour comprendre la valeur ajoutée de WRF.

3.1.2. Circulation atmosphérique

Cette section traite de la circulation atmosphérique, notamment du transport d'humidité, aux échelles subcontinentale et régionale ; la Figure 1.6 fournissant le contexte large-échelle. Dans un premier temps, les flux de masse et l'humidité des réanalyses sont examinés aux frontières latérales sur toute la colonne d'air, pour représenter les champs des forçages latéraux de WRF. Dans un second temps, la circulation atmosphérique simulée est documentée et comparée à celle des réanalyses aux échelles subcontinentale et régionale, dans le but de comprendre les différences pluviométriques (Fig. 3.1c).

3.1.2.1. Forçages latéraux

- *Bornes nord et sud (Fig. 3.5a)*

La composante méridienne des flux de masse d'ERA40 est relativement faible aux bornes nord et sud du domaine.

À la borne nord, la moyenne à haute troposphère est en moyenne soumise à des flux de nord, excepté sur le segment [20°E-borne ouest] pour lequel les flux de sud dominant en haute troposphère. Les flux méridiens sont bien plus forts dans les basses couches et s'organisent selon une alternance nord / sud, avec deux noyaux principaux :

- (i) le premier correspond à des flux de sud entre la borne ouest et 15°E, flux liés à la présence de l'anticyclone de Sainte-Hélène à l'ouest (Fig. 1.6a) ;
- (ii) le second correspond à des flux de nord entre 40°E et 50°E provenant de l'océan Indien tropical (Fig. 1.6a) et advectant une grande quantité d'humidité sur l'Afrique australe.

À la borne sud, les flux méridiens sont très faibles sur toute la colonne d'air en raison de la prédominance de la composante zonale des flux de masse aux moyennes latitudes. De plus, la masse d'air est relativement sèche du fait de la faible évaporation des océans à ces latitudes.

- *Bornes ouest et est (Fig. 3.5b)*

La circulation est approximativement identique d'une borne à une autre, excepté le segment [borne nord-~10°S] marqué par des flux d'est (ouest) à la borne ouest (est). Les latitudes tropicales à subtropicales sont dominées par les flux d'est de la branche nord de l'anticyclone des Mascareignes à la borne est, très puissants entre 15°S et 30°S. À la borne ouest, les puissants flux d'est autour de 20°S correspondent quant à eux à la branche ouest de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Au sud de 30°S, la circulation d'ouest est quasi géostrophique et la masse d'air contient presque autant d'humidité à la borne ouest qu'à la borne est.

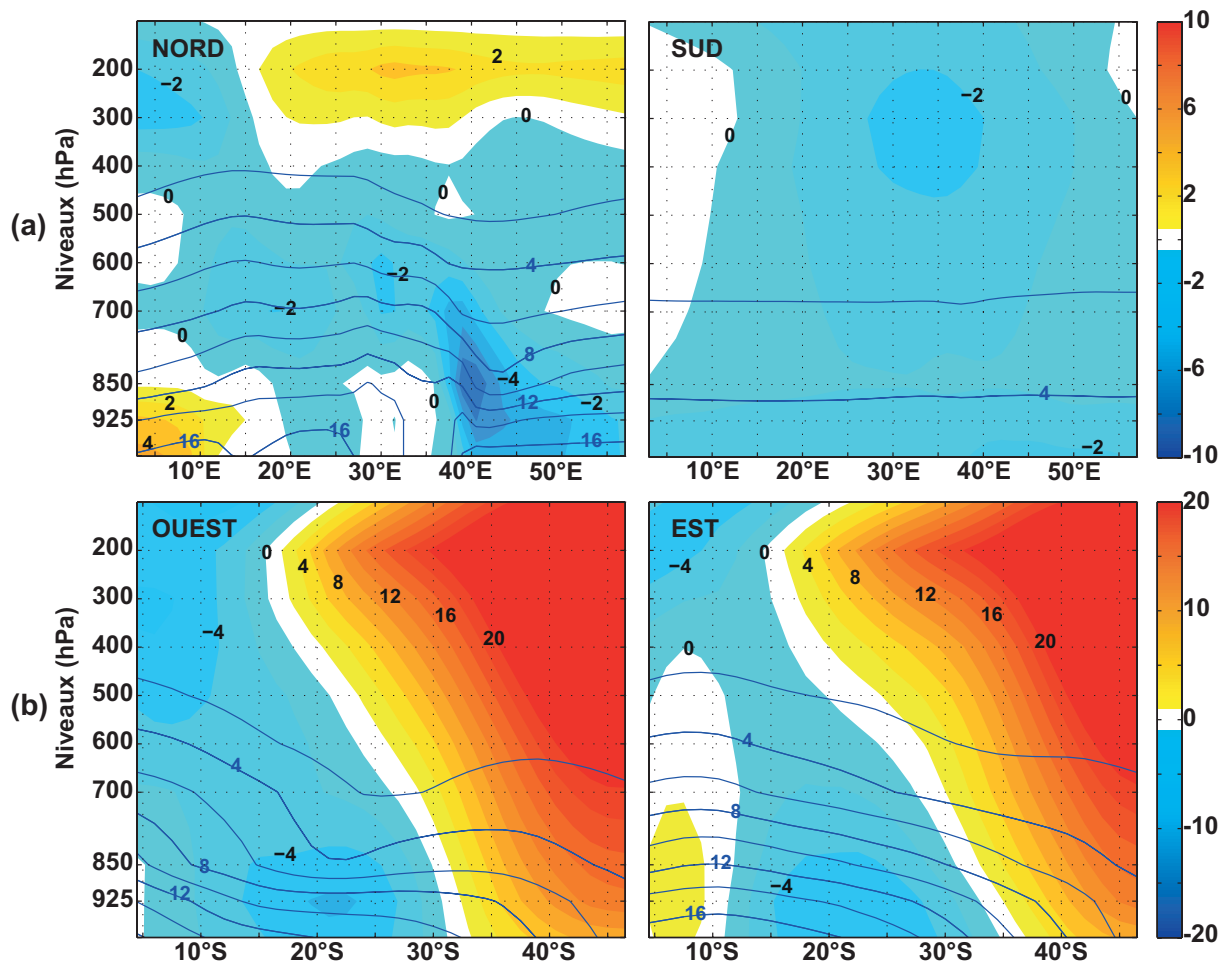


Figure 3.5 : Transects (a) longitudinal et (b) latitudinal, respectivement moyennés sur les segments $[4.5^{\circ}\text{S}-46.5^{\circ}\text{S}]$ et $[3^{\circ}\text{E}-57^{\circ}\text{E}]$ (représentant les points de grille ERA40 forçant WRF aux bornes du domaine), des composantes (a) méridienne et (b) zonale des flux de masse et de l'humidité de la masse d'air au pas de temps saisonnier, sur la période DJF 1971-1999. Les couleurs chaudes / froides indiquent des vents (a) de sud / nord et (b) d'ouest / est en m.s^{-1} . Les contours bleus représentent l'humidité en g.kg^{-1} .

En basses couches, l'humidité de la masse d'air des bornes ouest et est du domaine est légèrement moins importante qu'à la borne nord, mais les flux de masse étant nettement plus puissants, les flux zonaux d'humidité résultant y sont donc nettement plus importants (non montré).

La réponse de WRF doit donc être davantage contrôlée par les forçages latéraux aux bornes ouest et est, surtout aux moyennes latitudes en raison de la puissance de la circulation d'ouest sur toute la colonne d'air. La section suivante examine la circulation atmosphérique saisonnière moyenne pour le vérifier et pour identifier la plus-value de WRF en termes de transport d'humidité.

3.1.2.2. Flux à l'intérieur du domaine

Les flux horizontaux et les mouvements verticaux de la masse d'air sont analysés aux échelles subcontinentale et régionale, pour apporter des explications relatives aux corrections des biais secs d'ERA40 par WRF, et ce au niveau de la ZCIT et du sud-est de l'Afrique australe.

- *Échelle subcontinentale*

Quel que soit le champ analysé en Figure 3.6, ERA40 et WRF fournissent deux géographies relativement similaires. Excepté une bande longitudinale de 5°E le long de la borne est, **ERA40 et WRF fournissent une solution univoque aux moyennes latitudes avec des flux d'humidité (Fig. 3.6a) et de masse (Fig. 3.6b) zonaux et légèrement divergents et des mouvements faiblement subsidents à 500 hPa (Fig. 3.6c)**. Cela confirme que la réponse de WRF est fortement contrôlée par les flux d'ERA40 imposés aux frontières latérales au sud de 30°S. Ceci valide l'hypothèse émise en fin de Section 3.1.2.1 et suggère également que des forçages plus faibles (au nord de 30°S) n'engendrent pas de solutions radicalement différentes entre WRF et ERA40.

Comme pour la saison DJF94 (Fig. 7a-c dans Crétat *et al.*, 2011a), l'océan Indien tropical (Jury *et al.*, 1996 ; Reason, 2001, 2002 ; Rouault *et al.*, 2003b ; Washington et Preston, 2006) et le bassin du Congo (Vigaud *et al.*, 2007, 2009) constituent les deux principales sources d'humidité advectée en Afrique australe (*via* des flux d'est et de nord, respectivement). À ces deux régions majeures s'ajoute l'océan Atlantique tropical (Vigaud *et al.*, 2007, 2009), *via* des flux d'ouest dans le nord-ouest du domaine.

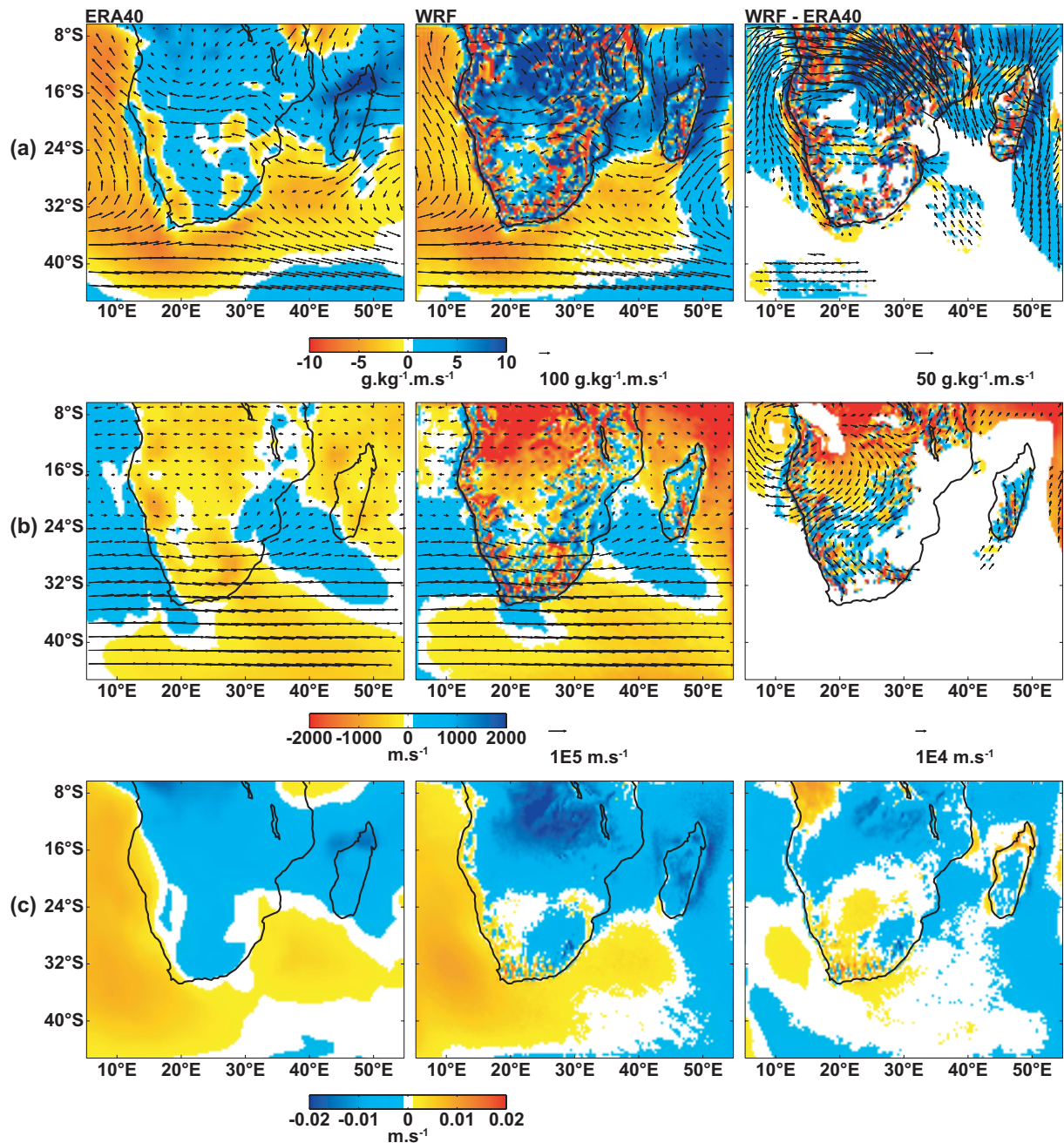


Figure 3.6 : Flux (a) d'humidité et (b) de masse saisonniers intégrés entre 1 000 et 200 hPa et (c) vitesse verticale saisonnière à 500 hPa sur la période DJF 1971-1999 selon ERA40 et WRF, et différences significatives testées comme en Fig. 3.1c. Les couleurs chaudes / froides montrent la divergence / convergence des flux et la subsidence / ascendance de la masse d'air.

Ces flux convergent au niveau de la ZCIT, caractérisée par deux noyaux cycloniques situés respectivement au-dessus du canal du Mozambique et de l'Angola :

- (i) le premier est légèrement plus creusé dans WRF, amplifiant les advections de nord-est et réduisant en contrepartie la convergence d'humidité dans le nord de Madagascar, région où WRF est nettement plus sec que les réanalyses (Fig. 3.1c) ;

(ii) le second, nommé Angola Low dans la littérature (*e.g.* Mulenga, 2003 ; Rouault *et al.*, 2003b ; Reason et Jagadheesha, 2005b ; Reason *et al.*, 2006), est nettement plus creusé dans WRF, de plus grande ampleur géographique et décalé vers le sud-est. Il est associé à une forte convergence d'humidité sur ses parties est et sud, et à une forte divergence à l'ouest, ce qui est cohérent avec les différences entre les précipitations des deux jeux de données (Fig. 3.1c). **L'amplification de la circulation cyclonique centrée sur l'Angola permet à WRF de corriger la plupart des biais secs identifiés dans ERA40 sur le subcontinent des latitudes tropicales à subtropicales** (Fig. 3.2). Son décalage vers le sud peut aussi contribuer à expliquer les biais humides de WRF sur les parties sud du Congo, est de l'Angola et en Zambie (Fig. 3.2b-d).

Ces deux noyaux cycloniques sont logiquement associés à de forts mouvements ascendants en moyenne troposphère (Fig. 3.6c) et divergents en haute troposphère (Fig. 3.6b), systématiquement amplifiés par WRF.

En raison de la topographie contrastée du sud-est de l'Afrique australe (escarpements côtiers et Drakensberg), les différences entre les flux simulés et réanalysés sont nettement plus bruitées spatialement. Des données de radiosondages permettraient d'évaluer les biais respectifs sur l'ensemble de la troposphère. Le champ saisonnier de la vitesse verticale en moyenne troposphère (Fig. 3.6c) l'est beaucoup moins, les fortes variations spatiales des flux d'humidité et de masse simulés par WRF (Fig. 3.6a-b) étant concentrées aux basses couches. L'analyse des différences suggère que WRF simule des ascendances plus faibles (fortes) à l'ouest (est), contribuant à amplifier le gradient pluviométrique zonal sous-estimé par ERA40 (Fig. 3.3a).

- *Échelle régionale*

Sur le domaine sud-africain (Fig. 3.3), ERA40 sous-estime fortement le gradient zonal (Fig. 3.3a) et les cumuls pluviométriques saisonniers (Fig. 3.3b), alors que WRF simule une géographie saisonnière et des quantités conformes aux observations. Les Figures 3.7 et 3.8 documentent les advections d'humidité alimentant le domaine sud-africain pour mettre en évidence les différences régionales entre WRF et ERA40.

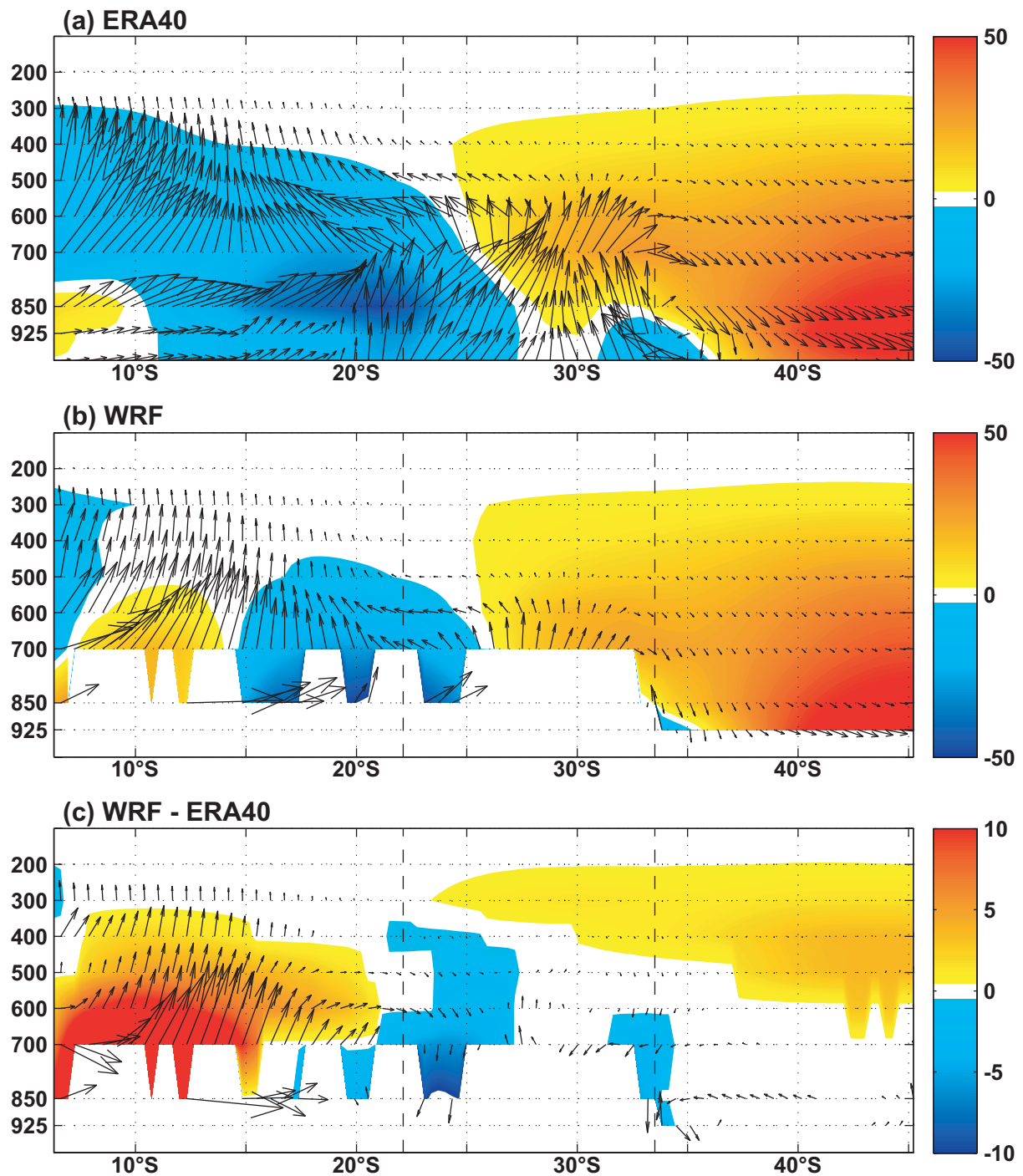


Figure 3.7 : Transect latitudinal (moyenné entre les limites ouest et est du domaine sud-africain indiquées par les tiretés) des flux saisonniers d'humidité selon (a) ERA40 et (b) WRF sur la période DJF 1971-1999. Aplats de couleurs ($\text{g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) : flux zonaux. Vecteurs (sans unité) : flux méridiens et verticaux. Les couleurs chaudes / froides indiquent des flux d'ouest / est. L'échelle des vecteurs est ajustée automatiquement aux valeurs de chaque coupe, ne permettant pas une comparaison directe des états moyens d'ERA40 et de WRF. (c) Différences significatives testées comme en Fig. 3.1c.

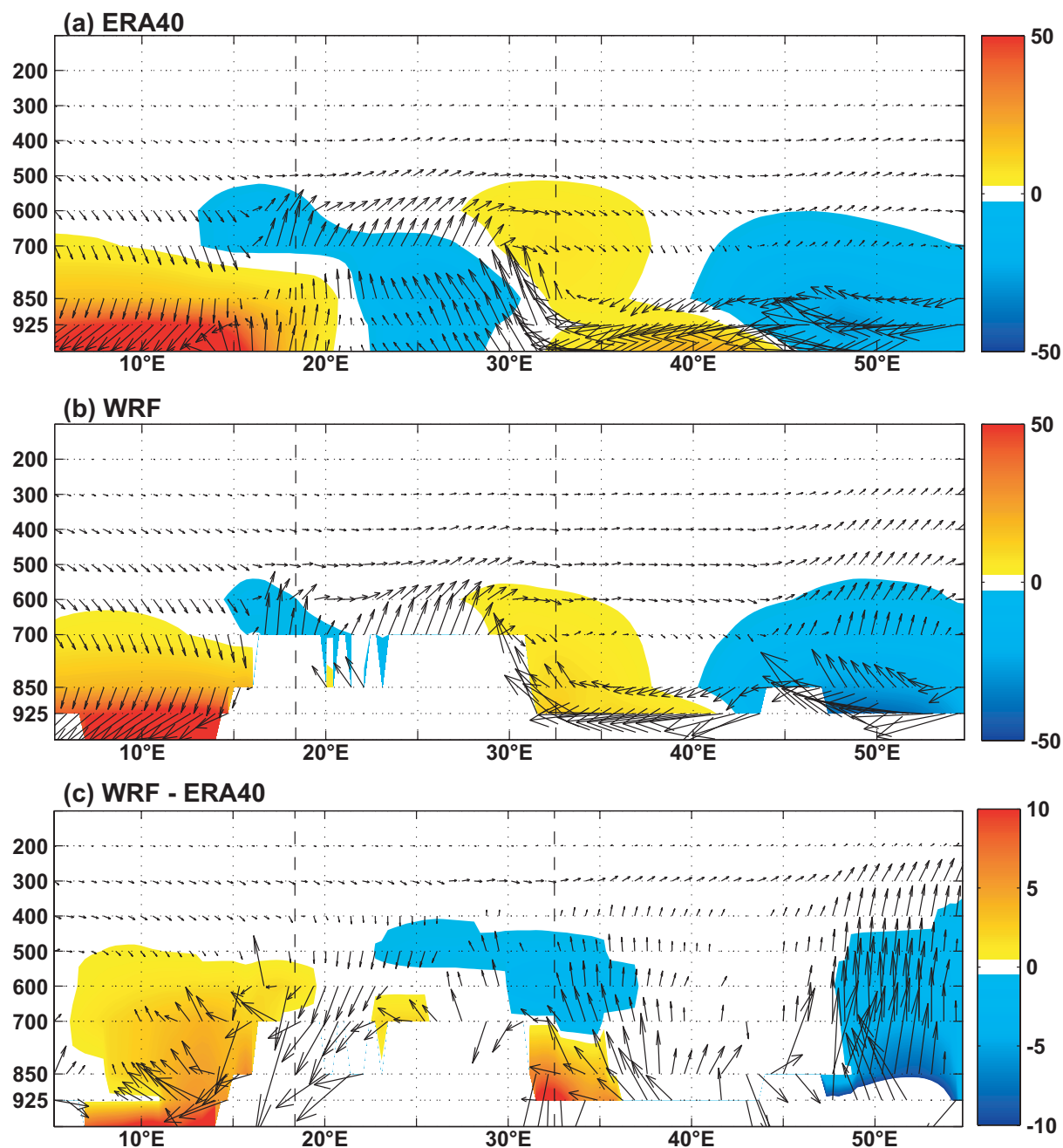


Figure 3.8 : Comme en Fig. 3.7 pour le transect longitudinal (moyenné entre les limites nord et sud du domaine sud-africain indiquées par les tiretés). Aplats de couleurs ($\text{g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) : flux méridiens. Vecteurs (sans unité) : flux zonaux et verticaux. Les couleurs chaudes / froides indiquent des flux de sud / nord.

L'analyse du transect latitudinal du transport d'humidité d'ERA40 (Fig. 3.7a) et de WRF (Fig. 3.7b), de même que de leurs différences (Fig. 3.7c), permet de synthétiser la potentielle valeur ajoutée de WRF en termes d'advection d'humidité au-dessus du domaine sud-africain. Les différences de nord-ouest des latitudes tropicales, et de nord-est de l'ouest du domaine sud-africain indiquent des advections d'humidité légèrement accrues dans WRF. D'autre part, WRF simule des flux d'ouest plus marqués en moyenne et haute troposphère, des moyennes

latitudes à la limite nord du domaine, augmentant le cisaillement vertical, ce qui favoriserait la pluviométrie selon Ratnam *et al.* (2011). Au-dessus du domaine, les mouvements ascendants plus importants dans ERA40 ne compensent pas la plus faible disponibilité d'humidité de la masse d'air.

Le transect longitudinal (Fig. 3.8) fournit une information plus adaptée que celle des flux d'humidité intégrés sur la verticale (Fig. 3.6a) pour documenter les flux d'humidité contribuant fortement au gradient pluviométrique zonal. Au-dessus de la partie ouest (est) du domaine sud-africain, WRF simule des mouvements ascendants plus faibles (forts) que ERA40 (Fig. 3.8c), ce qui est cohérent avec un gradient pluviométrique zonal plus marqué dans WRF que dans ERA40. À l'ouest du domaine, WRF simule dans les basses couches des flux de sud-est (1 000 à 850 hPa) plus forts, surmontés en moyenne altitude de flux de sud-ouest (700 et 600 hPa) plus faibles, limitant ainsi les advections à la borne ouest du domaine sud-africain. Au contraire, WRF accentue les advections de sud-est des basses couches à la borne est.

En DJF 1971-1999, les confrontations avec les observations indiquent que la répartition spatiale des cumuls et les quantités totales précipitées sont en règle générale mieux restituées par WRF que par ERA40. **WRF apporte une réelle valeur ajoutée**, en corrigeant la plupart des biais secs d'ERA40, particulièrement **en Afrique du Sud où la sous-estimation du gradient zonal de la pluviométrie réanalysée est corrigée en raison d'un Angola Low plus actif** favorisant les advections d'humidité depuis le nord et l'est. La section suivante documente la variabilité autour de cet état moyen à partir des jeux de référence.

3.2. Variabilité interannuelle

Documentant une période relativement courte (29 saisons DJF) sans approche ensembliste, le jeu de simulations permet seulement d'analyser qualitativement la variabilité interannuelle des champs simulés par WRF pour déterminer de potentiels biais.

3.2.1. Pluviométrie

3.2.1.1. Approche locale (points de grille)

- *Géographie des variations interannuelles relatives*

La variabilité interannuelle de la pluviométrie saisonnière est d'abord analysée à l'échelle du point de grille avec la métrique du coefficient de variation pour distinguer les régions à faible / forte variabilité. Pour un point de grille donné, le cumul moyen de la pluviométrie saisonnière variant d'un jeu de donnée à un autre, la métrique du coefficient de variation rend difficile la comparaison entre les différents jeux de données. La variabilité relative fournie est toutefois préférée à la variabilité absolue fournie par l'écart-type, également basé sur les moyennes, dont la géographie est relativement similaire à celle de la pluviométrie saisonnière moyenne (non montré).

CRU et GPCP fournissent des géographies de pluies relativement similaires (Fig. 3.9). Les deux régions les plus pluvieuses, *i.e.* **les latitudes tropicales et, dans une moindre mesure, le sud-est de l'Afrique australe** (Fig. 1.5), **présentent une variabilité interannuelle relative minimale** (Fig. 3.9a) ; CRU présentant une géographie des variations relatives conforme aux observations en Afrique du Sud (Fig. 3.10a), bien qu'elles soient légèrement sous-estimées (surestimées) sur les parties ouest et nord (est) du domaine (Fig. 3.10b). **Les variations relatives sont au contraire maximales aux latitudes subtropicales**, notamment dans la partie sud du canal du Mozambique, et sur les marges orientales de la région semi-désertique du Kalahari. Les différences entre CRU et GPCP concernent surtout l'intensité des variations. Présentant une résolution initiale plus basse que CRU, GPCP sous-estime la variabilité pluviométrique relative interannuelle sur la quasi-intégralité des points de grille continentaux, particulièrement aux latitudes subtropicales.

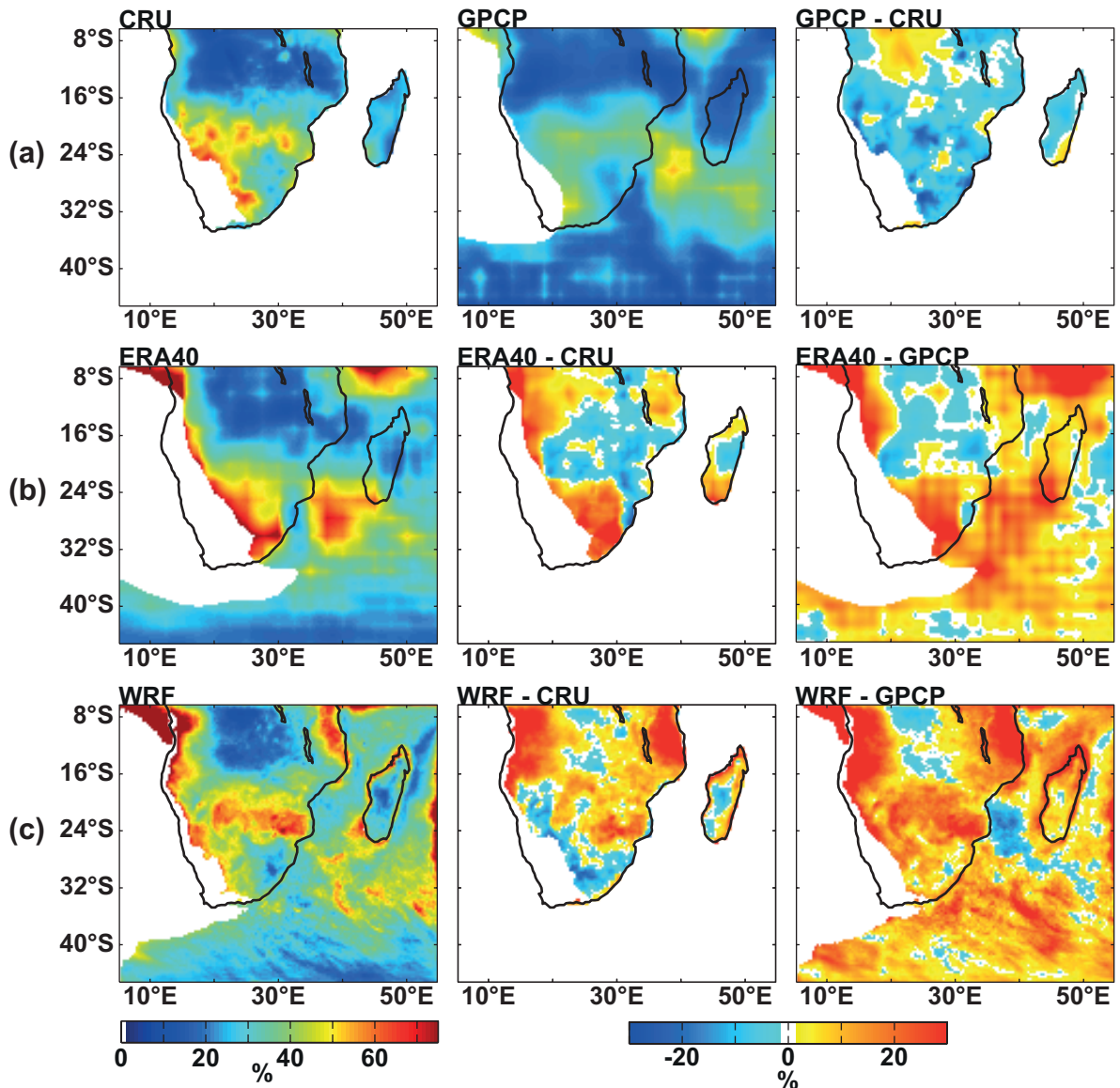


Figure 3.9 : (a) Variabilité interannuelle relative de la pluviométrie saisonnière CRU (GPCP) sur la période DJF 1971-1999 (DJF 1980-1999) quantifiée par le coefficient de variation, et différences sur la période DJF 1980-1999. (b) Comme (a) pour ERA40, et différences avec CRU et GPCP sur leurs périodes respectives. (c) Comme (b) pour WRF.

Aux latitudes tropicales, la pluviométrie réanalysée (ERA40) présente des variations relatives interannuelles plus proches des deux jeux de référence (Fig. 3.9b) que celles de la pluviométrie simulée par WRF (Fig. 3.9c). WRF les amplifie nettement sur les franges ouest et est de la ZCIT continentale (respectivement Angola et Tanzanie) et sur l'océan Indien tropical (notamment dans la partie nord du canal du Mozambique). En revanche, WRF restitue mieux les variations relatives interannuelles de la pluviométrie aux latitudes subtropicales et tempérées. À ces latitudes, les différences par rapport à CRU (Fig. 3.9b-c) et aux observations (Fig. 3.10b) sont opposées, WRF (ERA40) sous-estimant (surestimant) les

variations du centre de l'Afrique du Sud et sur la frange est du Kalahari, et les surestimant (sous-estimant) sur la partie nord de l'Afrique du Sud et la plaine du Mozambique. Sur la partie océanique, la différence majeure entre ERA40 et WRF se localise dans le canal du Mozambique où WRF sous-estime fortement la variabilité interannuelle de la pluviométrie, alors qu'ERA40 tend à la surestimer. Cette région a précédemment été identifiée comme une des régions parmi lesquelles les différences avec ERA40 sont très importantes (Fig. 3.1c), et où WRF produit des biais humides non présents dans ERA40 (Fig. 3.2c-d). Ce comportement de WRF pourrait être lié au schéma de PBL retenu (YSU) qui génère des biais humides pendant la saison DJF94 quel que soit le schéma de convection (cf. Chapitre 2 : Fig. 3f dans Crétaf *et al.* [2011a]).

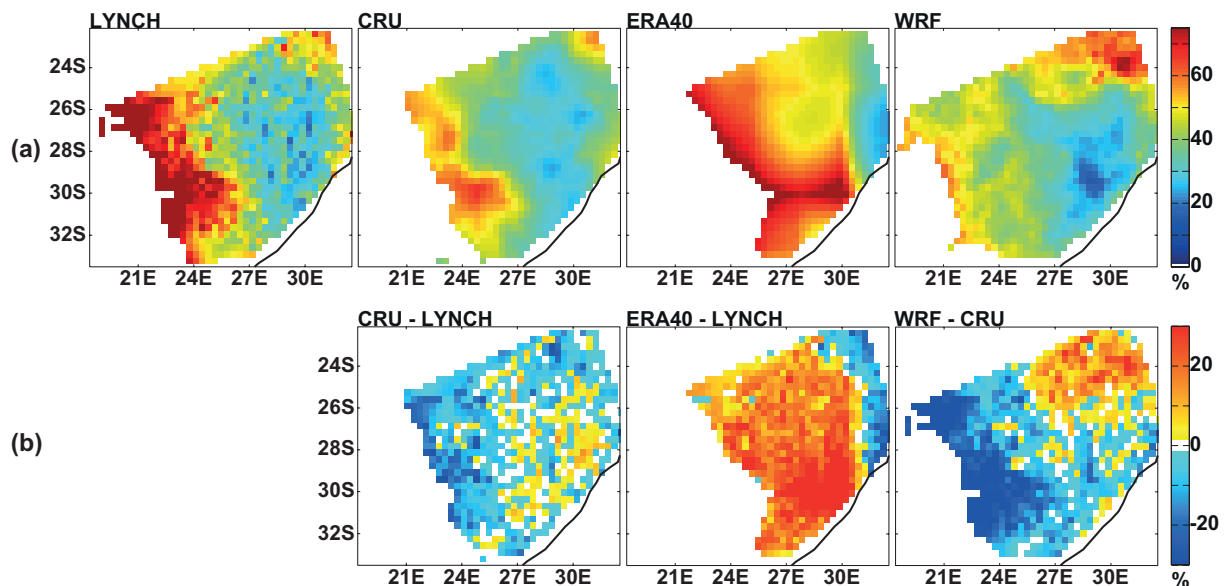


Figure 3.10 : Comme en Fig. 3.9 pour (a) les observations, CRU, ERA40 et WRF, et (b) différences par rapport aux observations.

- *Covariabilité interannuelle*

Les Figures 3.11 et 3.12 mesurent la covariabilité des variations interannuelles de la pluviométrie saisonnière entre les différents jeux de données. Elles montrent un excellent accord entre les jeux de référence (CRU et GPCP d'une part, observations et CRU d'autre part), et entre ces derniers et les réanalyses, particulièrement au sud de 16°S. Malgré une sous-estimation systématique des quantités précipitées (Figs. 3.2 et 3.3), ERA40 restitue largement mieux la variabilité pluviométrique que WRF au pas de temps interannuel, probablement grâce à l'assimilation de mesures *in situ*.

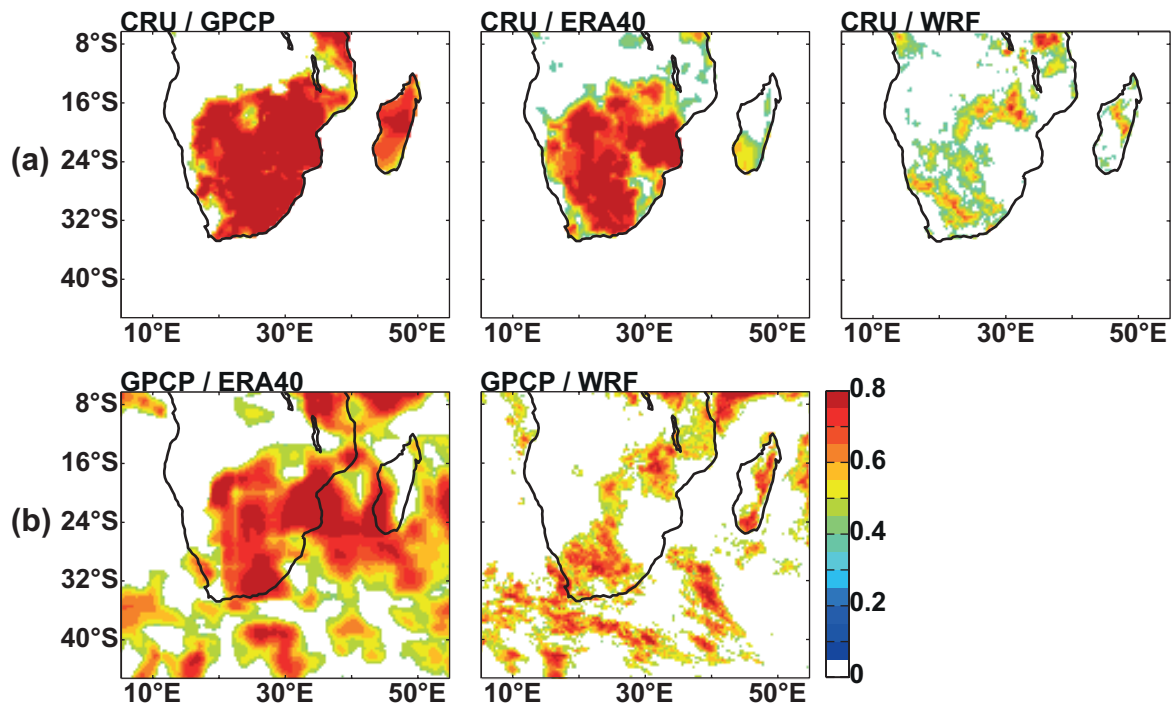


Figure 3.11 : Corrélation linéaire entre la pluviométrie saisonnière des différents jeux de données sur les points de grille (a) continentaux et (b) du domaine WRF. Les corrélations montrées sont significatives à 95% selon le test de Bravais-Pearson.

Les corrélations sont plus faibles et spatialement plus éparées avec WRF (Fig. 3.11) qui restitue seulement les variations observées sur les parties occidentale et centrale du domaine sud-africain (Fig. 3.12). D'autre part, la faiblesse des résultats de WRF peut résulter de l'approche en points de grille couplée à la métrique utilisée (le nombre de degrés de liberté étant faible (28), quelques discordances pouvant faire chuter fortement la corrélation). La section suivante analyse par conséquent la covariabilité pluviométrique et la variabilité interannuelle des biais pluviométriques à partir d'un indice régional.

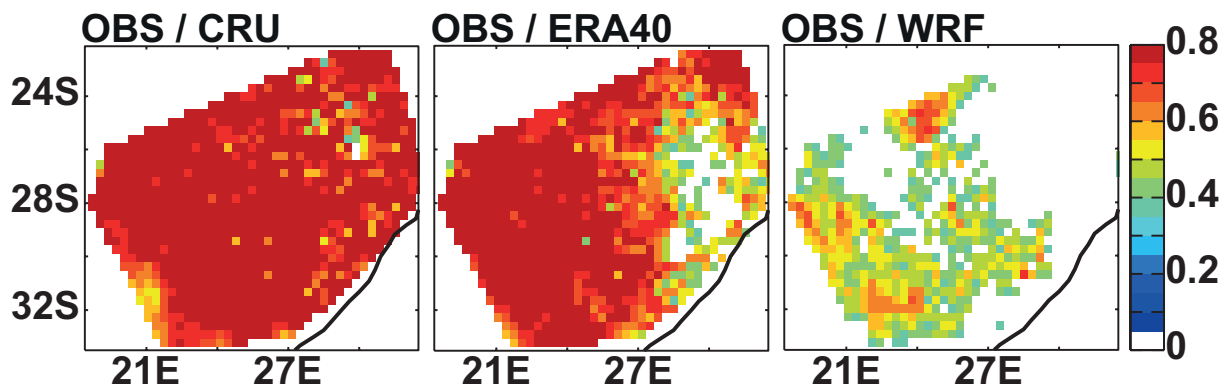


Figure 3.12 : Comme en Fig. 3.11 sur le domaine sud-africain.

3.2.1.2. Approche non-locale (intégration spatiale)

Un indice sud-africain est calculé (points de grille montrés Fig. 3.3a) pour quantifier dans quelle mesure intégrer dans l'espace améliore la covariabilité entre la pluviométrie saisonnière de WRF et celle des données de référence, de même que les biais saisonniers.

- *Représentativité spatiale de l'indice sud-africain*

La représentativité spatiale de cet indice est très forte, quel que soit le jeu de données considéré (Fig. 3.13), démontrant la réalité physique du domaine sud-africain. Cette représentativité est maximale pour la pluviométrie réanalysée (les corrélations atteignant au moins +0.8 sur la quasi-intégralité du domaine), ce qui s'explique par la plus faible résolution spatiale de ce jeu de données. WRF tend au contraire à sous-estimer la cohérence spatiale de l'indice par rapport aux observations, mais sa géographie est plus proche des observations que celle d'ERA40, faisant notamment ressortir la région du Kwazulu Natal (autour de $\sim 30^{\circ}\text{E}$ / $\sim 27^{\circ}\text{S}$) dont les fluctuations interannuelles de la pluviométrie saisonnière sont relativement indépendantes de celles des autres régions du domaine sud-africain.

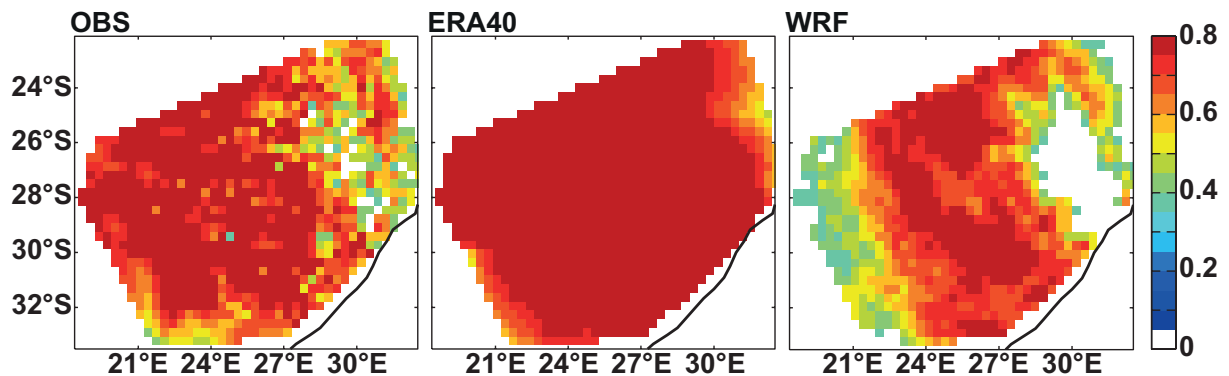


Figure 3.13 : Corrélations interannuelles entre la pluviométrie saisonnière de l'indice sud-africain et celle de chaque point de grille utilisé dans sa construction. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11.

- *Covariabilité interannuelle des cumuls saisonniers et biais*

La chronique interannuelle de la pluviométrie saisonnière de CRU est calquée sur celle observée (Fig. 3.14a et Tab. 3.3), avec des biais saisonniers quasiment nuls (Fig. 3.14b et Tab. 3.3), confirmant la robustesse de ce fichier sur la région. La chronique d'ERA40 est nettement plus proche des observations que celle de WRF (Tab. 3.3), mais **ERA40 sous-**

estime systématiquement les quantités précipitées avec des biais secs dépassant souvent 100 mm par point de grille (Fig. 3.14b). Les biais secs identifiés sur la période DJF 1971-1999 (Figs. 3.2, 3.3 et 3.4) sont donc récurrents, mais leurs origines sont difficilement explicables en l'état, pouvant mettre en cause la physique simplifiée du MCG IFS T159, ou encore l'absence de fermeture du bilan d'eau dans les réanalyses.

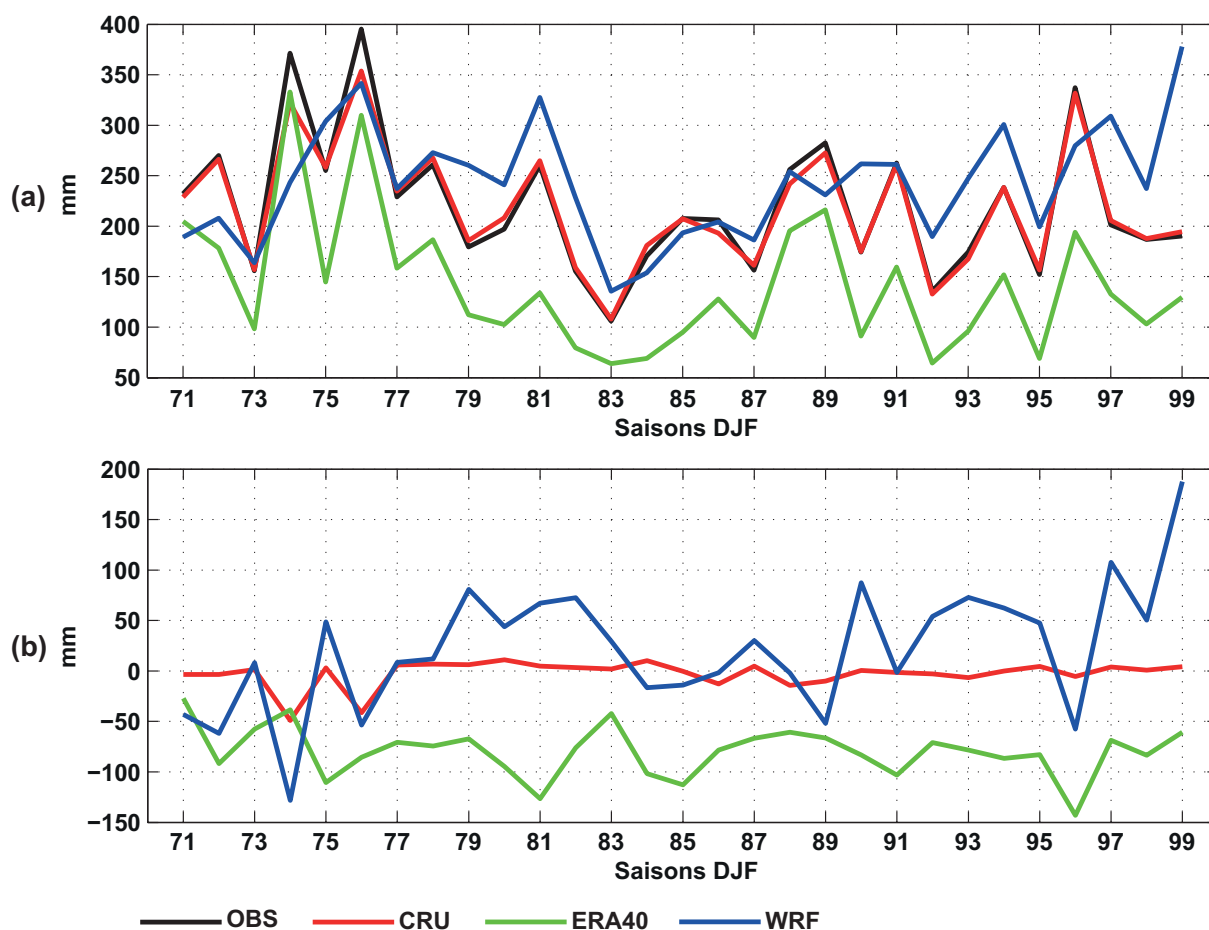


Figure 3.14 : (a) Variabilité interannuelle des cumuls saisonniers de l'indice sud-africain selon les observations, CRU, ERA40 et WRF sur la période DJF 1971-1999. (b) Biais pluviométriques de CRU, ERA40 et WRF par rapport aux observations.

	OBS
CRU	+0.99 / 13.4
ERA40	+0.93 / 83.4
WRF	+0.51 / 65.8

Table 3.3 : Coefficients de corrélation linéaire entre l'indice sud-africain observé et les indices CRU, ERA40 et WRF (CRU, ERA40 et WRF), et RMS des biais saisonniers moyens.

La pluviométrie saisonnière simulée est nettement moins bien corrélée aux observations que la pluviométrie réanalysée, mais les biais saisonniers moyens sont plus faibles (Tab. 3.3). La faiblesse des biais saisonniers moyens de WRF résulte des biais secs

des saisons DJF74-76-89-96 contrebalançant les biais humides quasi récurrents (Fig. 3.14b). En règle générale, les biais de WRF les plus humides (saisons DJF79-81-82-90-97-99 : Fig. 3.14b) correspondent à des événements El Niño ou à la phase neutre d'ENSO (Fig. 1.21), tandis que les forts événements La Niña (saisons DJF74-76-96 : Fig. 3.14b) sont associés à des biais de WRF systématiquement secs.

Sur le domaine sud-africain, WRF lisse donc la variabilité interannuelle de la pluviométrie saisonnière, connue pour être fortement modulée par l'ENSO. Même si les phases positives et négatives d'ENSO ne sont pas systématiquement associées aux biais WRF les plus importants (et à des anomalies systématiquement marquées dans les observations), la mauvaise représentation des phases d'ENSO dans WRF pourrait expliquer la faiblesse des relations interannuelles entre l'indice observé et l'indice simulé (Tab. 3.3).

- *Lien avec l'ENSO*

Pour le vérifier, le lien entre l'ENSO et la pluviométrie saisonnière de l'indice sud-africain d'une part et des points de grille correspondants d'autre part est quantifié. Quel que soit le jeu de données, les corrélations significatives sont fortes (Tab. 3.4 et Fig. 3.15), traduisant un fort impact d'ENSO sur la pluviométrie sud-africaine, malgré la non-linéarité de la relation (Fauchereau *et al.*, 2009). De plus, cette relation est exclusivement négative, indiquant que les pluies saisonnières tendent à être excédentaires (déficitaires) lors d'événements La Niña (El Niño). Spatialement (Fig. 3.15), ERA40 (WRF) surestime (sous-estime) le nombre de points de grille concernés par une relation significative, notamment sur la partie est (ouest) du domaine sud-africain. Temporellement (Tab. 3.4), la covariabilité entre l'ENSO et la pluviométrie observée, estimée par CRU et réanalysée, est forte et fluctue peu (de ~42 à ~46%), tandis qu'elle est relativement faible pour les simulations WRF (~17%). Cette faible relation contribue donc largement à expliquer les faibles corrélations interannuelles entre la pluviométrie saisonnière simulée et observée (Fig. 3.12).

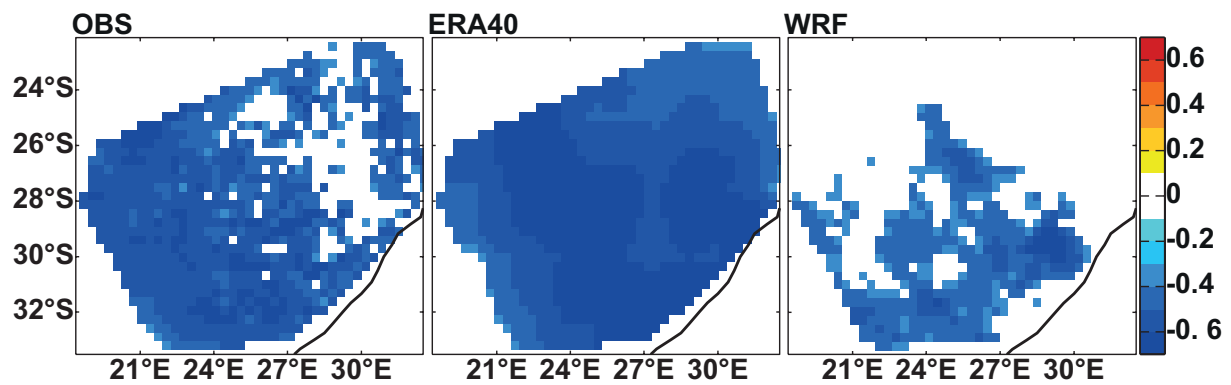


Figure 3.15 : Corrélations interannuelles entre la pluviométrie saisonnière des points de grille du domaine sud-africain et l'indice MEI bi-mensuel moyenné entre décembre-janvier et janvier-février sur la période DJF 1971-1999. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11.

	MEI
OBS	-0.68
CRU	-0.67
ERA40	-0.65
WRF	-0.42

Table 3.4 : Comme en Fig. 3.15 pour l'indice sud-africain.

- *Variabilité interannuelle des biais de WRF et forçages latéraux*

La covariabilité interannuelle est calculée entre les biais saisonniers de WRF (Fig. 3.14b) et les champs atmosphériques d'ERA40 utilisés pour forcer WRF aux bornes latérales. Elle permet d'estimer dans quelle mesure les biais de WRF peuvent être liés au contexte large échelle. Parmi les cinq champs atmosphériques (U, V, Z, T et Q) testés, les corrélations les plus fortes sont obtenues avec la température et la hauteur géopotentielle (Figs. 3.16a-d et 3.17a-d, respectivement). Les résultats suggèrent qu'une augmentation des températures et un renforcement de la hauteur géopotentielle sous les Tropiques favorise des biais humides sur la période 1971-1999. Ces caractéristiques sont typiques des configurations large échelle en événements El Niño. Indépendamment de l'ENSO, la relation est moins forte mais demeure positive.

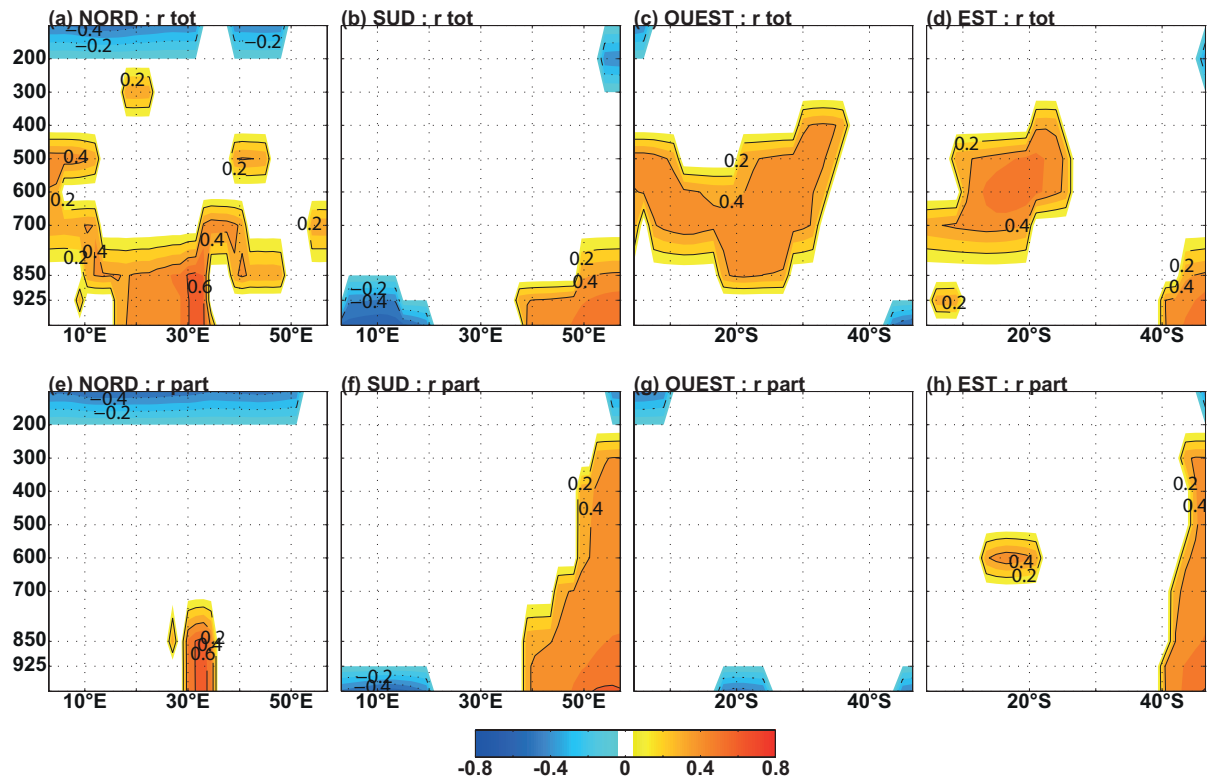


Figure 3.16 : (a-d) Corrélations linéaires entre la température saisonnière ERA40 aux quatre bornes du domaine et les biais saisonniers de WRF (Fig. 3.14b). (e-h) Comme (a-d) en corrélations partielles. Le MEI saisonnier est utilisé pour supprimer les variations liées à l'ENSO. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11.

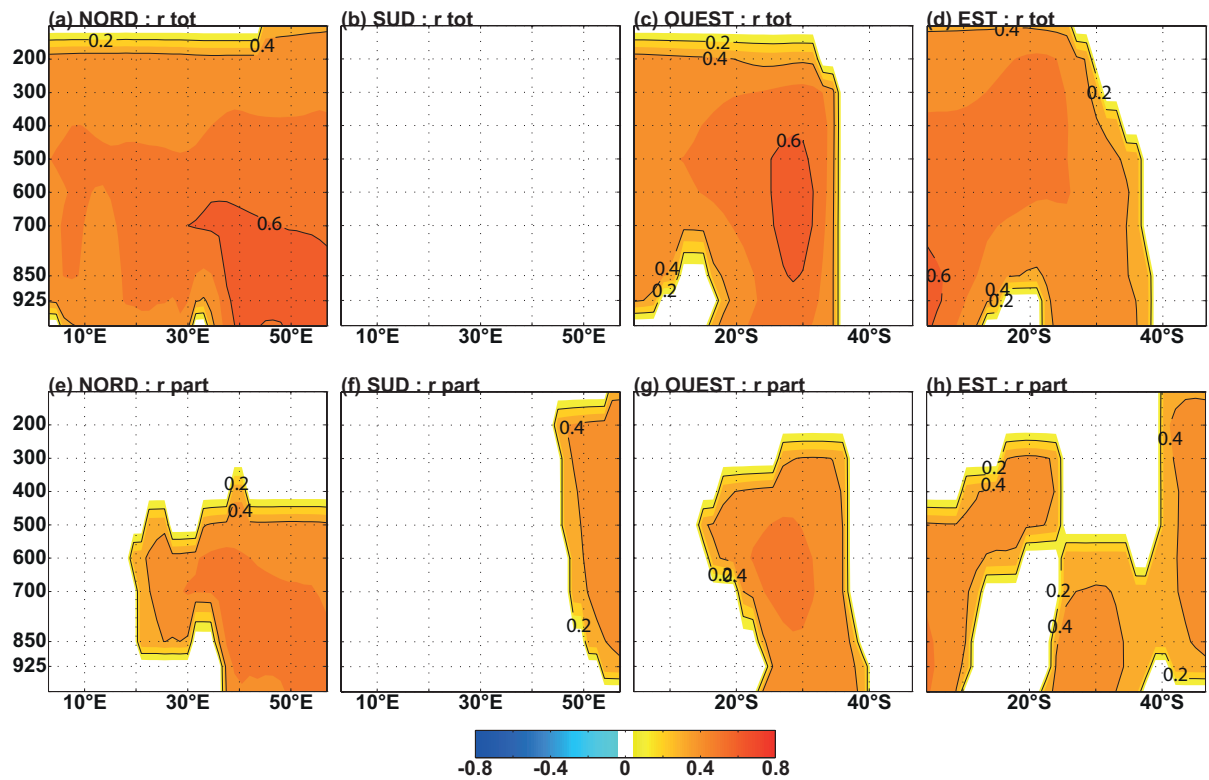


Figure 3.17 : Comme en Fig. 3.16 pour la hauteur géopotentielle.

Il semble donc que WRF surestime (sous-estime) les cumuls saisonniers sud-africains en contexte large échelle chaud (froid). **Ces résultats confirment la pertinence d'avoir testé les paramétrisations physiques sur une saison non impactée par l'ENSO (saison DJF94), et doivent impérativement être validés sur une période plus longue et *via* une approche ensembliste.**

Comprendre la transmission du signal d'ENSO *via* les forçages latéraux et la prescription des TSO, de même que la réponse WRF à ces forçages fait l'objet d'une publication en préparation (Boulard *et al.*, 2011) avec une version plus récente de WRF utilisé sur un domaine plus grand avec la même physique, une saison des pluies s'étalant de novembre à mars, et une approche ensembliste. N'étant pas le cœur de ce travail de thèse, et le protocole expérimental n'étant pas mis en place pour répondre à cette problématique, cet aspect n'est pas traité dans le présent travail.

La section suivante localise et quantifie les fluctuations interannuelles majeures du transport d'humidité associées à celles de la pluviométrie, au pas de temps saisonnier. Les analyses se focalisent uniquement sur la pluviométrie sud-africaine en raison de sa forte cohérence physique. Le but est de mettre en évidence les conditions large échelle à régionales favorables et défavorables à la pluviométrie sud-africaine pendant le cœur de la saison des pluies d'été austral, et d'identifier les signaux non restitués par WRF.

3.2.2. Relation interannuelle entre la circulation atmosphérique et la pluviométrie sud-africaine

Au pas de temps saisonnier et sur la période DJF 1971-1999, la variabilité interannuelle de l'indice pluviométrique sud-africain (observé, réanalysé et simulé) est ici corrélée aux forçages latéraux (flux de masse et d'humidité) fournis par ERA40 aux bornes du domaine, ainsi qu'à la circulation atmosphérique d'ERA40 et de WRF à l'intérieur du domaine.

Si nous nous basons uniquement sur la circulation atmosphérique des réanalyses et la pluviométrie observée et réanalysée, nos objectifs sont d'abord de quantifier le poids respectif des advections d'humidité provenant des quatre bornes du domaine WRF sur la pluviométrie sud-africaine, et d'identifier les courroies de transmission par lesquelles l'humidité est

advection au-dessus du domaine sud-africain. Les mêmes analyses sont ensuite appliquées aux simulations pour estimer l'aptitude de WRF à restituer ce signal.

Le protocole expérimental ne permettant pas de distinguer les forçages large échelle (par exemple, l'ENSO) et les forçages régionaux ayant un impact sur la covariabilité interannuelle entre la pluviométrie et la circulation atmosphérique, aucune corrélation partielle n'est calculée. L'interprétation des corrélations nécessite de connaître l'état moyen de la pluviométrie et du transport d'humidité, discuté en Sections 1.1.2.1 et 3.1. Une relation positive (négative) entre les flux d'ouest et de sud et la pluviométrie indiquera qu'une amplification de ces flux favorise (réduit) la pluviométrie, et *vice versa* pour les flux d'est et de nord, dont les valeurs sont négatives.

3.2.2.1. Relation circulation ERA40 - pluviométrie observée / réanalysée

Les Figures 3.18a-d et 3.19a-d (3.20a-b et 3.21a-b) fournissent une vision verticale (horizontale) des relations interannuelles entre la circulation ERA40 et la pluviométrie observée et réanalysée. Étant donné la forte covariabilité interannuelle entre l'indice sud-africain observé et réanalysé, ces relations sont logiquement très proches les unes des autres (*i.e.* observations ou réanalyses).

La relation entre la pluviométrie sud-africaine et la composante méridienne des vents à la borne nord (Fig. 3.18a et c) est ponctuellement significative, essentiellement dans les basses couches, mais trop faible pour expliquer les fortes variations interannuelles des cumuls saisonniers sud-africains.

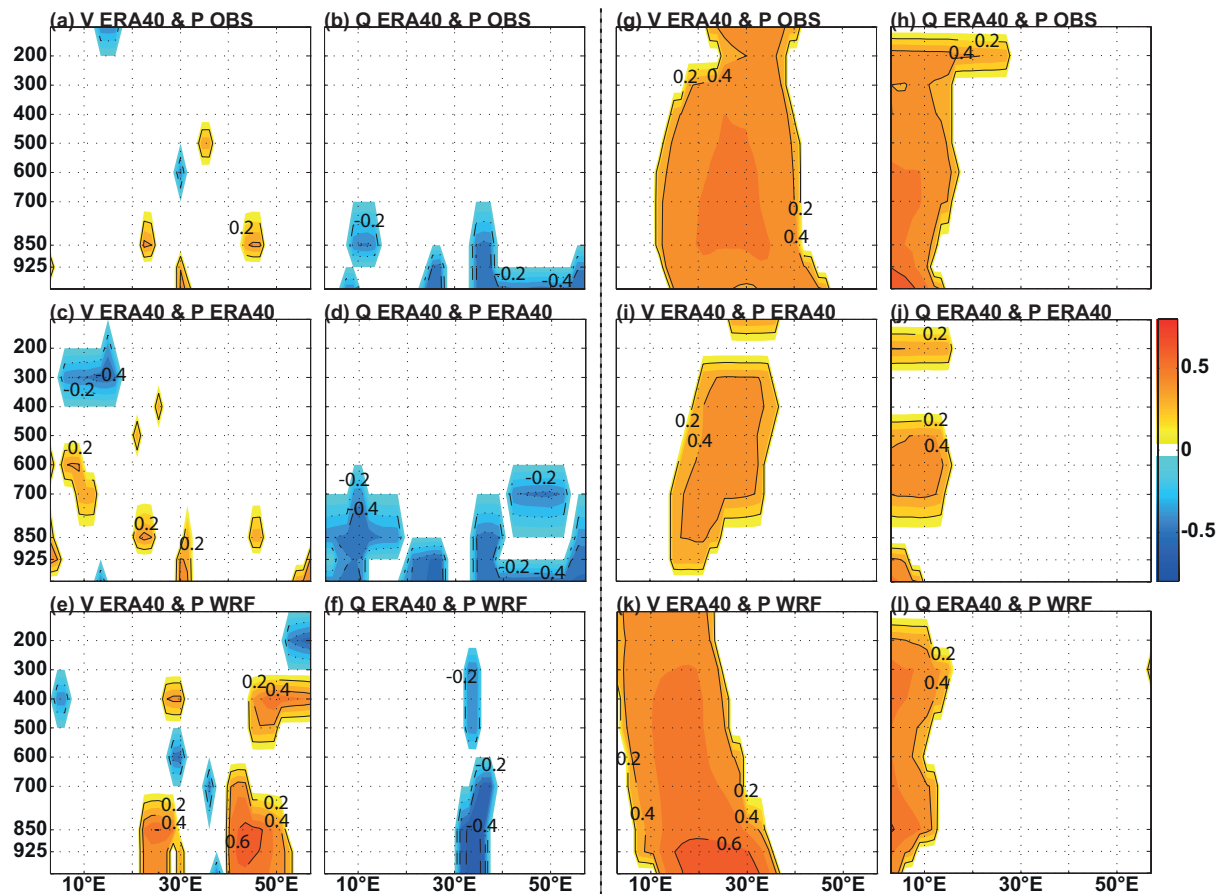


Figure 3.18 : Corrélations interannuelles entre l'indice pluviométrique saisonnier du domaine sud-africain obtenu à partir des observations (ligne du haut), d'ERA40 (ligne centrale) et de WRF (ligne du bas), et la composante méridienne du vent (colonnes de gauche) et l'humidité de la masse d'air (colonnes de droite) fournies par ERA40 le long des bornes nord (panel de gauche) et sud (panel de droite) du domaine WRF. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11.

La relation est également faible lorsque l'humidité de la masse d'air des réanalyses est considérée (Fig. 3.18b et d), mais concerne l'ensemble des basses couches (de la surface à 700 hPa) et presque toutes les longitudes du domaine. Le signal physique sous-jacent suggère qu'une **activation de la ZCIT (donc d'un assèchement de la masse d'air) est en contrepartie associée à une diminution de la pluviométrie sud-africaine**. Cette hypothèse est cohérente avec la relation opposée entre l'ENSO et la pluviométrie de la ZCIT d'une part, et du sud de l'Afrique australe d'autre part (Fauchereau *et al.*, 2009), et la réduction de la convergence des flux d'humidité sur la partie océanique de la ZCIT (Fig. 3.20a-b).

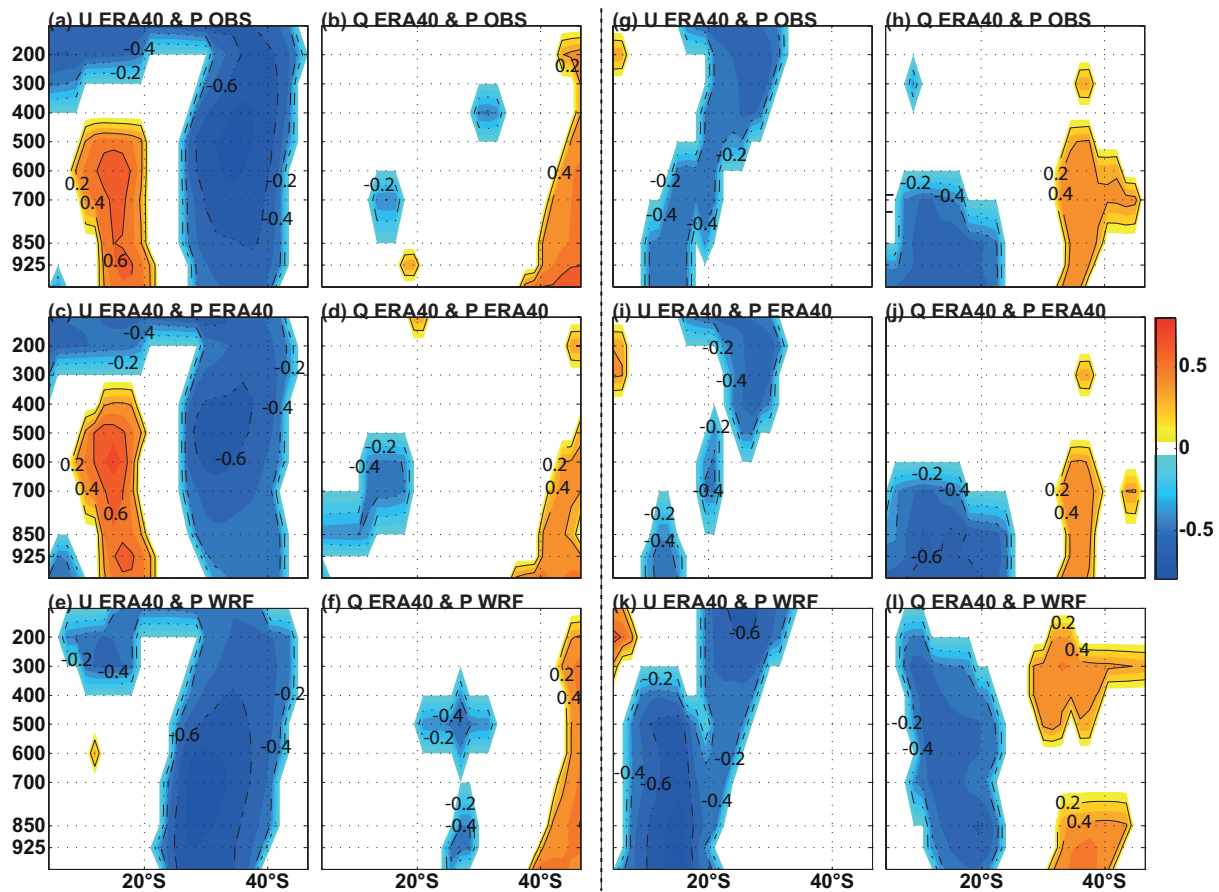


Figure 3.19 : Comme en Fig. 3.18 pour la composante zonale du vent et l'humidité de la masse d'air fournies par ERA40 le long des bornes ouest (panel de gauche) et est (panel de droite) du domaine WRF.

À la borne sud, la relation entre la pluviométrie et la composante méridienne des vents (l'humidité de la masse d'air) est forte, développée spatialement et significative (Fig. 3.18g-i), surtout avec les pluies observées (Fig. 3.18g). En intégrant verticalement les flux d'humidité / de masse à l'intérieur du domaine, cette relation prévaut de 10°E / 20°E à 40°E et entre la borne sud et la côte sud de l'Afrique du Sud (Figs. 3.18a-b et 3.19a-b, respectivement). Sur cet espace, une composante de nord-ouest affaiblie favorise les advections d'humidité tropicale sur le domaine sud-africain. Présent aussi bien à la borne sud (Fig. 3.18g-i-k) qu'à l'intérieur du domaine (Figs. 3.18a-b et 3.19a-b), ce signal pourrait résulter d'une modulation de la circulation synoptique des moyennes latitudes, dont l'origine large échelle et les conséquences régionales sur la localisation et l'intensité de l'anticyclone de Sainte-Hélène et la ZCSI ne sont pas l'objet de ce travail et restent à établir. Cet affaiblissement des composantes d'ouest et de nord en condition humide suggère une ondulation des vents d'ouest sur toute la colonne d'air en condition humide, résultat similaire à celui obtenu avec les 27 configurations physiques testées sur la saison DJF94 (Crétat *et al.*, 2011a).

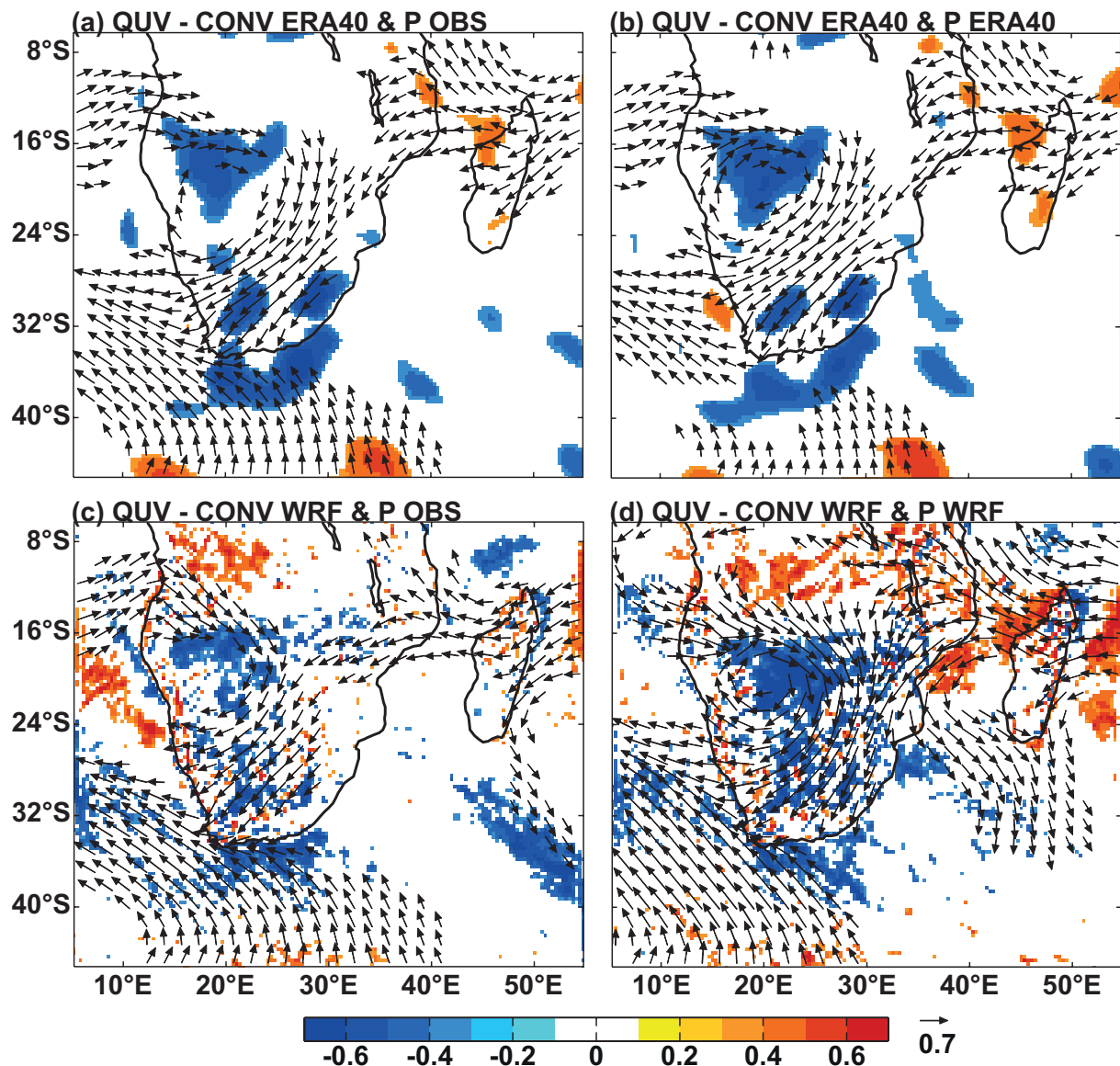


Figure 3.20 : Corrélations interannuelles entre l'indice pluviométrique saisonnier sud-africain (a-c) observé, (b) réanalysé et (d) simulé et les flux saisonniers d'humidité, intégrés entre 1 000 et 200 hPa, (a-b) réanalysés et (c-d) simulés, de même que leur convergence. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11.

Globalement, **la composante zonale des flux** (d'humidité et de masse) **exerce un contrôle beaucoup plus important et très significatif sur les fluctuations interannuelles de la pluviométrie sud-africaine** (Fig. 3.19a-d et g-j). Un renforcement des advections d'humidité depuis les océans Indien et Atlantique tropicaux (Fig. 3.19a-d et g-j) et un ralentissement de la circulation d'ouest dans les moyennes latitudes (Figs. 3.20a-b et 3.21a-b) sont des éléments favorables à la pluviométrie sud-africaine. Ces modulations sont cohérentes avec celles trouvées dans la littérature (Fauchereau, 2004 ; Vigaud *et al.*, 2007, 2009). Leurs causes large échelle, largement méconnues et non recherchées dans ce travail, pourraient impliquer une

modulation des cellules de hautes pressions sur l'Atlantique sud (anticyclone de Sainte-Hélène) et le SWIO (anticyclone des Mascareignes), elle-même liée à une modification des circulations de Hadley et de type Walker.

Régionalement, l'Angola Low (Fig. 3.20a-b) joue un rôle majeur sur le cycle atmosphérique de l'eau de l'Afrique australe et les interactions tropicales-tempérées, favorisant (i) les advections d'humidité depuis l'océan Atlantique tropical (Figs. 3.19a-d et 3.20a-b), (ii) leur convergence à l'est avec les flux d'est provenant de l'océan Indien tropical (Figs. 3.19g-j et 3.20a-b), et (iii) les advections d'humidité sur le domaine sud-africain.

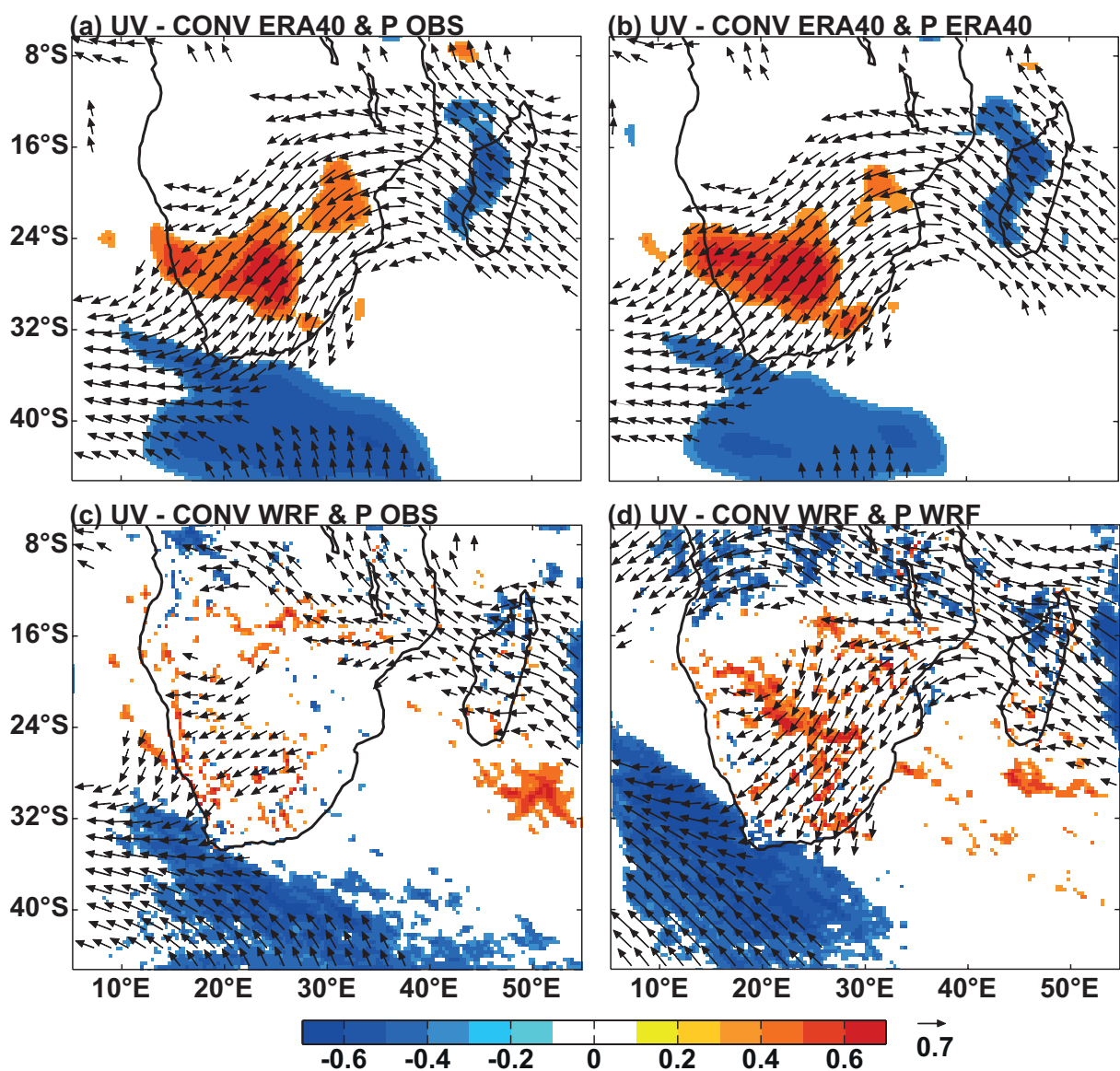


Figure 3.21 : Comme la Fig. 3.20 pour les flux de masse.

3.2.2.2. Relation circulation WRF - pluviométrie observée / simulée

WRF restitue correctement la plupart des signaux détectés en Section 3.2.2.1. Les différences majeures se localisent aux latitudes tropicales et au-dessus du SWIO et de la partie sud du canal du Mozambique.

Aux latitudes tropicales, les forçages latéraux de la borne ouest (autour de 15°S) ne sont pas corrélés à la pluviométrie sud-africaine simulée (Fig. 3.19e). Cette relation est pourtant fortement significative sur la partie nord-ouest du domaine lorsque les flux d'humidité de WRF sont considérés (Fig. 3.20c-d), ce qui indique que les fluctuations interannuelles de l'Angola Low restituées par WRF sont relativement indépendantes des forçages latéraux de la borne ouest. Elles semblent être davantage liées aux fluctuations de la ZCIT, un affaiblissement de cette dernière étant significativement associé à un renforcement de la convergence (divergence) basse (haute) couche centrée sur le sud de l'Angola (Figs. 3.20d et 3.21d, respectivement), et à une augmentation de la pluviométrie en Afrique du Sud. **WRF amplifie donc fortement le dipôle pluviométrique entre la ZCIT et le sud de l'Afrique australe, et sous-estime le poids des conditions large échelle sur l'Angola Low.** Ces deux facteurs peuvent contribuer à expliquer la faible covariabilité interannuelle entre la pluviométrie saisonnière observée et simulée.

Au-dessus du SWIO et de la partie sud du canal du Mozambique, seule la relation entre les flux d'humidité simulés et la pluviométrie simulée est significative (Fig. 3.20d), indiquant que **WRF tend à surestimer l'influence du SWIO sur la pluviométrie sud-africaine**, pouvant également contribuer à la faible covariabilité interannuelle entre la pluviométrie saisonnière observée et simulée.

3.3. Structures pluviométriques quotidiennes récurrentes sur la période DJF 1971-1999

Les sections précédentes ont montré que la principale plus-value de WRF consiste en une spatialisation plus fine du champ pluviométrique moyen, particulièrement en Afrique du Sud. Cette section creuse cette piste en mettant l'accent sur les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes en Afrique du Sud. Dans un premier temps, ces structures, seulement documentées indirectement dans la littérature (Fauchereau *et al.*, 2009 ; Pohl *et al.*, 2009), sont (i) identifiées à partir du réseau d'observations sud-africaines, (ii) reliées à la circulation atmosphérique des réanalyses ERA40 et aux principaux modes de variabilité climatique. Dans un second temps, la capacité de WRF à les restituer est évaluée.

3.3.1. Identification et lien avec les échelles large à régionale

3.3.1.1. Résumé

Ce papier évalue l'influence des principaux modes de variabilité climatique sur la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie sud-africaine pendant le cœur de la saison des pluies, de décembre à février (DJF).

Toutes les analyses sont basées directement sur le champ pluviométrique et non sur la dynamique ou les processus atmosphériques. Une classification hiérarchique ascendante est utilisée pour classer les patterns pluviométriques quotidiens décrits par 5 352 pluviomètres sur la période DJF 1971-1999. Cinq classes sont analysées.

Parmi elles, une classe est représentative du gradient pluviométrique zonal moyen. Une autre, représentant 37% des jours, décrit de fortes anomalies négatives de la pluviométrie sud-africaine liées à une ondulation régionale de la circulation d'ouest sur toute la colonne d'air caractérisée par de la divergence en basse troposphère centrée sur l'Afrique du Sud. Ces anomalies sèches sont davantage fréquentes lors d'événements El Niño (avec une corrélation de +0.75 entre l'ENSO et l'occurrence saisonnière de cette classe), et sont associées à un

affaiblissement et/ou à un décalage régional de la circulation cellulaire type Walker et du jet subtropical.

Décrivant respectivement un affaiblissement, un renforcement et un maintien du gradient pluviométrique zonal moyen, les trois autres classes sont associées à de fortes anomalies cycloniques des flux d'humidité centrées sur l'Angola ou le nord du Botswana, et à des anomalies de convergence localisées au-dessus des anomalies pluviométriques positives les plus importantes. L'une de ces trois classes est clairement associée à des talwegs tropicaux-tempérés. La succession des structures pluviométriques des trois classes montre une tendance à la propagation vers l'est des systèmes pluviogènes, et leur occurrence saisonnière est accrue lors d'événements La Niña.

3.3.1.2. Article

1. Introduction
2. Data and method
 - 2.1. Daily rain-gauge records
 - 2.2. Atmospheric dynamics
 - 2.3. ENSO index and sea surface temperature
 - 2.4. Clustering technique applied on daily rain-gauge records
3. Results of the daily rainfall rain-gauge clustering
 - 3.1. Description of the clusters
 - 3.2. Recurrent daily rainfall patterns
 - 3.3. Persistence and evolution of the clusters
4. Associated atmospheric circulation anomalies
 - 4.1. Regional scale
 - 4.2. Near-global scale
5. SST teleconnections and possible ENSO connections
6. Summary and discussion

Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer

Julien Crétat,^{a*} Yves Richard,^a Benjamin Pohl,^a Mathieu Rouault,^b Chris Reason^b and Nicolas Fauchereau^c

^a *Centre de Recherches de Climatologie, CNRS UMR 5210/Université de Bourgogne, Dijon, France*

^b *Department of Oceanography, University of Cape Town, Cape Town, South Africa*

^c *CSIR/NRE, Ocean Systems and Climate, CHPC, Rosebank, South Africa*

ABSTRACT: This paper investigates the influence of some modes of climate variability on the spatio-temporal rainfall variability over South Africa during the core of the rainy season, December to February (DJF). All analyses are based directly on the rainfall field instead of atmospheric processes and dynamics. An original agglomerative hierarchical clustering approach is used to classify daily rainfall patterns recorded at 5352 stations from DJF 1971 to DJF 1999. Five clusters are retained for analysis. Amongst them, one cluster looks most like the rainfall and circulation mean picture. Another one, representing 37% of the days, describes strong negative rainfall anomalies over South Africa resulting from a regional barotropic trough-ridge-trough wave structure and moisture divergence. These dry anomalies are more frequent in El Niño years (with a 0.75 correlation between ENSO and the seasonal occurrences of that cluster) and are associated with a weakening and/or a regional shift of the Walker-type circulation and the subtropical jet stream. Three clusters, which describe, respectively, a decrease, an increase, and a conservation of the seasonal mean eastward rainfall gradient, are all associated with strong cyclonic moisture flux anomalies centred over Angola or northern Botswana and the anomalous convergence located over the largest positive rainfall anomalies, suggesting the importance of thermal low pressures. One of them is clearly associated with tropical temperate troughs. The rainfall patterns of these three clusters tend to propagate eastward, and their seasonal frequencies tend to increase in La Niña years. Copyright © 2010 Royal Meteorological Society

KEY WORDS atmospheric dynamics; daily rainfall patterns; ENSO; hierarchical clustering; South Africa

Received 10 November 2009; Revised 19 October 2010; Accepted 25 October 2010

1. Introduction

Southern Africa (SA), south of 15°S, is a semi-arid region mainly experiencing its larger rainfall amounts in austral summer between November and February. Because of the predominance of rain-fed agriculture over SA, large departures from the average seasonal cycle (either floods or droughts) may have detrimental effects on the economies and societies of the region. The southern African rainfall field is known to show strong spatio-temporal variability at different scales, materialising the influence of distinct rain-bearing processes that themselves depend on various modes of atmospheric variability.

At the global scale, El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Lindesay, 1988; Jury *et al.*, 1994; Reason *et al.*, 2000; Reason and Rouault, 2002; Rouault and Richard, 2003, 2005) is known to impact South African rainfall variability, especially since the late 1970s (Richard *et al.*, 2000, 2001). As ENSO signal is phase locked to

the annual cycle over most parts of SA (e.g. Camberlin *et al.*, 2001), the peak of ENSO-associated atmospheric, oceanic, and rainfall anomalies typically occurs in austral summer (Nicholson and Selato, 2000; Reason *et al.*, 2000), i.e. the main rainy season over the region. In tropical SA, wet (dry) conditions tend to prevail in La Niña (El Niño) years during austral summer. Nevertheless, correlations values remain generally weak (typically 0.4–0.5) and some El Niño years, like the strong 1997–1998 event, are not accompanied by particularly dry conditions.

At a more regional scale, interannual rainfall fluctuations were also shown to be modulated by the Sea Surface Temperature (SST) variations in the south Atlantic and south Indian Oceans (Mason, 1995; Reason and Mulenga, 1999; Reason, 2001, 2002; Rouault *et al.*, 2003). South Atlantic SST partially influence moisture fluxes between the south Atlantic Ocean and SA (Vigaud *et al.*, 2007, 2009). The Indian Ocean is known to be the major source of moisture for SA (Jury *et al.*, 1996; Reason, 2001, 2002; Rouault *et al.*, 2003; Washington and Preston, 2006). For instance, positive SST anomalies in the southwest Indian Ocean are known to be associated with wetter conditions over eastern and central South

* Correspondence to: Julien Crétat, Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS/Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France. E-mail: julien.cretat@u-bourgogne.fr

Africa (Reason, 2001, 2002; Washington and Preston, 2006).

The high-frequency variability of South African rainfall is mainly related to the so-called tropical-temperate troughs (TTT), corresponding to synoptic-scale cloud bands that link a tropical disturbance over the sub-continent (typically, a lower-layer easterly wave) with an upper-tropospheric frontal system embedded in the mid-latitude westerly circulation (Washington and Todd, 1999; Todd and Washington, 1999; Todd *et al.*, 2004; Hart *et al.*, 2010). Although about 30–60% of summer rainfall over subtropical SA results from such TTT systems, the factors influencing the rainfall spatial and temporal variability are very complex and still largely matter of debate. The remaining 40–70% of the summer rainfall amounts are provided by rain-bearing mechanisms mainly linked with tropical convection (Harrison, 1984a, 1984b), such as regional thermal low pressures (Tyson and Preston-Whyte, 2000; Reason *et al.*, 2006) or the Madden-Julian Oscillation (MJO) (Pohl *et al.*, 2007), but these mechanisms remain poorly misunderstood.

Recently, Fauchereau *et al.* (2009, hereafter F09) and Pohl *et al.* (2009, hereafter P09) investigated the interactions between TTT systems, the MJO and ENSO, by applying clustering analyses on daily Outgoing Long-wave Radiation (OLR), a proxy for deep atmospheric convection. They showed that (1) TTT events are the main rain-bearing system in austral summer and tend to propagate eastwards with time, and (2) MJO activity in the tropics does not influence their probability of occurrence. They also confirmed the relative weakness of linear correlations between usual ENSO descriptors and South African rainfall, suggesting the implication of non-linear processes.

The respective influence of all these mechanisms on the rainfall spatio-temporal variability remains to be assessed and quantified. This paper contributes to investigate this issue, by using a method based on the analysis of the daily spatial distributions of South African summer rainfall instead of atmospheric processes and dynamics. Our goal here is to verify whether a clustering technique applied to a relatively dense network of daily rain-gauge records allows us to detect the recurrent gradients linked with the main modes of South African climate variability, and to quantify them. To that end, an objective hierarchical clustering technique is applied to daily rainfall amounts recorded in a network covering the southern part of SA for the 1971–1999 period.

The paper is organised as follows. Section 2 presents the data and methodology used in this study. Sections 3 and 4 describe, respectively, the detected anomalous rainfall patterns, their persistence and evolution, and the associated atmospheric dynamics at regional and near-global scales. Section 5 investigates the teleconnections between the interannual frequency of the rainfall patterns and SST patterns. Section 6 contains the summary and discussion.

2. Data and method

2.1. Daily rain-gauge records

Daily rainfall amounts are provided at high resolution by the rain-gauge records compiled in the Water Research Commission database by Lynch (2003). We have extracted the 5352 stations receiving at least 40% of the annual rainfall during the DJF season from the total of 7665 stations already used in Pohl *et al.* (2007). Thus, we only focus on the summer rainfall regions because this empirical threshold excludes the winter rainfall (western Cape region of South Africa) or the all-year long rainfall (south coast of South Africa) regions. Over the 1971–1999 DJF period, there are 29 summer (DJF) seasons representing 2610 days, without missing values. We have also excluded each 29th of February.

2.2. Atmospheric dynamics

We make use of the 12-hourly (00 UTC and 12 UTC) ERA-40 reanalyses (Uppala *et al.*, 2005) for the 1971–1999 DJF period to describe the atmospheric circulation associated with the recurrent rainfall patterns. They are provided by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ regular grid.

Within tropical and subtropical areas of southern and central Africa, rainfall regimes are largely dependent on deep convective processes and moisture convergence at different levels of the troposphere. The zonal (U) and meridional (V) components of the wind and specific humidity (Q) are used to compute daily moisture fluxes, vertically integrated between 1000 and 200 hPa. This proxy effectively captures the moisture transport in the atmosphere. We also compute moisture convergence from the integrated zonal and meridional daily moisture fluxes. The 500 hPa vertical velocity (W) describes the approximate centre of mass of the troposphere and allows for an insight into large-scale vertical motion within the whole troposphere, indicative of deep convective upward motion.

At the near-global scale, we examine the large-scale components of the rotational and divergent 850 and 200 hPa wind, depicted by the stream function (Ψ) and velocity potential (Φ). These fields are respectively defined as $\nabla^2\Psi = \nabla \times v$ and $\nabla^2\Phi = \nabla \times v$, where v is the two-dimensional wind vector (U and V). These fields are used to describe the large-scale circulations such as the zonal Walker circulation in the tropics and the Hadley cell.

2.3. ENSO index and sea surface temperature

The Multivariate ENSO Index (MEI; Wolter and Timlin, 1993) is used to measure the relationship between the interannual frequency of each cluster and ENSO. This index is provided by the Climate Diagnostic Center, and is available at the bimonthly timescale. As it is based on both atmospheric and oceanic fields, it is particularly suitable to describe the coupled nature of

the ENSO phenomenon. In order to evaluate to what extent the results are sensitive to the choice of the ENSO descriptors, we correlate the MEI with more traditional indices, such as the Southern Oscillation index and the Niño3.4 index. Interannual DJF correlation coefficients reach -0.93 and 0.98 , respectively, indicating moderate uncertainties associated with this parameter. These small differences could be partly explained by the presence of positive trends in SST indices, like Niño3.4, while none is significant for atmospheric indices, such as the SOI.

Monthly SST provided by the United Kingdom Meteorological Office (HadISST: Rayner *et al.*, 2003) are used to document the background climate conditions favouring the seasonal occurrences of the successive rainfall patterns. They are available on a $1^\circ \times 1^\circ$ regular grid.

2.4. Clustering technique applied on daily rain-gauge records

The agglomerative hierarchical clustering (AHC) has been successfully employed with rainfall data (e.g. Ramos, 2001; Tennant and Hewitson, 2002; Muñoz-Díaz and Rodrigo, 2004, 2006). Here, we use the AHC to classify the raw daily rainfall patterns over the Republic of South Africa as well as neighbouring Lesotho, Swaziland and southern Namibia. This procedure creates a nested sequence of partitions of the patterns from a dissimilarity matrix, and proceeds by series of fusions of the n objects (the 2610 days here) into groups (Gong and Richman, 1995). The AHC produces a series of partitions of the data, P_n, P_{n-1}, \dots, P_1 . In this study, P_n consists of 2610 single object clusters, and P_1 consists of a single group containing the 2610 days. At each stage, the AHC regroups the two clusters that are closest according to a Euclidean distance metrics. Consider a matrix X containing 2610 days \times 5352 rainfall stations, with *days* describing the time dimension (observations) and *rainfall stations* describing the space dimension (variables), then the Euclidean distance between entities X_{day1} and X_{day2} is given by:

$$d_{day1,day2} = \sum_{sta=1}^{5352} [(X_{day1} - X_{day2})'(X_{day1} - X_{day2})]^{1/2}. \quad (1)$$

For merging two clusters including more than one day, or a cluster of one day with a cluster including more than one day, we use Ward's method (Ward, 1963) because it minimises the within-group variance at each stage of merging and optimises an objective statistic. At each step, the intra-cluster sum of squares is minimised over all partitions obtainable by merging two clusters from the previous step. If C_K and C_L are two clusters that are merged to form cluster C_M , the combinatorial formula that defines the distance between the new cluster and another cluster C_J is:

$$d_{J,M} = \frac{(n_J + n_K)d_{JK} + (n_J + n_L)d_{JL} - n_J d_{KL}}{n_J + n_M}, \quad (2)$$

where n_J, n_K, n_L and n_M are the number of objects in clusters J, K, L and M , and d_{JK}, d_{JL}, d_{KL} are the distances between JK, JL and KL , respectively (Ramos, 2001). Thus, Ward's algorithm can be implemented through updating a stored Euclidean distance between cluster centroids.

To sum up, the AHC procedure enables us to obtain partitions of rainfall patterns based on objective distance computations. Anomalous rainfall (dynamic) patterns are computed by subtracting the mean seasonal rainfall (dynamic) field from cluster averages.

3. Results of the daily rainfall rain-gauge clustering

3.1. Description of the clusters

At the end of the AHC procedure, i.e. once the 2610 days are regrouped into a single cluster, the number of clusters is subjectively chosen according to a clustering tree, also known as dendrogram (Figure 1(a)). A clustering tree illustrates the fusions made at each successive stage of the partitioning. To limit intra-cluster heterogeneity, one needs to choose the number of clusters just before the distance between merged clusters increases strongly. Basing on Figure 1(a), we choose here to retain six clusters. In order to validate their spatial and temporal robustness, we applied the AHC method to 40, 50 and 60% of the 5352 rain-gauge stations, randomly chosen and on the entire period. We also applied the AHC to all rain-gauge stations for the separated 1971–1984 and 1985–1999 periods. It appears that the number of days spent in cluster #2 varies noticeably compared to the other clusters, while cluster #1 is almost stationary. The rainfall patterns associated with the six clusters appears, nonetheless, to be relatively stable, which indicates a relatively high robustness.

The 2610 days are distributed unequally within the six clusters (Figure 1(a)). This seems in accordance with the temporal rainfall distribution of semi-arid regions where dry or light rainfall days predominate. For our purposes, this is an advantage of the AHC compared to non-hierarchical clustering techniques such as the *k-means* algorithm which tends to generate equiprobable clusters.

Before analysing the rainfall patterns, we briefly compare the six clusters by examining their internal heterogeneity. To this end, we compute the spatial average of each day spent in each cluster (Figure 1(b)). For cluster #1 (the most robust cluster in terms of sensitivity to the partitioning), 80% of the 2610 days are rather dry with an average of 0.86 mm/day, *versus* 3.16 mm/day for cluster #2 (the most sensitive cluster). Other clusters are wetter. Rainfall averages reach 6 mm/day for clusters #3 and #4, 19 mm/day for cluster #5 and 9 mm/day for cluster #6. Due to spatial averaging, there are few days without rainfall (observed rarely in cluster #1) and extreme rainfall events are smoothed (the maximum value does not exceed 25 mm/day; cluster #5). Figure 1(b) also shows that the spatial averages have non-Gaussian distributions and are

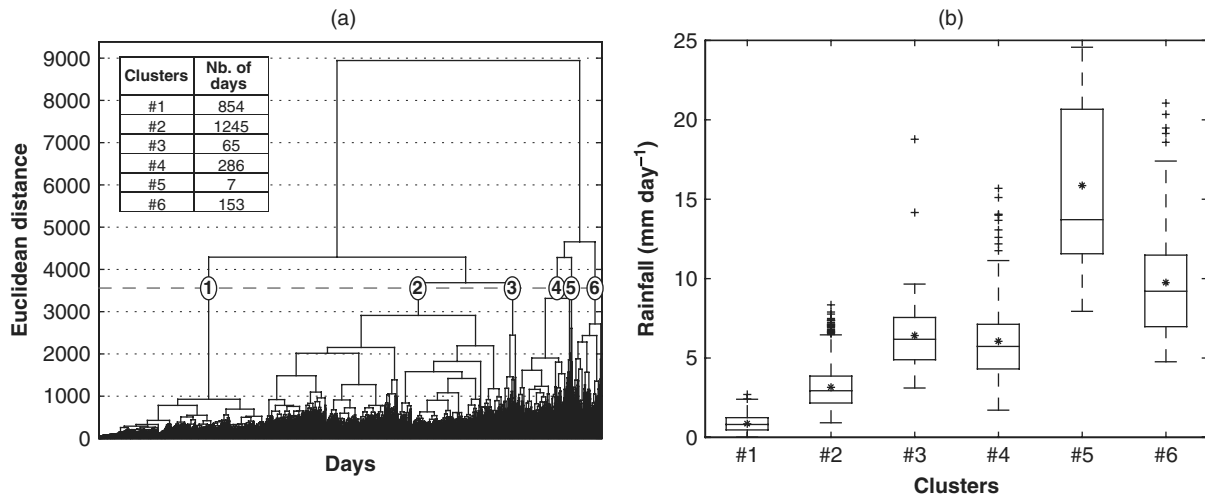


Figure 1. (a) Clustering tree of 2610 days for the 1971–1999 DJF period. Numbers on tree branches correspond to clusters. The table gives the size of each cluster. (b) Box plots of daily spatial mean of the 5352 rainfall stations for the six clusters. The boxes have lines at the lower quartile, median, and upper quartile values. The whiskers are lines extending from each end of the boxes to show the extent of the range of the data within 1.5 by inter-quartile range from the upper and lower quartiles. Stars are mean values. Outliers are displayed by a ‘plus’ sign.

skewed towards extreme positive values. Mean values are higher than median values, except for cluster #1.

The distributions of the spatial averages attributed to each cluster have a very large variance which may, however, be related to an exactly similar pattern but shifted in amplitude. Therefore, it does not restrict our study the aim of which is to focus on rainfall gradients. Cluster #5, which involves only 7 days and has too-skewed a distribution of the spatial mean of daily rainfall, is not analysed furthermore.

3.2. Recurrent daily rainfall patterns

Figure 2(a) displays the seasonal mean rainfall of the 5352 rain-gauge stations for the 1971–1999 DJF period. Except for the desert areas, the west–east rainfall gradient is typical of most subtropical continents. It results essentially from the presence of semi-permanent anticyclones over the neighbouring oceans and associated SST contrasts. Regarding SA, the south Atlantic or St Helena anticyclone located off the west coast limits incoming moisture fluxes, while the Mascarene High or south Indian Ocean anticyclone off the east coast favours moisture fluxes towards SA. The regional topography modifies such moisture fluxes (Van Heerden and Taljaard, 1998; Tyson and Preston-Whyte, 2000), while a heat low over southern Angola/northern Namibia facilitates the low-level penetration of moisture from the tropical southeast Atlantic, north of 10°S (Rouault *et al.*, 2003; Reason *et al.*, 2006). However, the western Indian Ocean remains the major moisture source for most of SA (Vigaud, 2007).

Figure 2(b)–(f) presents the significant composite anomalies associated with each cluster. For cluster #2, only 60% of the retained rain-gauge stations have significant composite anomalies (Figure 2(c)) and the anomalies are weak. They do not exceed –3 mm/day in the northeast and +5 mm/day elsewhere. Hence, the rainfall pattern of cluster #2 is close to the DJF climatology, except

abnormally dry conditions in the Lowveld (northeastern part of South Africa). By contrast, composite rainfall anomalies associated with clusters #1 (Figure 2(b)) and #6 (Figure 2(f)) are significant over almost all the domain. They are strongly negative for cluster #1, especially in the east, resulting in generalised dryness and reduced climatological rainfall gradient. On the other hand, they are positive for cluster #6, reaching up to +20 mm/day north of Lesotho, but rarely exceed +5 mm/day elsewhere. Composite anomalies associated with clusters #3 and #4 (Figure 2(d)–(e)) are strong and mainly significant when they are positive. Cluster #3 depicts positive rainfall anomalies in central South Africa and negative rainfall anomalies in the northeast. Cluster #4 is associated with positive rainfall anomalies in the east and negative rainfall anomalies in the west. Compared to the DJF climatology rainfall values (Figure 2(a)), cluster #3 (#4) thus describes a weakening (enhancement) of the seasonal mean eastward gradient.

3.3. Persistence and evolution of the clusters

Table I presents transitions between the clusters, i.e. the possible lead/lag relationships between clusters. The high percentages observed on the diagonal give an indication of the first-order persistence of each cluster. Figure 3 displays the persistence of each sequence affiliated to each cluster. More than 60% of clusters #1 and #2 are followed by themselves, denoting their strong persistence. Clusters #1 and #2 both last more than 2 days in 50% of the cases, and more than 4 days and 3 days, respectively, in 25% of the cases. This is different from the remaining clusters, for which rainfall events are less persistent, with a length of 1 day in 50% of the cases and rarely higher than 2 days, suggesting transient patterns. Table I supports this hypothesis and indicates a possible west-to-east propagation of enhanced rainfall related to these clusters (Figure 2): in 30% of the cases, cluster #3 is

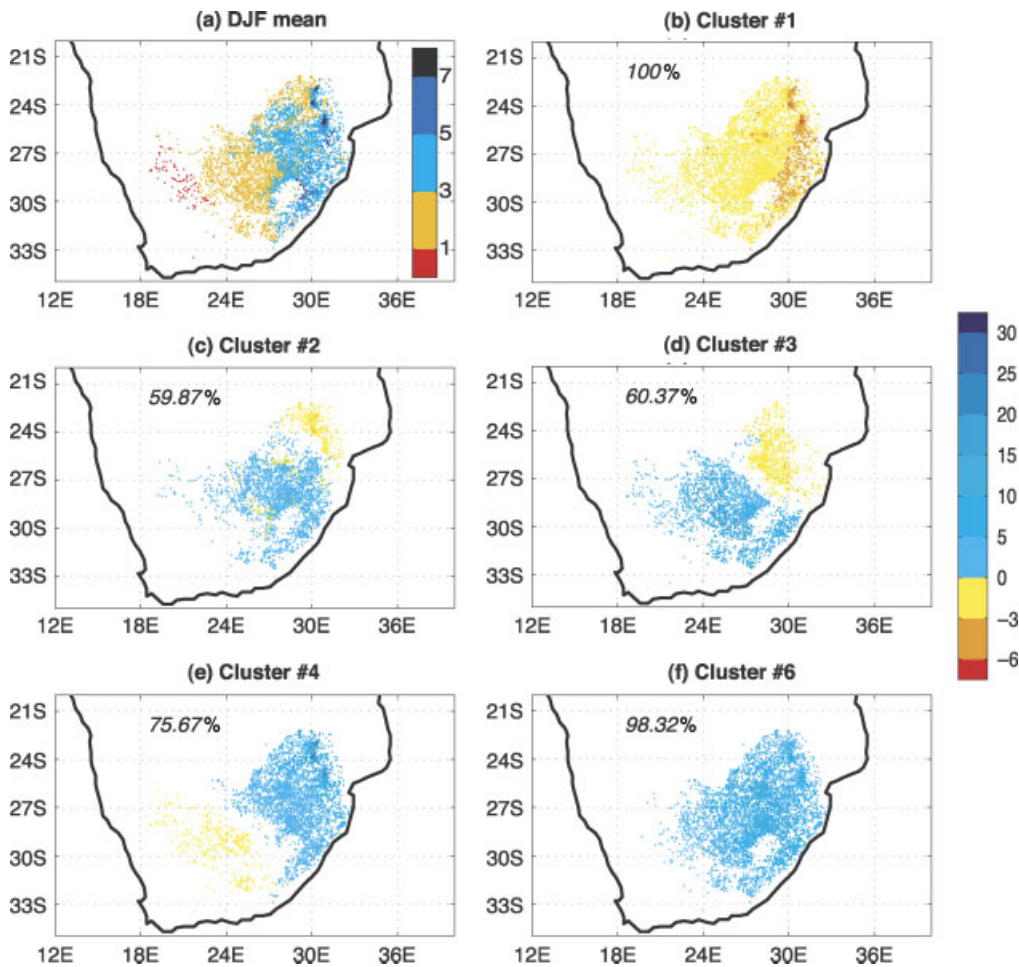


Figure 2. (a) Daily mean of the 5352 rainfall stations for the 1971–1999 DJF period. (b)–(f) Significant composite anomalies associated with clusters #1, #2, #3, #4, and #6 over the same period at the 95% confidence level using a *t*-test applied to the square root of rainfall time series in order to obtain Gaussian distributions. The part (%) of stations showing significant rainfall anomalies during the occurrences of the cluster are labelled on the figure. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/joc

Table I. Percentage of days spent in each cluster followed by the same or another cluster. Values in bold correspond to positive and significant associations between observed and expected frequencies of clusters according to a Pearson chi-square test at the 95% confidence level.

	Cluster #1	Cluster #2	Cluster #3	Cluster #4	Cluster #6
Cluster #1	64.9	32.5	0.5	1.5	0.3
Cluster #2	20	63.2	2.5	9.5	4.7
Cluster #3	3.1	28.5	28.5	9.5	30.1
Cluster #4	14.9	34.8	2.1	40.5	7.4
Cluster #6	3.2	39.4	3.2	21	32.8

followed by cluster #6, and for 21% of the cases, cluster #6 is followed by cluster #4. This result will be further discussed below.

4. Associated atmospheric circulation anomalies

In this section, we first describe the atmospheric circulation at the regional scale and try to identify associated

physical mechanisms. At this scale, moisture fluxes and descriptors of deep convective activity are the most relevant variables for regional rainfall variability. Then, we focus on the near-global scale to assess whether there are any coherent changes in the Walker-type or Hadley circulations. To that end, stream function and velocity potential are used to describe large-scale vorticity and divergence, respectively. In this section, anomalous dynamic patterns are computed by subtracting the mean DJF field from cluster averages.

4.1. Regional scale

Composite anomalies of moisture fluxes associated with cluster #1 extend from the tropics to the mid-latitudes (Figure 4(a)). They are strongest south of 15°S where a well defined west-to-east trough-ridge-trough wave structure is evident. This pattern is also apparent in the geopotential height anomalies at all vertical levels (not shown). Moisture flux anomalies are anti-cyclonic over most of the subcontinent, inducing relative moisture divergence in most areas (Figure 4(a)) and middle-tropospheric subsidence (Figure 5(a)). Anomalous moisture convergence occurs near the two troughs

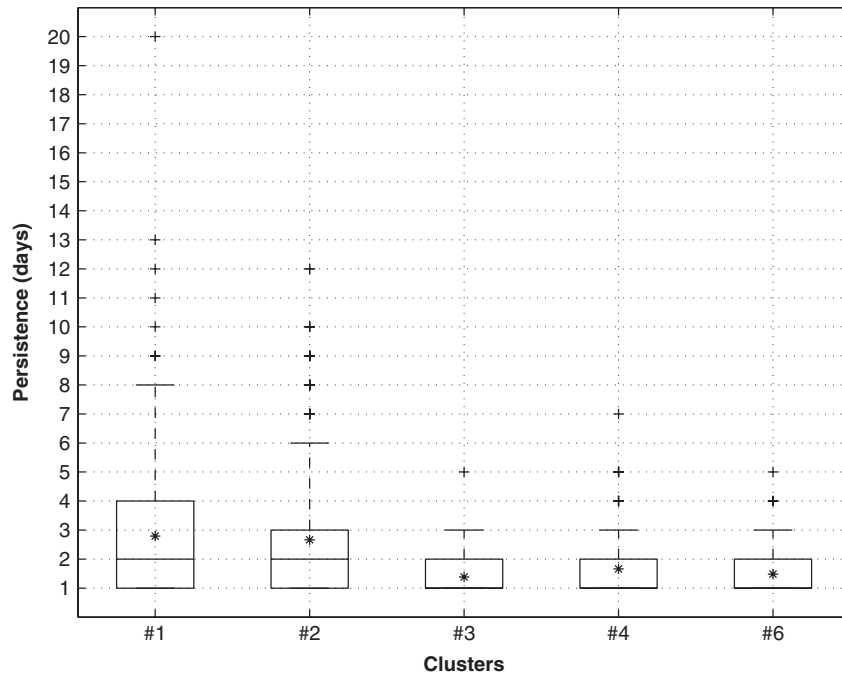


Figure 3. As Figure 1(b), but for the persistence of each sequence associated with each cluster.

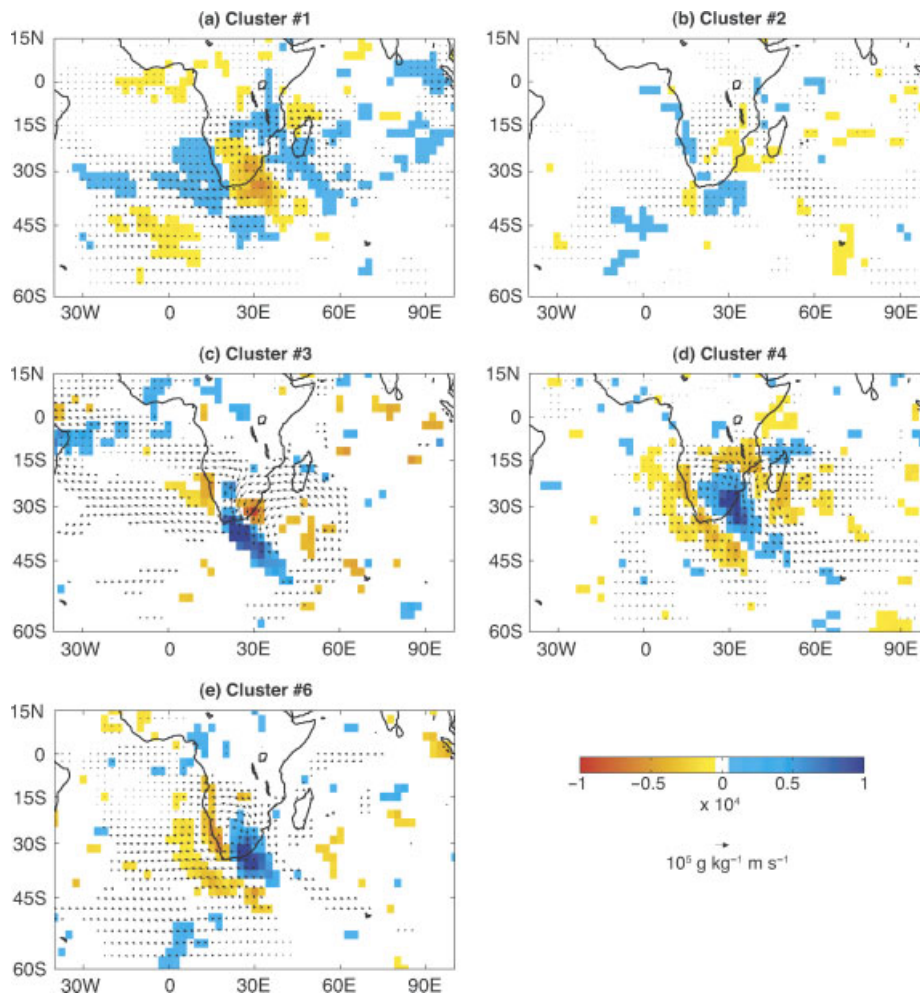


Figure 4. Composite anomalies of moisture convergence and fluxes integrated between 1000 hPa and 200 hPa ($\text{g.kg}^{-1} \text{ m.s}^{-1}$) for each cluster. Cold (hot) colors display moisture convergence (divergence) anomalies. Only anomalies of convergence (moisture fluxes) that are significant at the 95% level according to a Student two tailed *t*-test (Hotelling test) are represented. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/joc

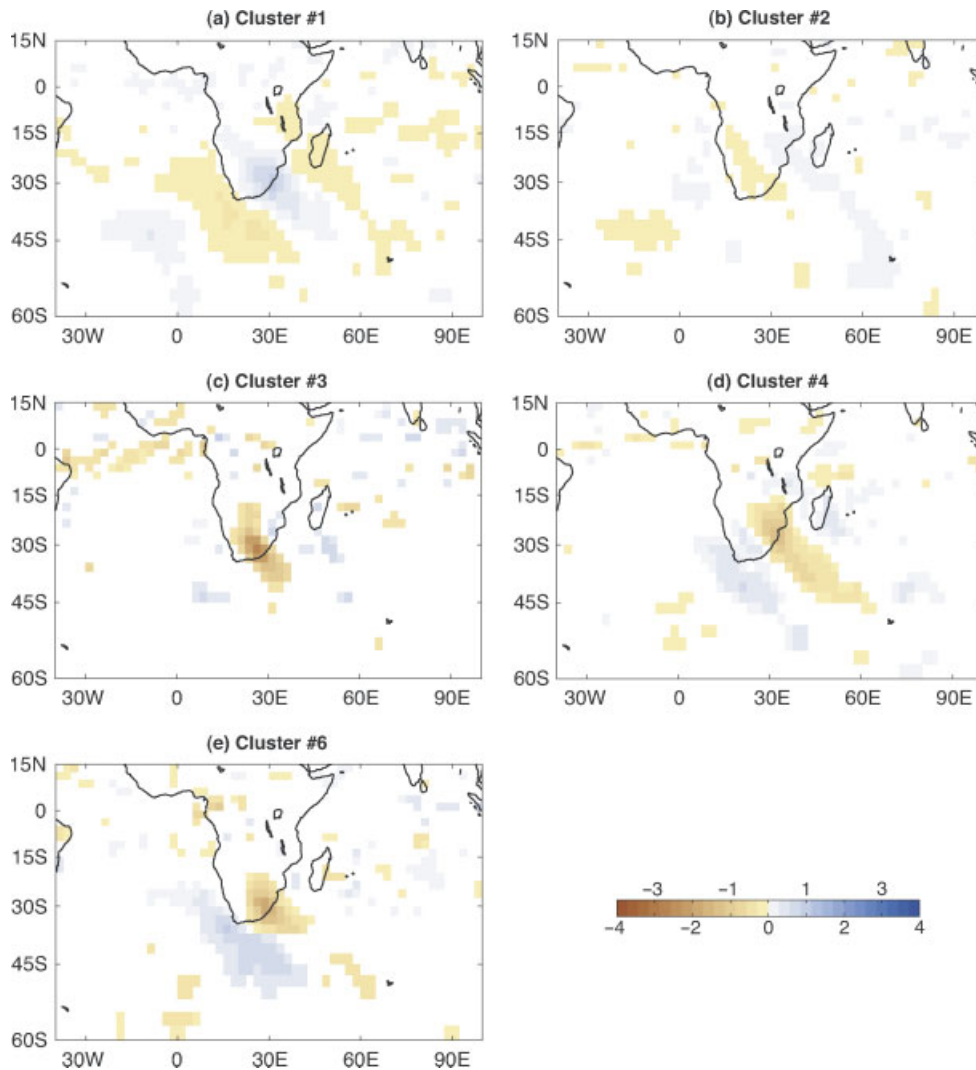


Figure 5. Composite anomalies of mid-troposphere (500 hPa) vertical velocity (m s^{-1}) associated with each cluster. Significance tested and shown as for Figure 4. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/joc

(Figure 4(a)) together with anomalous ascending motion over the neighbouring southeast Atlantic and southwest Indian Oceans (Figure 5(a)). The wave structure denotes a weakening of the mean moisture flux originating from the north (both the Mozambique Channel and the Congo basin). Thus, this configuration favours low water vapor amounts in the air mass over SA, reduces tropical moisture advections, and acts to suppress moist convection. Consequently, the likelihood of mid-latitude disturbances linking up to form a TTT over South Africa is also reduced, as well as more regional features such as thermal low pressures, which is consistent with the generalised negative rainfall anomalies associated with cluster #1 (Figure 2(b)).

Moisture flux anomalies associated with cluster #2 (Figure 4(b)) are of weak amplitude and barely significant. A northwest–southeast zone of anomalous convergence extends from eastern Angola towards central South Africa, in association with anticyclonic moisture flux anomalies. Anomalous uplift at 500 hPa (Figure 5(b)) extends southeastwards across SA with a zone of

relative subsidence extending from Zimbabwe to the Prince Edward Islands. These rather weak atmospheric anomalies are consistent with those in the rainfall field (Figure 2(a)–(c)).

Composite anomalies associated with clusters #3, #4, and #6 (Figure 4(c)–(e)) are relatively strong and extend from the tropics to the mid-latitudes in each case. For cluster #3, a large anticyclonic moisture flux anomaly is found over the southwest Indian Ocean and southeastern Africa, suggesting an enhancement of the mean moisture advection originating from the subtropical south Indian Ocean. Further west, cyclonic anomalies take place over the south Atlantic Ocean and southwestern Africa with a stronger Angola heat low (Mulenga, 1998; Reason *et al.*, 2006) in the lower troposphere (found in 850 hPa wind and geopotential height anomalies, not shown). This pattern leads to an increase in low-level moisture convergence over central SA (Figure 4(c)), associated with deep convection over South Africa as depicted by vertical velocity at 500 hPa (Figure 5(c)). Clusters #4 (Figure 4(d)) and #6 (Figure 4(e)) are associated with

a wave structure oriented along a northwest–southeast direction. This structure consists of a well defined ridge–trough–ridge structure with cyclonic wind anomalies over the landmass (not shown) and anticyclonic moisture flux anomalies over the neighbouring oceans. Over South Africa, the cyclonic anomalies are linked with moisture convergence (Figure 4(d)–(e)). This wave structure is more or less opposite to that associated with cluster #1 (Figure 4(a)). Anomalies in the OLR field (not shown) indicate enhanced atmospheric convection along the trough. The wave structure is also noted in the mid-tropospheric vertical velocity (Figure 5(d)–(f)). Clusters #4 and, to a lesser extent #6, seem to be associated with a trough that extends roughly from Botswana (24°S, 25°E) to the Prince Edward Islands (46°S, 38°E) and which is apparent throughout the troposphere. Both these clusters, particularly cluster #4, are hypothesised to reflect TTT activity over SA. The mean duration found for these clusters (Figure 3) matches that of the TTT described in F09 (i.e. between 3 and 6 days).

The main common feature between clusters #4 and #6 is the cyclonic moisture flux anomaly cell, centred over Botswana, which acts to reduce the export of moisture towards Namibia. It also leads to moisture convergence over Mozambique and inputs of moisture into the trough. The main difference consists of a generalised eastward shift of the atmospheric patterns. For instance, anticyclonic anomalies cover almost the whole south Atlantic Ocean for cluster #6 but are confined to the southeastern Atlantic and the southwest Indian Ocean for cluster #4, where they are much stronger. This difference is also noted in the 500 hPa vertical velocity anomalies (Figure 5(e)). Thus, cluster #6 is less obviously a TTT feature than cluster #4, or it could represent its decaying phase in accordance with, e.g., F09.

4.2. Near-global scale

Cluster #2 shows very weak 850 hPa and 200 hPa stream function and velocity potential anomalies (Figures 6(b)–(g) and 7(b)–(g), respectively). Its main characteristics involve large-scale convergence (divergence) over the Indian Ocean in the lower (upper) layers (Figure 7(a)–(f)). Velocity potential anomalies are not significant elsewhere. This suggests little modification of the Hadley and Walker circulations.

Over South Africa and the surrounding oceans, stream function anomalies of cluster #1 present lower-layer patterns that are relatively similar to moisture fluxes anomalies (Figure 4(a)), and that show a well-defined trough–ridge–trough wave structure (Figure 6(a)). The latter is still perceptible in the upper layers (Figure 6(f)), though with weaker values. Except for this near-barotropic structure, lower- and upper-tropospheric anomalies are of reversed sign, indicative of baroclinicity. At 850 hPa, cyclonic (anticyclonic) prominent features describe anticyclonic (cyclonic) anomalies over Australia (the Philippines) together with cyclonic (anticyclonic)

anomalies in the southern tropical Pacific (north of the equator and south of 60°S). At 200 hPa, clear cyclonic anomalies continuously prevail in the Southern Hemisphere between the subtropics and the mid-latitudes, while more regionalised anticyclonic anomalies are found in the northern Tropics. Concomitant velocity potential anomalies show regional scale divergence (convergence) in the lower (upper) troposphere, consistent with the generalised dryness occurring in SA (Figure 2(b)). Large-scale patterns show upper-tropospheric divergence (convergence) over the Indian Ocean basin and the Americas (the Maritime Continent and Africa). The reverse occurs in the lower layers. These wavenumber-2 circulation anomalies demonstrate that the rainfall anomalies associated with cluster #1 are embedded in large-scale climate variability patterns. In particular, these results suggest that this cluster is related to large-scale weakening/reversal of the Walker circulation, suggestive of a possible connection with El Niño events.

Like cluster #1, the core of the anomalous stream function associated with clusters #3, 4 and 6 (Figure 6(c), (d) and (e)) is stronger in the lower troposphere. The spatial extension of the anomalies is however generally wider in the upper layers (Figure 6(h), (i) and (j)), where they are mainly confined to the inter-tropical zone and the southern mid-latitudes. Anomalies of stream function and velocity potential patterns associated with these three clusters are more or less reversed to those of cluster #1 (Figures 6(h), (i) and (j)) and (Figure 7(h), (i) and (j), respectively), especially over SA. Velocity potential anomalies are both weaker and spatially more limited. Those associated with cluster #6 are compatible with a possible increase of the Walker-type circulation. It should nonetheless be noted that the strongest signals associated with these cluster are clearly regional by nature. They consist of lower (upper) layer convergence (divergence), consistent with associated wet anomalies over SA (Figure 2(c) and (f)). This makes the possible involvement of ENSO uncertain for these clusters.

5. SST teleconnections and possible ENSO connections

This section aims to quantify to what extent the seasonal occurrences of each rainfall pattern is modulated by the state of ENSO and/or more regional SST anomalies.

Figure 8(a) and (e) shows linear correlations between seasonal occurrences of each cluster and synchronous seasonal SST. In addition, Table II shows linear correlations between the clusters seasonal frequencies/mean durations and the MEI. For cluster #1, correlation patterns (Figure 8(a)) display strong positive (negative) correlations in the eastern (western) Pacific and positive correlations over the tropical Indian Ocean. Correlation coefficients between this cluster and the MEI reach +0.75 (for seasonal occurrences) and +0.4 (for the spell duration), shown in Table II. El Niño (La Niña) events tend to be associated with an increase (decrease) of the occurrence of cluster #1, and less clearly with an increase

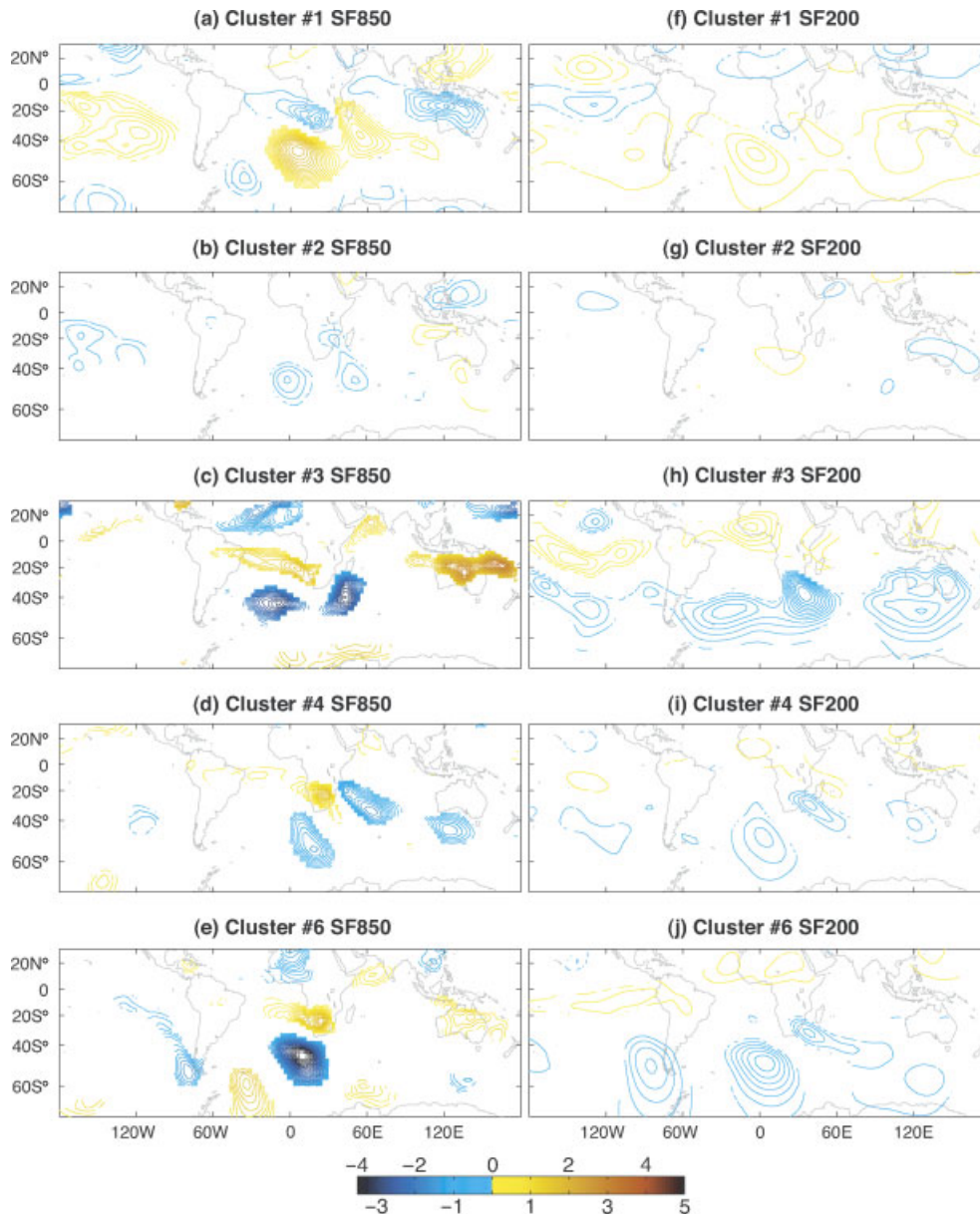


Figure 6. Composite anomalies of stream function ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) associated with each cluster at 850 hPa (left hand column) and 200 hPa (right hand column). Only anomalies significant at the 95% level according to a Student's two-tailed t -test are shown. Contour interval is $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/joc

(decrease) in the persistence of generalised dry days over South Africa. Clusters #3–4 (Figure 8(c)–(d)), and to lesser extent #2–6 (Figure 8(b)–(e)), display opposite patterns in the Pacific basin and more contrasted correlation values over the Indian Ocean. These patterns are rather reminiscent of La Niña conditions, as confirmed by correlation values computed with the seasonal MEI (Table II). Persistence of cluster #4 is the only to be significantly correlated with the MEI. These results suggest that ENSO may be associated with the origin of strong modulations of the relative frequency of all five clusters from one year to another. The well known involvement of El Niño events in SA seasonal droughts (Lindesay, 1988; Jury *et al.*, 1994; Reason *et al.*, 2000; Reason and Rouault, 2002; Rouault and Richard, 2003, 2005), is largely reinforced when recurrent South African

generalised dryness are considered at daily timescale (cluster #1). Except for cluster #1, and in spite of the statistical significance of these signals, the correlation values shown in Table II remain nevertheless moderate. This relative weakness could be attributed to the non-linear nature of this relationship (F09) or to distinct regional effects of ENSO 'flavours' (Kao and Yu, 2009), as suggested by Hart *et al.* (2009).

To disentangle ENSO and more regional SST effects partly affected by the latter, we compute partial linear correlation coefficients between the clusters seasonal frequencies and seasonal SST (Figure 8(f)–(j)) after removal of the variance associated with the synchronous seasonal MEI. Qualitatively similar results are obtained using either the Niño3.4 or SOI indices (not shown). Correlation patterns for all clusters are barely modified

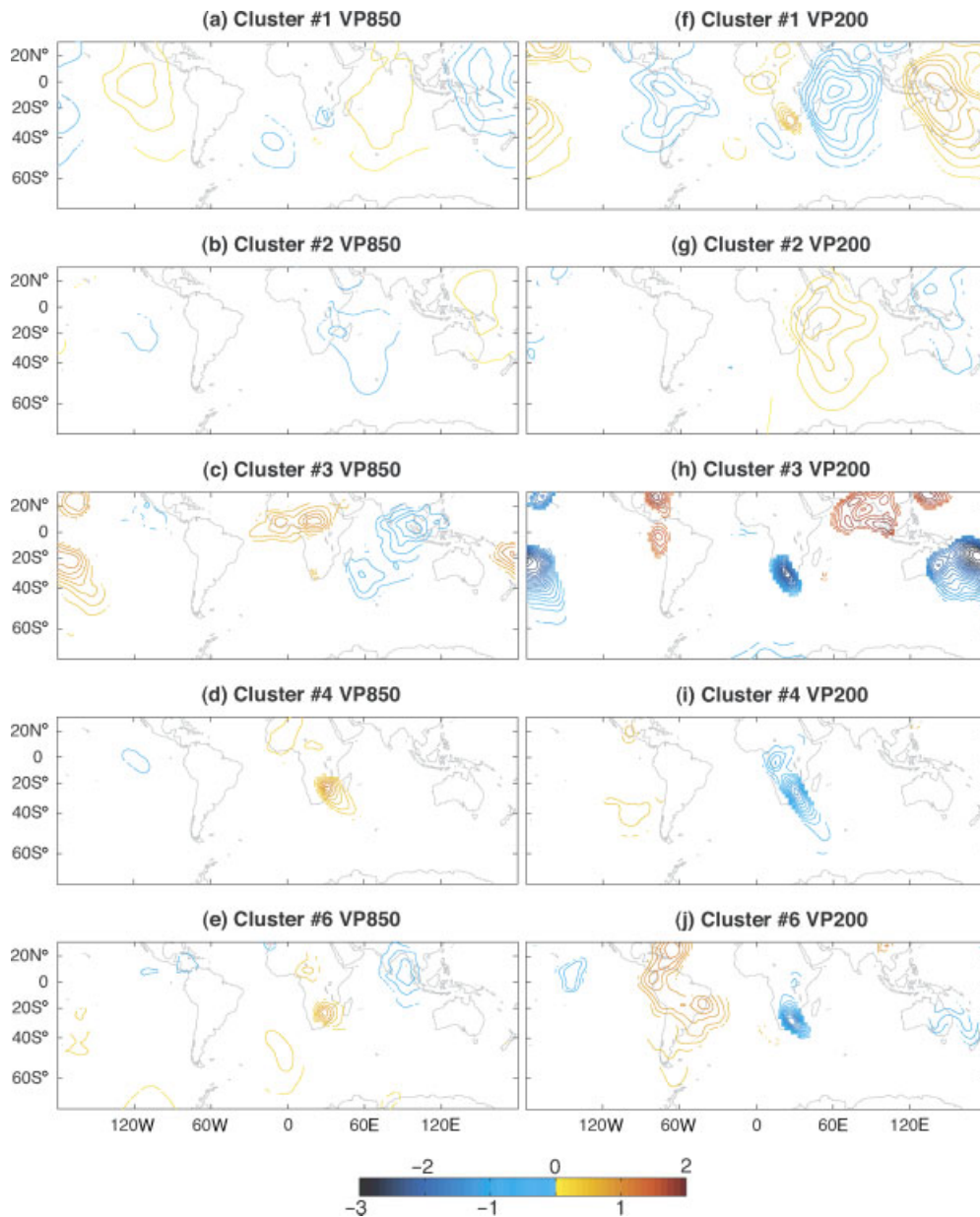


Figure 7. As Figure 6 but for velocity potential ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) at 850 hPa (left hand column) and 200 hPa (right hand column). Contour interval is $1 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/joc

in the mid-latitude (south of 50°S), suggesting relative statistical independence of ENSO.

Results are more contrasted in the Tropics. Cluster #2 presents the singularity to be favoured by global warm conditions when ENSO effects are removed (Figure 8(g)). Positive correlations in the tropical Atlantic Ocean (Figure 8(b)) are enhanced (Figure 8(g)) and negative correlations elsewhere change sign (Figure 8g). More or less, the symmetric pattern is found for cluster #1. The strong positive correlations found in Figure 8(a) are essentially attributed to the tropical warm anomalies associated with El Niño events. Once this effect is removed, cold conditions in the tropics are found to be favourable for the occurrences of this cluster. This is particularly true for the western sides of the three major ocean basins. This questions the regional versus remote effects

of ENSO in SA (i.e. through an atmospheric bridge linking the Pacific basin to Africa, or through a modulation of regional SST over the adjacent ocean basins: Reason *et al.*, 2000; Nicholson *et al.*, 2001). Addressing this problem is, however, beyond the scope of this study. Both clusters show in-phase teleconnections with the three sub-tropical ocean basins, a pattern already depicted by Fauchereau *et al.* (2003), and attributed to a southward shift and a strengthening of the subtropical high-pressure systems over the southern basins. Such mode of variability appears to be independent of ENSO (Figure 8(f) and (g)). Its positive phase (i.e. in-phase warm anomalies in the three basins) favours seasonal occurrences of cluster #2 and, thus, wet conditions in SA (Figure 2), the reverse being found for the negative phase and cluster #1.

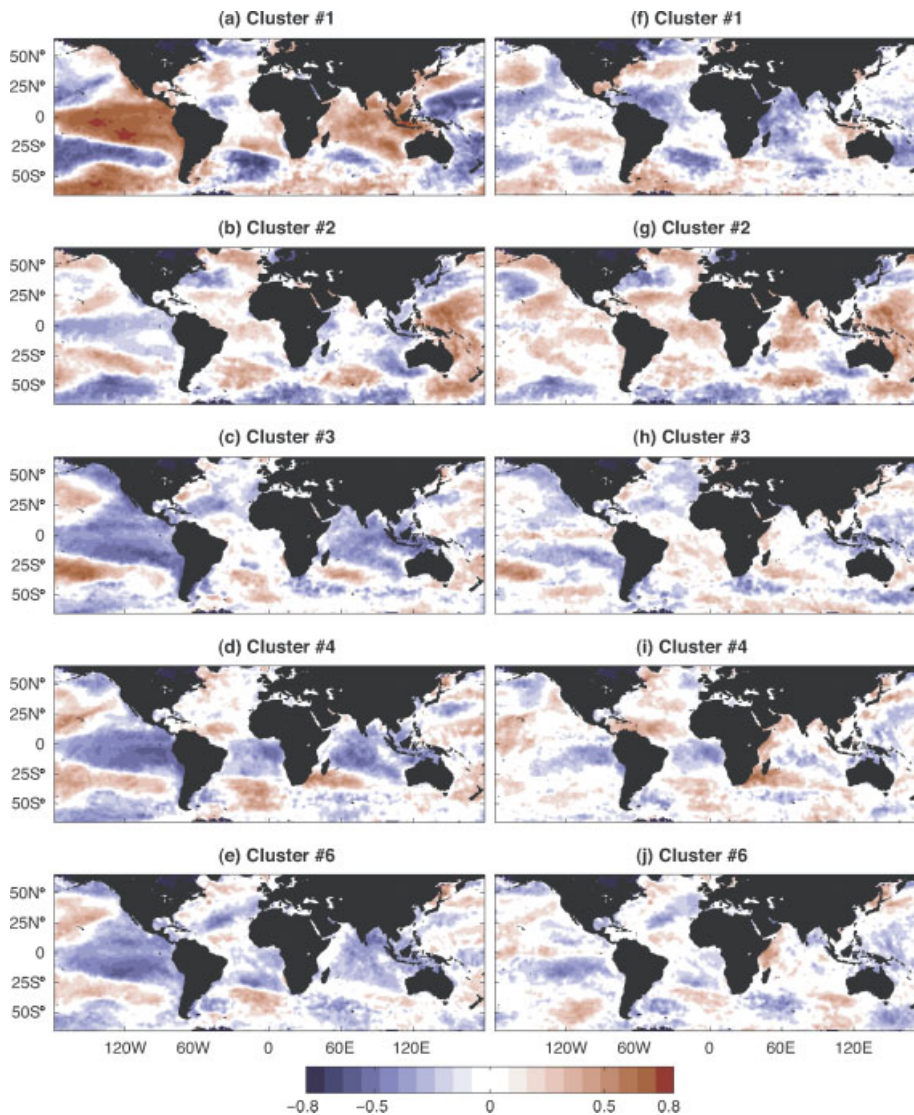


Figure 8. (a)–(e) Linear correlation coefficients between the seasonal frequencies of the 5 clusters and seasonal SST. (f)–(j) Same as (a)–(e) for partial linear correlation coefficients. The seasonal MEI index is used to remove ENSO effects. Only significant correlation coefficients are shown at the 95% level according to a Bravais-Pearson test. This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com/journal/joc

Table II. Significant linear correlation coefficients between the number spent in each cluster by DJF season (top)/the mean spells duration associated with each cluster (bottom) and the bi-monthly MEI index averaged from December/January to January/February at the 95% level.

	Cluster #1	Cluster #2	Cluster #3	Cluster #4	Cluster #6
MEI	0.75	−0.36	−0.45	−0.48	−0.38
	0.40			−0.39	

Clusters #3, 4, and 6 were found to be favoured by La Niña conditions in the Pacific (Figure 8(c), (d) and (e)), the latter being typically associated with cold SST anomalies in the tropical Indian Ocean basin (Reason *et al.*, 2000; Xie *et al.*, 2002). In addition, clusters #4–6 showed significant negative (positive) teleconnections with south Atlantic and Indian SST at the tropical

(mid-) latitudes (Figures 8(d)–(i) and 8(e)–(j), respectively), which are reinforced during La Niña events.

Our results confirm thus the positive teleconnection between subtropical south Atlantic/southwestern Indian Oceans and South African rainfall (such as Mason, 1995; Reason, 2001, 2002; Washington and Preston, 2006). However, negative correlation patterns between SA summer rainfall and central Indian Ocean SST (Jury *et al.*, 1996), change sign when ENSO effects are removed. It seems therefore of primary importance to both consider full and partial teleconnections after removal of ENSO variability to disentangle the specific influence of regional SST variability and the regional SST signature of ENSO.

6. Summary and Discussion

An agglomerative hierarchical clustering was applied to the daily rainfall recorded at 5352 stations over

South Africa and the neighbouring countries of Lesotho, Swaziland, and southern Namibia. The aims were to investigate the nature of recurrent rainfall patterns during the core of the rainy season (December to February) and to relate them with the atmospheric circulation. The clustering technique led to the identification of six recurrent rainfall patterns among which the weakest (to which only 7 days were affiliated) was not analysed in detail.

One cluster (cluster #2), regrouping about 50% of the days, shows a rainfall pattern close to the seasonal mean, i.e. a gradient from dry conditions in the west to wetter conditions in the east. This cluster is also associated with excessively weak atmospheric anomalies on both regional and global scales, consistent with the fact that it reflects the climatology.

Cluster #1 regroups about 37% of the days and is associated with strong negative rainfall anomalies over South Africa, resulting from a regional trough-ridge-trough wave structure and moisture divergence over the region. At the global scale, this cluster is clearly associated with El Niño events and corresponds to a reduction or a possible shift of the Walker-type circulation and in the subtropical jet stream. The very strong teleconnections between its seasonal frequency and tropical SST are dramatically weakened when the influence of ENSO is removed, which confirms the implication of the latter. Thus, this clustering approach of the rainfall patterns appears as a useful tool to extend the results of Lindesay (1988) and Van Heerden *et al.* (1988) who found a covariance of 20% between ENSO and the South African summer rainfall amounts.

These two clusters (#1 and 2) are the most persistent. This is particularly true for cluster #1 whose persistence is even increased during El Niño events. This is in agreement with Tennant and Hewitson (2002), who showed that wet austral summer seasons in SA are not necessarily associated with a decrease in the persistence of dry days.

Regrouping, respectively, about 2.5, 11 and 6% of the days, the three remaining clusters (#3, 4, and 6) are both wetter and less persistent. They, respectively, correspond to a decrease, an increase, and maintenance of the seasonal mean eastward rainfall gradient. In each case, strong cyclonic moisture flux anomalies centred over Angola or northern Botswana and anomalous convergence located over the largest positive rainfall anomalies explain such wet conditions in SA. Among these clusters, two (clusters #3–6) are more or less all related to tropical/extra-tropical interactions, and one (cluster #4) is clearly associated with TTT events. In addition, and consistently with previous studies (F09, P09), the transitions between these clusters tends to depict an eastward propagation of heavy rainfall structures. Analysis of large scale circulation patterns associated with these clusters suggests a weak but significant effect of La Niña. The implication of ENSO is again confirmed by full and partial teleconnections with tropical SST.

Like all classification algorithms, the AHC partitioning has some limitations, and it cannot be considered as a satisfactory solution to discretise the spatio-temporal variability of the rainfall field into five or six recurrent classes. Nonetheless, it has the advantage of being concise and, in the present case, it allows us to demonstrate that the three wettest rainfall patterns could be linked to some extent either to tropical convection anomalies (clusters #3–6) or to tropical–temperate interactions (cluster #4). Possible causes for regional rainfall variability may also include tropical perturbations such as easterly waves or meso-scale convective systems, or the establishment of semi-permanent thermal lows over the margins of the Kalahari Desert (southern Angola, northern Namibia, and Botswana). Further work is still required to better understand how these different mechanisms interact or interfere at the synoptic timescale.

Acknowledgements

ECMWF ERA-40 data used in this study have been freely obtained from the ECMWF Data Server (http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40_daily/). Monthly HadISST is provided by the Hadley Center Meteorological Office. Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB (Université de Bourgogne). Mathieu Rouault thanks ACCESS, CNRS, Nansen Tutu Center, NRF, and WRC for funding. We thank the WRC for making the rainfall data available. Similarly, we thank the two anonymous reviewers for their helpful comments.

References

- Camberlin P, Janicot S, Poccard I. 2001. Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical Sea-Surface Temperature: Atlantic VS ENSO. *International Journal of Climatology* **21**: 973–1005.
- Fauchereau N, Traska S, Richard Y, Roucou P, Camberlin P. 2003. SST 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**: 663–677.
- Fauchereau N, Pohl B, Reason CJC, Rouault M, Richard Y. 2009. Recurrent daily OLR patterns in the Southern Africa/Southwest Indian Ocean Region, implications for South African rainfall and teleconnections. *Climate Dynamics* **32**: 575–591.
- Gong X, Richman MB. 1995. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America East of the Rockies. *Journal of Climate* **8**: 897–931.
- Harrison MSJ. 1984a. A generalized classification of South African summer rain-bearing synoptic systems. *International Journal of Climatology* **4**: 547–560.
- Harrison MSJ. 1984b. Comparison of rainfall time series over South Africa generated from real data and through principal component analysis. *International Journal of Climatology* **4**: 561–564.
- Hart NCG, Fauchereau N, Reason CJC. 2009. El Niño's Flavours: implications for South African rainfall. Proceedings of the South African Society for Atmospheric Sciences, 25th annual conference, 9–10 sept. 09, Tulbagh: South Africa: 19–20.
- Hart NCG, Reason CJC, Fauchereau N. 2010. Tropical-extratropical interactions over southern Africa: three cases of heavy summer season rainfall. *Monthly Weather Review* **138**: 2608–2623.
- Jury MR, Mc Queen C, Levey K. 1994. SOI and QBO signals in the African Region. *Theoretical and Applied Climatology* **50**: 103–115.
- Jury MR, Pathack B, Rautenbach CJDW, Vanheerden J. 1996. Drought over South Africa and Indian Ocean SST: statistical and GCM results. *The Global Atmosphere and Ocean System* **4**: 47–63.
- Kao HY, Yu JY. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate* **22**: 615–632.

- Lindesay JA. 1988. South African rainfall, the Southern Oscillation and a southern hemisphere semi-annual cycle. *International Journal of Climatology* **8**: 17–30.
- Lynch SD. 2003. Development of a raster database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa. Report No. 1156/1/04, Water Research Commission: Pretoria, South Africa; 78 pp.
- Mason SJ. 1995. Sea-Surface Temperature – South African rainfall associations, 1910–1989. *International Journal of Climatology* **15**: 119–135.
- Mulenga HM. 1998. Southern African climatic anomalies, summer rainfall and the Angola low. PhD Thesis, University of Cape Town, Cape Town: South Africa; 232 pp.
- Muñoz-Díaz D, Rodrigo FS. 2004. Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912–2000) using cluster and principal component analysis: comparison. *Annales Geophysicae* **22**: 1435–1448.
- Muñoz-Díaz D, Rodrigo FS. 2006. Seasonal rainfall variations in Spain (1912–2000) and their links to atmospheric circulation. *Atmospheric Research* **81**: 94–110.
- Nicholson SE, Selato JC. 2000. The influence of La Niña on African rainfall. *International Journal of Climatology* **20**: 1761–1776.
- Nicholson SE, Leposo D, Grist J. 2001. The relationship between El Niño and drought over Botswana. *Journal of Climate* **14**: 323–335.
- Pohl B, Richard Y, Fauchereau N. 2007. Influence of the Madden-Julian oscillation on Southern African summer rainfall. *Journal of Climate* **20**: 4227–4242.
- Pohl B, Fauchereau N, Richard Y, Rouault M, Reason CJC. 2009. Interactions between synoptic, intraseasonal and interannual convective variability over Southern Africa. *Climate Dynamics* **33**: 1033–1050.
- Ramos MC. 2001. Divisive and hierarchical clustering techniques to analyse variability of rainfall distribution patterns in a Mediterranean Region. *Atmospheric Research* **57**: 123–138.
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late Nineteenth Century. *Journal of Geophysical Research* **108**, DOI:10.1029/2002JD002670.
- Reason CJC, Mulenga H. 1999. Relationships between African Rainfall and SST anomalies in the Southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **19**: 1651–1673.
- Reason CJC, Allan RJ, Lindesay JA, Ansell TJ. 2000. ENSO and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context. Part I: Interannual composite patterns. *International Journal of Climatology* **20**: 1285–1327.
- Reason CJC. 2001. Subtropical Indian Ocean SST dipole events and Southern African rainfall. *Geophysical Research Letters* **28**: 2225–2227.
- Reason CJC. 2002. Sensitivity of the Southern African circulation to dipole Sea-Surface Temperature patterns in the South Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **22**: 377–393.
- Reason CJC, Rouault M. 2002. ENSO-like decadal variability and South African rainfall. *Geophysical Research Letters* **29**: 16.1–16.4.
- Reason CJC, Landman W, Tennant W. 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**: 941–955.
- Richard Y, Trzaska S, Roucou P, Rouault M. 2000. Modification of the Southern African rainfall variability/ENSO relationship since the late 1960s. *Climate Dynamics* **16**: 883–895.
- Richard Y, Fauchereau N, Poccard I, Rouault M, Trzaska S. 2001. 20th century droughts in Southern Africa: spatial and temporal variability, teleconnections with oceanic and atmospheric conditions. *International Journal of Climatology* **21**: 873–885.
- Rouault M, Florenchie P, Fauchereau N, Reason CJC. 2003. South East Tropical Atlantic warm events and Southern African rainfall. *Geophysical Research Letters* **30**, DOI:10.1029/2002GL014840.
- Rouault M, Richard Y. 2003. Intensity and spatial extension of drought in South Africa at different time scales. *Water S.A.* **29**: 489–500.
- Rouault M, Richard Y. 2005. Spatial extent and intensity of droughts in Southern Africa. *Geophysical Research Letters* **32**, DOI:10.1029/2005GL022436.
- Tennant WJ, Hewitson BC. 2002. Intra-seasonal rainfall characteristics and their importance to the seasonal prediction problem. *International Journal of Climatology* **22**: 1033–1048.
- Todd MC, Washington R. 1999. Circulation anomalies with tropical-temperate troughs in Southern Africa and the South West Indian Ocean. *Climate Dynamics* **15**: 937–951.
- Todd MC, Washington R, Palmer PI. 2004. Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over Southern Africa and the Southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **24**: 555–568.
- Tyson PD, Preston-Whyte RA. 2000. *The weather and climate of Southern Africa* (2nd edition), Oxford University Press: Cap Town, South Africa; 396 pp.
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VDC, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Holm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette JJ, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Vitterbo P, Woollen J. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Meteorological Society* **131**: 2961–3012.
- Van Heerden J, Terblanche DE, Schulze GC. 1988. The Southern oscillation and South African summer rainfall. *International Journal of Climatology* **8**: 577–597.
- Van Heerden J, Taljaard JJ. 1998. Meteorology of the Southern Hemisphere. 1998. *American Meteorological Society Monograph*, Karoly DJ, Vincent DG (eds), Boston, Massachusetts; 307–336.
- Vigaud N. 2007. Water Vapour Transport from the South Atlantic and Indian Oceans and Summer Rainfall in Southern Africa. PhD Thesis, University of Cape Town, Cape Town, South Africa; 222 pp.
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N. 2007. Water vapour transport from the Tropical Atlantic and summer rainfall in Tropical Southern Africa. *Climate Dynamics* **28**: 113–123.
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N. 2009. Moisture transport between the South Atlantic Ocean and Southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. *Climate Dynamics* **32**: 113–123.
- Ward JH. 1963. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association* **58**: 236–244.
- Washington R, Todd MC. 1999. Tropical-temperature links in Southern African and Southwest Indian Ocean satellite-derived daily rainfall. *International Journal of Climatology* **19**: 1602–1616.
- Washington R, Preston A. 2006. Extreme wet years over Southern Africa: role of Indian Ocean Sea Surface Temperatures. *Journal of Geophysical Research* **111**, DOI:10.1029/2005JD00672415.
- Wolter K, Timlin MS. 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. 17th Climate Diagnostics Workshop Norman, OK; 52–57.
- Xie SP, Annamalai H, Schott F, McCreary JP Jr. 2002. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *Journal of Climate* **15**: 864–878.

3.3.2. Capacité de WRF à restituer les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes observées

Dans un premier temps, la méthodologie utilisée dans Crétat *et al.* (2010) est appliquée à la pluviométrie quotidienne simulée sur les points de grille du domaine sud-africain, de manière à n'imposer ni de covariabilité spatiale, ni de covariabilité temporelle avec les observations. L'objectif est de vérifier dans quelle mesure WRF est capable de restituer les structures quotidiennes observées sans *a priori*. Dans un second temps, la covariabilité spatiale est imposée par projection de la pluviométrie quotidienne simulée sur le centroïde de chaque classe obtenue dans Crétat *et al.* (2010), par calcul de distance euclidienne. L'objectif est d'estimer dans quelle mesure imposer une covariabilité spatiale à WRF améliore l'adéquation entre les patterns observés et simulés ; l'intérêt étant éventuellement d'envisager d'utiliser les simulations régionales pour détailler plus précisément la circulation des basses couches associées à chaque structure pluviométrique récurrente.

3.3.2.1. Structures pluviométriques récurrentes simulées

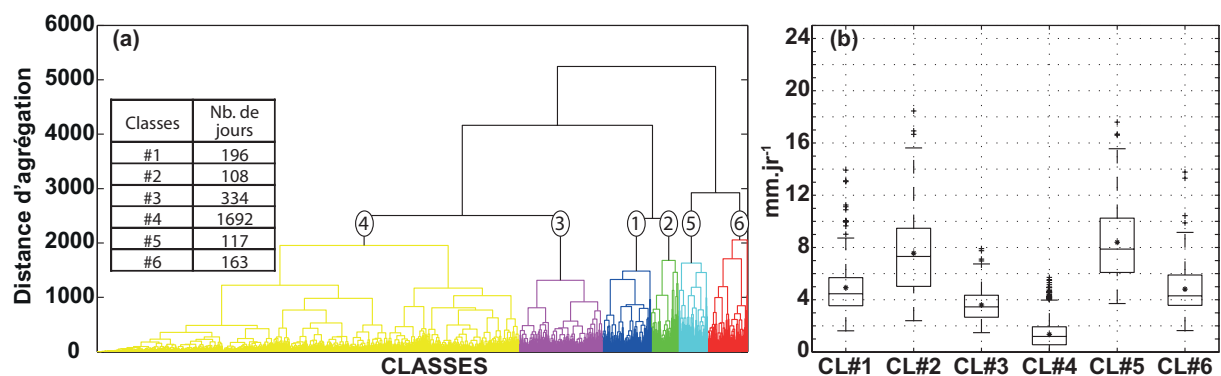


Figure 3.22 : Comme la Fig. 1 de Crétat *et al.* (2010) pour la pluviométrie simulée sur le domaine sud-africain.

Selon le critère de sélection basé sur la distance d'agrégation (non montré), six classes sont retenues pour l'analyse (Fig. 3.22), ce qui est cohérent avec le nombre de classes retenues à partir des observations. Les Figures 3.23 et 3.24 montrent les anomalies composites des six classes étendues à l'ensemble du domaine, en termes de pluviométrie, de flux d'humidité et de convergence. Les deux classes le plus sèches (classes #3-4) rassemblent ~80% des 2 610 jours, dont ~65% (appartenant à la classe #4) sont particulièrement secs (Fig. 3.22a-b). Les 20% de jours restants se répartissent à peu près équitablement dans les quatre autres classes

et **sont nettement plus pluvieux**, particulièrement ceux contenus dans les classes #2 et 5. La partition retenue n'est pas strictement conforme à celle obtenue à partir des observations ponctuelles, agglomérant probablement dans la même classe les jours anormalement secs et les jours présentant une géographie proche de la géographie moyenne, et présentant davantage de diversité des jours pluvieux.

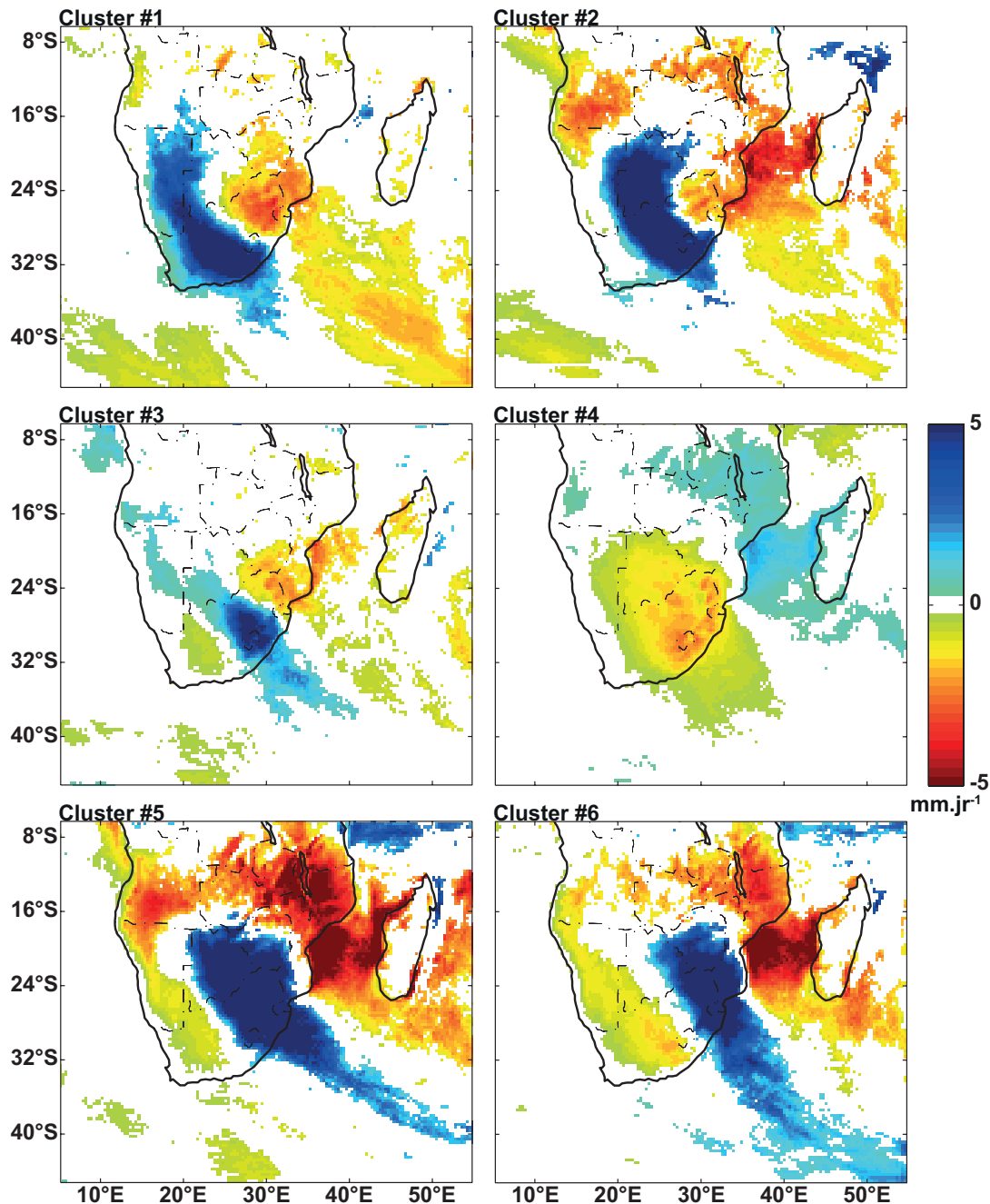


Figure 3.23 : Anomalies composites de la pluviométrie simulée pour les six classes. Seules les anomalies significatives à 95% selon un t-test de Student sont montrées. Les valeurs en gras indiquent la part (%) des points de grille du domaine sud-africain ayant des anomalies significatives.

- *Anomalies composites*

Au sud de 16°S, la classe #4 présente des anomalies pluviométriques négatives résultant d'anomalies anticycloniques des flux d'humidité au niveau du Botswana, et d'un affaiblissement des advections d'humidité depuis l'océan Indien tropical (Fig. 3.24). Les anomalies sèches sont très marquées sur le domaine sud-africain, au-dessus duquel les anomalies divergentes sont maximales. Au nord de 16°S, les anomalies pluviométriques sont au contraire positives, mais faibles et seulement significatives sur la partie est de la ZCIT et le canal du Mozambique.

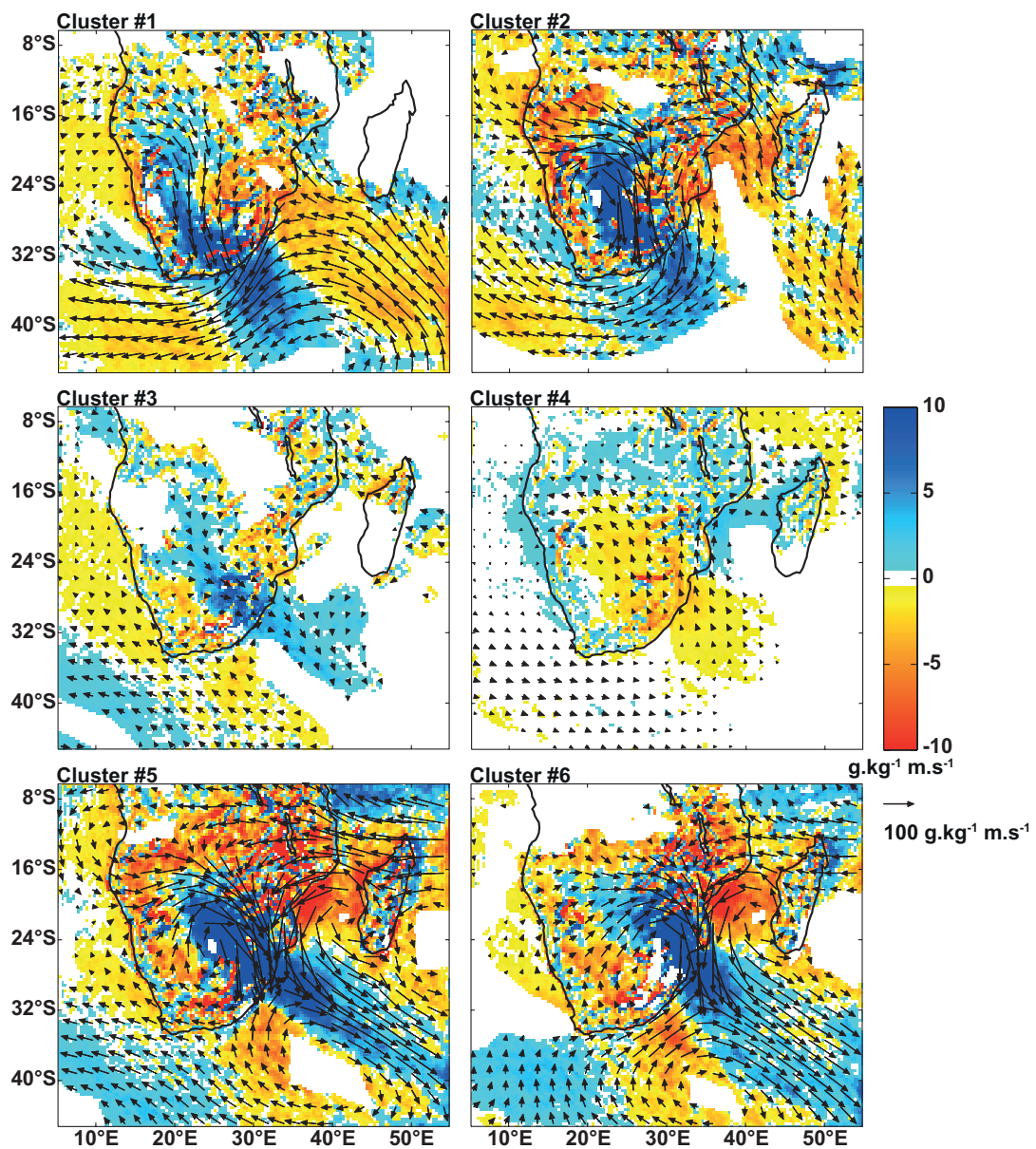


Figure 3.24 : Comme en Fig. 3.23 pour les flux d'humidité intégrés entre 1 000 et 200 hPa et leur convergence.

Voisine de la classe #4 (Fig. 3.22), la classe #3 présente des anomalies pluviométriques d'une ampleur géographique bien moins importante, dépassant à peine le domaine sud-africain, et seulement négatives sur le nord-est du domaine. Contrairement à ce qui se passe avec la classe #4, de fortes anomalies pluviométriques positives sont trouvées sur la partie centrale du domaine sud-africain (est de l'Afrique du Sud), où la convergence locale des flux d'humidité résulte d'un léger renforcement de l'Angola Low et de la circulation anticyclonique sur l'océan Indien (Fig. 3.24).

Les quatre autres classes présentent des anomalies bien plus fortes et significatives sur l'ensemble de l'Afrique australe, surtout les classes #5-6 :

(i) les classes #1-2 décrivent une réduction du gradient pluviométrique zonal moyen de l'Afrique du Sud, avec des anomalies positives à l'ouest et au centre du domaine, et des anomalies négatives au nord-est et sur le SWIO. Ces anomalies sont favorisées par une amplification de la circulation anticyclonique du SWIO et par des anomalies cycloniques centrées sur la région du Kalahari (Fig. 3.24). Les différences pluviométriques entre ces deux classes concernent la superficie des anomalies pluviométriques positives, bien plus importantes dans la classe #2, et l'ampleur géographique du dipôle, avec de fortes anomalies sèches au niveau de la ZCIT et du canal du Mozambique trouvées uniquement pour la classe #2. Ces différences s'expliquent par des anomalies cycloniques nettement plus fortes dans la classe #2, induisant de fortes anomalies de divergence à l'ouest (côtes angolaise et namibienne) et à l'est (canal du Mozambique) au profit d'un renforcement des advections d'humidité au sud ;

(ii) comme les classes #2-3, les classes #5-6 sont relativement similaires. Elles décrivent toutes deux un renforcement du gradient zonal moyen, avec des anomalies pluviométriques positives (négatives) à l'est (ouest) du domaine sud-africain. Les anomalies positives sont englobées dans des structures de large échelle, dont la morphologie (bande anormalement pluvieuse orientée nord-ouest – sud-est) et la dimension (~2 000 km des latitudes tropicales aux moyennes latitudes) des anomalies sont typiques de TTT (Harrison, 1984 ; Fauchereau *et al.*, 2009 ; Hart *et al.*, 2010). Les anomalies cycloniques et anticycloniques de part et d'autre de la bande anormalement pluvieuse favorisent l'export d'humidité en direction des pôles, caractéristique intrinsèque aux TTT (Todd et Washington, 1999 ; Todd *et al.*, 2004). Conformément à ce qui est décrit par Fauchereau *et al.* (2009), les anomalies pluviométriques sont fortement négatives au nord et à l'est de ces bandes anormalement

pluvieuses, indiquant que WRF restitue correctement la relation entretenue entre la ZCIT et les TTT.

- *Transitions et persistance*

À partir des observations, Crétat *et al.* (2010) trouvent une forte persistance des jours secs, et une propagation d'ouest en est des trois structures récurrentes le plus pluvieuses. La même analyse effectuée sur la discrimination en six classes de la pluviométrie simulée débouche approximativement sur des conclusions identiques (Tab. 3.5). Les sécheresses généralisées en Afrique du Sud (classe # 4) sont très persistantes, 80% des jours associés à cette classe étant suivis par un jour appartenant à la même classe (Tab. 3.5), avec des séquences dépassant fréquemment trois jours et rarement quinze jours (Fig. 3.25). Les autres classes sont nettement moins persistantes, ~30 à ~50% des jours d'une classe étant suivis par un jour de la même classe (Tab. 3.5), avec une majorité de séquences n'excédant pas deux jours (Fig. 3.25).

		jour j+1					
		#1	#2	#3	#4	#5	#6
jour j	#1	31.6	12.4	24.4	23.3	2.1	6.2
	#2	17	36.8	15.1	14.1	10.4	6.6
	#3	6.9	3	28.3	50.6	4.3	6.9
	#4	5.2	1.1	9	80.1	1	3.6
	#5	0.8	7.7	9.4	23.1	47	12
	#6	3.1	1.8	7.4	51.9	9.3	26.5

Table 3.5 : Transitions entre les classes. Les valeurs en gras indiquent les associations significatives selon le test du Khi-2 à 99 %.

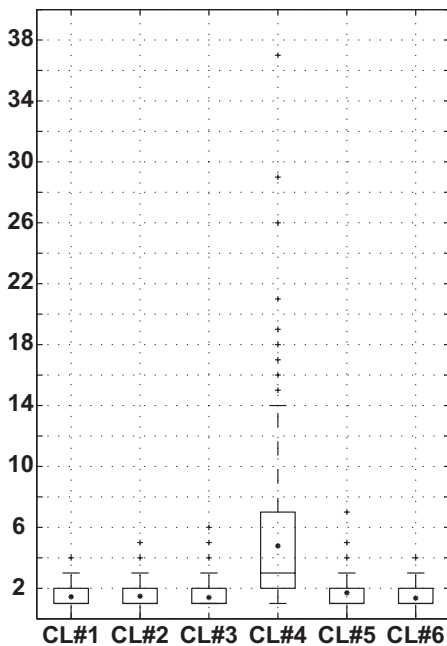


Figure 3.25 : Persistance de chaque séquence associée à chaque classe.

Lorsqu'une classe pluvieuse n'est pas succédée par elle-même, les valeurs en gras en dehors de la diagonale (Tab. 3.5) indiquent les successions inter-classes significatives à 99%. Parmi ces successions préférentielles, la classe #1 (#5) est souvent suivie par les classes #2-3 (classe #6), indiquant une propagation vers l'est des systèmes pluvio-gènes (TTT). Cependant, les résultats sont nettement plus bruités que ceux obtenus dans Crétat *et al.* (2010). Les classes #2-3 ne sont pas significativement des précurseurs des classes #5-6 décrivant des TTT, et la classe #5 peut être précédée par la classe #6. Cela suggère une forte hétérogénéité intra-classe imposée par une discrimination en six classes uniquement et par la forte variabilité interne de la pluviométrie simulée au pas de temps quotidien (cf. Chapitre 4).

- *Lien entre la classification de la pluviométrie simulée et celle retenue à partir des observations*

La Table 3.6 estime l'accord entre les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes simulées et observées en croisant leurs calendriers respectifs. La relation entre les deux classifications (classe #X WRF et classe #X OBS par la suite) est loin d'être parfaite. La classe #2 WRF ne coïncide significativement avec aucune classe obtenue dans les observations, et les jours d'une classe WRF correspondent souvent à plusieurs classes observées, particulièrement la classe #4 WRF.

Pour autant, les désaccords majeurs sont relativement limités. Par exemple, la classe #1 WRF, qui décrit un renforcement du gradient zonal moyen, est davantage reliée aux classes #3 et 6 OBS, décrivant respectivement un renforcement et un maintien de ce gradient. La classe #3 WRF dont les anomalies pluviométriques sont les plus faibles et essentiellement localisées en Afrique du Sud correspond très souvent à la classe #2 OBS, dont les anomalies sont également très faibles. La classe #4 WRF et la classe #1 OBS sont particulièrement bienphasées et correspondent toutes les deux à une sécheresse généralisée en Afrique du Sud. De ce point de vue, cela suggère que WRF restitue convenablement les anomalies sèches associées aux événements El Niño. Enfin, les classes #5-6 WRF décrivant les TTT sont surtout contenues dans la classe #4 OBS, seule classe dans les observations à être associée à des anomalies pluviométriques et de circulation typiques des TTT.

		OBS						
		#1	#2	#3	#4	#5	#6	Σ
WRF	#1	35	91	17	26	0	27	196
	#2	9	60	7	17	0	15	108
	#3	49	189	9	49	2	36	334
	#4	707	769	27	129	3	57	1692
	#5	14	52	5	32	1	13	117
	#6	40	84	0	33	1	5	163
	Σ	854	1245	65	286	7	153	2610

Table 3.6 : Croisement des deux classifications de la pluviométrie observée et simulée en Afrique du Sud. Les valeurs en gras indiquent une relation significative à 99 % entre les deux classifications selon le test du Khi-2.

L'adéquation entre les deux classifications est donc loin d'être parfaite et les structures pluviométriques récurrentes simulées diffèrent de celles observées. Cependant, WRF restitue raisonnablement les jours de sécheresse généralisée et les jours à fort gradient zonal soumis aux TTT, *i.e.* deux éléments clés dans les observations. En Afrique du Sud, les forts biais pluviométriques de chaque classe WRF (non montrés) sont calqués sur la géographie des anomalies composites (Fig. 3.23), tant en termes de signe que d'amplitude. Une part importante des désaccords entre les deux classifications provient donc probablement de décalages temporels induits par la forte variabilité interne de la pluviométrie quotidienne simulée (pouvant générer des incertitudes de ~2-3 jours ; cf. Chapitre 4), et/ou par un déséquilibre entre des pluviomètres relevés à 8h locale (6h UTC) et des cumuls quotidiens simulés entre 0 et 24h UTC.

Ces déphasages temporels empêchent d'utiliser ces simulations pour mieux documenter la thermodynamique des basses couches associées à chaque structure pluviométrique récurrente dans les observations. Une approche permettant de le faire est d'imposer une covariabilité spatiale avec les observations, à condition que les nouvelles classes obtenues aient une réalité physique, ce que vérifie succinctement la section suivante.

3.3.2.2. Projection des structures quotidiennes simulées sur les centroïdes des classes observées

La covariabilité spatiale entre les observations et les simulations est assurée par projection de chaque structure pluviométrique quotidienne simulée (des points de grille sud-africains : Fig. 3.3a) sur les six centroïdes observés (Fig. 3.26a). Cette projection est opérée par calcul de

la distance euclidienne, métrique identique à celle utilisée pour la classification hiérarchique ascendante dans Crétat *et al.* (2010). Chacune des 2 610 structures pluviométriques quotidiennes simulées est affiliée à la classe observée pour laquelle la distance euclidienne est minimale.

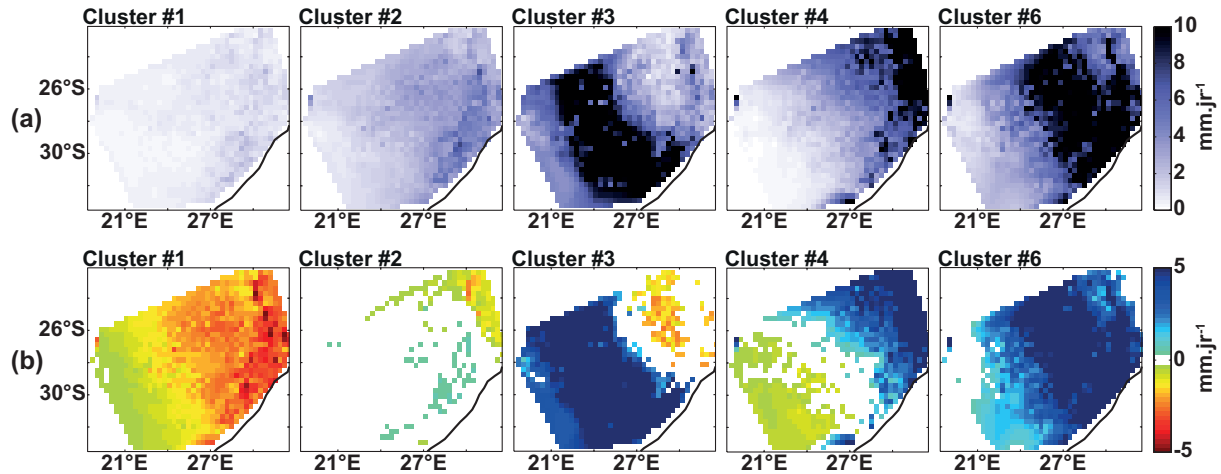


Figure 3.26 : (a) Moyennes et (b) anomalies composites de chaque classe obtenue à partir des observations, interpolées à la résolution de WRF sur le domaine sud-africain. Les anomalies sont testées comme en Fig. 3.23.

Cette approche réduit logiquement les désaccords entre les structures pluviométriques récurrentes observées et simulées (Tab. 3.6), mais de manière artificielle et imparfaite, rendant nécessaire de vérifier les patterns des anomalies composites et les biais de chaque classe.

		OBS						Σ
		#1	#2	#3	#4	#5	#6	
WRF projeté dans OBS	#1	571	427	17	67	3	32	1117
	#2	183	514	26	104	2	60	889
	#3	24	92	14	27	0	30	187
	#4	57	115	0	41	0	8	221
	#5	0	2	0	1	0	0	3
	#6	19	95	8	46	2	23	193
	Σ	854	1245	65	286	7	153	2610

Table 3.7 : Comme en Tab. 3.6 pour la pluviométrie simulée projetée sur les classes observées.

La géographie des anomalies composites de la pluviométrie des nouvelles classes WRF (Fig. 3.27a) est nettement plus en accord avec celle des classes observées (Fig. 3.26b). Excepté pour la classe #2, **les forts biais pluviométriques synchrones** (Fig. 3.27b) sont

moindres que ceux des classes WRF de la section précédente (non montré), et sont réduits de moitié lorsque les biais inter-classifications (Fig. 3.27c) sont considérés. Ces résultats confirment que les incertitudes concernent davantage le phasage temporel que le phasage spatial, et indiquent que cette approche est pertinente pour réduire les biais pluviométriques de WRF.

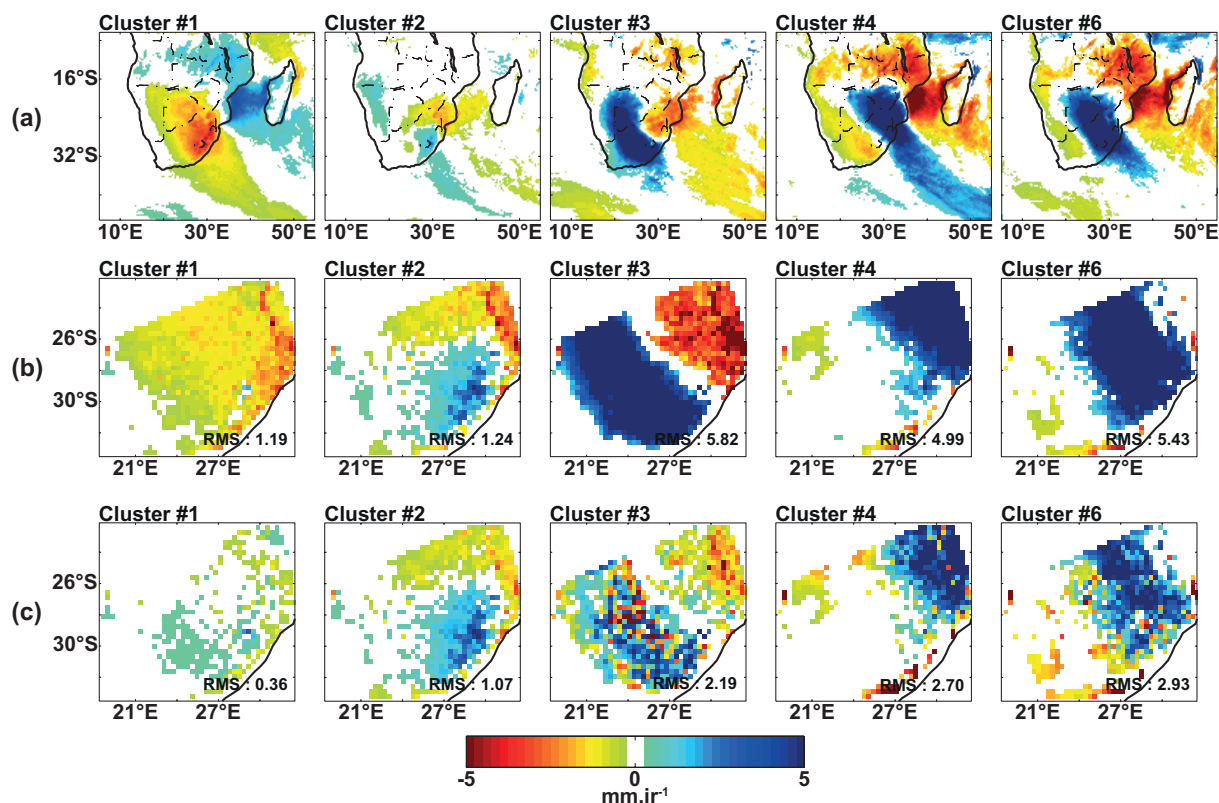


Figure 3.27 : (a) Comme en Fig. 3.23 pour la pluviométrie simulée projetée sur les classes observées. (b-c) Biais pluviométriques associés aux nouvelles classes #1-2-3-4-6 WRF par rapport aux observations synchrones et aux six centroïdes des classes observées (Fig. 3.26), respectivement.

Malgré les limites de l'approche (impossibilité de l'utiliser sur des projections climatiques par exemple), imposer la covariabilité spatiale observée permet d'obtenir des structures pluviométriques simulées comparables à celles observées. Cela permet alors de documenter plus finement la circulation associée à chaque structure récurrente observée, notamment dans les basses couches.

Excepté la classe #2 dont les anomalies sont mineures à tous les niveaux, les anomalies maximales sont trouvées en haute troposphère, surtout dans les moyennes latitudes (Fig. 3.28), démontrant **un poids prépondérant de la circulation d'ouest haute couche sur les**

anomalies pluviométriques sud-africaines, en accord avec le rôle primordial des transitoires des moyennes latitudes trouvé par Vigaud *et al.* (2011).

De plus faible extension spatiale, les anomalies de circulation basses couches des trois classes humides (#3-4-6) sont tout de même très marquées, surtout à 700 hPa, niveau clé déjà identifié par Pohl *et al.* (2007). Un affaiblissement du gradient pluviométrique zonal (*i.e.* classe #3) est associé à des anomalies cycloniques (*i.e.* anomalies négatives de la vorticité) maximales sur la région semi-désertique du Kalahari, identifiée comme une possible zone de développement de dépressions thermiques (Hart *et al.*, 2010).

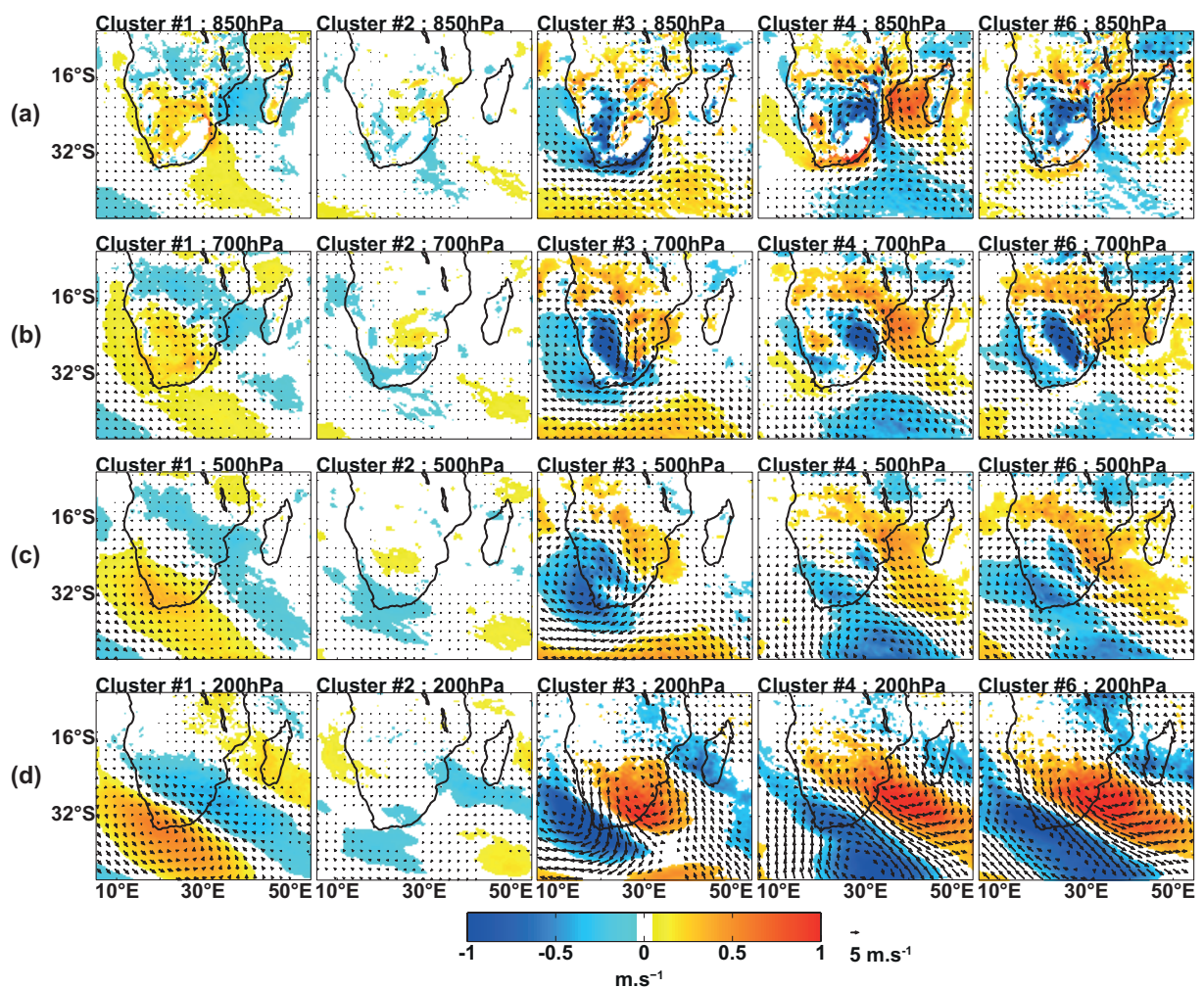


Figure 3.28 : Anomalies composites des flux de masse et de la vorticité des classes #1-2-3-4-6 WRF issues de la projection sur la classification observée, à (a) 850, (b) 700, (c) 500, et (d) 200 hPa. Les anomalies sont testées comme en Fig. 3.23.

Au contraire, un renforcement (*i.e.* classe #4) et un maintien (*i.e.* classe #6) de ce gradient correspondent à des anomalies cycloniques maximales sur l'est et le centre du Botswana, respectivement. Ces dernières sont opposées aux fortes anomalies anticycloniques au niveau du canal du Mozambique (maximales à 850 hPa). Cela suggère un fort dipôle entre les régions subtropicales de l'est de l'Afrique australe et le canal du Mozambique. Ce dipôle n'étant pas encore identifié dans la littérature, il est par conséquent essentiel de vérifier qu'il n'est pas un artefact lié à la configuration de WRF retenue dans ce chapitre. Malgré cette incertitude, les anomalies pluviométriques observées sont associées à des anomalies de circulation cohérentes dans WRF, démontrant sa pertinence sur la région d'étude.

3.4. Synthèse de chapitre

Ce chapitre évalue essentiellement la capacité de WRF à simuler la climatologie saisonnière de la pluviométrie et les structures pluviométriques sud-africaines récurrentes au pas de temps quotidien sur la période DJF 1971-1999.

La géographie de la pluviométrie saisonnière moyenne, de même que les quantités précipitées sont convenablement simulées en Afrique australe, malgré une surestimation des cumuls associés à la ZCIT et une sous-estimation sur les parties centrale et nord de Madagascar. En Afrique du Sud, la plus-value est indéniable, **WRF améliorant le réalisme du gradient pluviométrique zonal moyen et corrigeant les biais secs généralisés d'ERA40,** au point de simuler des cumuls précipités équivalents à ceux observés. Ces améliorations résultent essentiellement d'une **activité cyclonique accrue au niveau de l'Angola,** favorisant les advections d'humidité des océans Atlantique et Indien tropicaux au-dessus du domaine sud-africain.

Analysée seulement de manière qualitative, la variabilité interannuelle de la pluviométrie saisonnière simulée apparaît en revanche peu réaliste, WRF sous-estimant largement l'influence d'ENSO dont les anomalies de circulation et de TSO sont pourtant présentes dans les réanalyses utilisées pour forcer WRF. Ce constat est identique à celui de Hudson et Jones (2002). Leur protocole expérimental et celui utilisé dans ce chapitre semblent cependant peu pertinents pour étudier la variabilité interannuelle de la pluviométrie, ne permettant pas de distinguer la variabilité interne et la variabilité forcée. En utilisant une approche ensembliste,

Boulard *et al.* (2011) montrent une forte variabilité interne de la pluviométrie saisonnière, surtout lors des phases positives et négatives d'ENSO.

Préalablement à l'évaluation des structures pluviométriques récurrentes simulées au pas de temps quotidien en Afrique du Sud, ces dernières sont documentées pour la première fois à partir d'une classification temporelle du réseau très dense de pluviomètres sud-africains, et reliées aux principaux modes de variabilité climatique. Cinq structures majeures sont analysées. Parmi elles, un grand nombre de jours décrit la situation moyenne (*i.e.* gradient zonal avec augmentation des cumuls en direction de l'est). Les autres jours, anormalement secs sur l'ensemble de l'Afrique du Sud ou anormalement pluvieux avec un affaiblissement, un maintien ou un renforcement du gradient zonal moyen, sont marqués par de fortes anomalies de la circulation large échelle à régionale. Leurs occurrences saisonnières (surtout les jours secs) sont fortement modulées par l'ENSO. Cette approche au pas de temps quotidien apparaît nettement plus pertinente que l'approche saisonnière habituellement utilisée pour mettre en évidence l'impact des modes de variabilité quasi globaux sur la pluviométrie d'été sud-africaine.

Deux approches sont utilisées pour étudier la capacité de WRF à restituer ces structures récurrentes. Dans un premier temps, la même classification est appliquée sur la pluviométrie simulée sur les points de grille documentés par les pluviomètres, de manière à n'imposer ni de covariabilité spatiale, ni de covariabilité temporelle avec les observations. Dans un second temps, seule la covariabilité spatiale est imposée par projection de la pluviométrie quotidienne simulée sur le centroïde des structures récurrentes observées. La seconde approche améliore logiquement la compatibilité entre les simulations et les observations sans pour autant obtenir des résultats similaires. Dans les deux cas, **WRF simule raisonnablement les sécheresses généralisées en Afrique du Sud, et l'amplification du gradient zonal moyen liée aux TTT, mais peine à détecter les structures observées proches de la climatologie**, les classant préférentiellement dans les jours secs, mais également dans n'importe quelle autre catégorie. Il s'avère également que dans les deux cas, les structures simulées sont désynchronisées temporellement de celles observées.

Le chapitre suivant quantifie ce décalage temporel *via* une simulation d'ensemble, et balaye plus largement les incertitudes générées par la variabilité interne à différentes échelles spatio-temporelles.

Chapitre 4. Quantification de la variabilité interne à différentes échelles spatio-temporelles

Le travail pionnier de Lorenz (1963) démontre que des prévisions météorologiques initialisées avec des conditions légèrement différentes tendent à produire des solutions radicalement différentes les unes des autres après seulement quelques jours d'intégration. Au lieu d'une vision déterministe fournissant une unique solution de l'évolution de l'atmosphère (Stensrud, 2007), les simulations d'ensemble fournissent une vision probabiliste prenant en compte les incertitudes liées au comportement chaotique du système climatique. Depuis le début des années 1990, l'approche ensembliste est utilisée par la plupart des centres météorologiques nationaux pour les prévisions opérationnelles du temps. Elle est également fréquemment employée pour des prévisions saisonnières, notamment en Afrique du Sud par le Global Forecasting Centre for Southern Africa (<http://www.gfcsa.net/index.php>).

Cette approche est désormais souvent employée avec les simulations climatiques régionales effectuées avec des MCR, la plupart du temps sans assimilation de données, pour distinguer les composantes reproductibles et non reproductibles de la variabilité climatique (*e.g.*, Giorgi et Bi, 2000 ; Alexandru et al., 2007 ; Separovic *et al.*, 2008). **Un signal est considéré reproductible lorsqu'une majorité des membres convergent vers une solution unique en réponse à un forçage commun** (*e.g.* gaz à effet de serre dans un modèle couplé, forçage des TSO dans un modèle d'atmosphère, forçages latéraux et surfaciques dans un MCR). Au contraire, **la partie non reproductible du signal** (*i.e.* le bruit) **se caractérise par une forte dispersion entre les membres**, liée au comportement chaotique du système climatique.

De même que le Chapitre 2, ce chapitre méthodologique se focalise uniquement sur la saison DJF94. Il poursuit l'investigation des incertitudes liées à l'utilisation d'un MCR, en mettant l'accent sur la variabilité interne par quantification des points communs et différences entre 30 membres d'une simulation d'ensemble initialisée avec des conditions atmosphériques perturbées. Il repose presque exclusivement sur deux articles : Crétat *et al.* (2011b) et Crétat et Pohl (2011c).

4.1. Méthodologie de quantification de la variabilité interne

4.1.1. Résumé

Cette étude présente différentes méthodes pour séparer les composantes reproductibles et non reproductibles de la variabilité climatique saisonnière à intrasaisonnière simulée par un MCR en Afrique australe (sud de 15°S), pendant une saison représentative de la climatologie. Dans ce but, une simulation d'ensemble de 30 membres avec des conditions atmosphériques initiales perturbées est conduite avec WRF, forcé par les réanalyses ERA40 aux frontières latérales. Les métriques retenues incluent une méthode de classification non hiérarchique (algorithme *k-means*) pour les régimes de temps, un rapport signal-bruit, et l'écart-type et le coefficient de variation inter-membres.

Au pas de temps saisonnier, les cumuls pluviométriques simulés sont en général fortement reproductibles, excepté aux latitudes subtropicales et dans la partie sud du canal du Mozambique. Dans ces deux régions, le nombre de jours pluvieux est similaire, alors que l'intensité moyenne des jours pluvieux varie fortement.

Au pas de temps intrasaisonnier, la chronologie des régimes de temps, obtenu par classification de la hauteur géopotentielle à 500 hPa, est fortement reproductible. La variabilité pluviométrique l'est nettement moins, particulièrement au centre du domaine et à proximité des frontières soumises à des flux sortant. L'analyse d'un indice régional, renseignant l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical, indique toutefois que les séquences sèches et pluvieuses observées sont correctement restituées par le modèle et que leur

alternance est phasée d'un membre à un autre, démontrant qu'elles font partie de structures large échelle.

La variabilité interne est enfin reliée aux forçages latéraux le long des frontières ouest et est. Une classification objective des flux de masse entrant et sortant permet d'identifier les configurations synoptiques récurrentes favorisant une faible / forte reproductibilité régionale. Les principales incertitudes concernent la morphologie des systèmes pluvio-gènes (*i.e.* leur extension spatiale, leur localisation et leur vitesse de propagation). Les conséquences pour les interactions tropicales tempérées sont ensuite discutées.

4.1.2. Article

1. Introduction
2. Data and experimental setup
 - 2.1 Data
 - 2.2 Experimental setup
3. The weather regime approach
4. Seasonal rainfall
5. Intraseasonal variability
6. Lateral synoptic forcing
7. Consequences for simulated rain-bearing systems
8. Summary and discussions

Quantifying internal variability in a regional climate model: a case study for Southern Africa

Julien Crétat · Clémence Macron · Benjamin Pohl · Yves Richard

Received: 9 November 2010 / Accepted: 31 January 2011 / Published online: 12 February 2011
© Springer-Verlag 2011

Abstract This study aims at presenting various methodologies to separate the reproducible and irreproducible components of seasonal and intraseasonal climate variability simulated by a regional climate model over Southern Africa (south of 15°S), during an austral summer rainy season representative of the climatology. To that end, a 30-member ensemble simulation is performed using WRF laterally forced by the ERA40 reanalyses. Retained metrics include the analysis of weather regimes, signal-to-noise ratio, inter-member standard deviation and coefficient of variation. *At the seasonal timescale*, simulated rainfall amounts generally show a strong reproducibility, except in the subtropics and over the southern part of the Mozambique Channel. There, the number of rainy days is roughly similar in all members, while their average intensity varies extensively. *At the intraseasonal timescale*, the chronology of weather regimes, derived from the 500 hPa geopotential height, is highly reproducible. Rainfall variability is much less reproducible, especially in the central parts of the domain and near its outflow boundaries. Analysis of a South African regional index nonetheless indicates that both wet and dry spells tend to be accurately simulated and occur in phase in most members, demonstrating that they are embedded in large-scale variability patterns. Internal variability is lastly related to the lateral forcings along the domain boundaries. An objective classification of inflow/outflow mass fluxes allows identification of the recurrent synoptic configurations that favor strong or weak regional reproducibility. The main uncertainties concern the basic morphological features of rain-bearing systems (i.e., their

spatial extension, location and propagation speed). Consequences for tropical-temperate interactions are then discussed.

Keywords Internal variability · Regional climate model · Southern Africa · Rainfall · Intraseasonal variability

1 Introduction

Studies based on regional climate models (RCM) have greatly increased in number during the last decade, highlighting their sensitivity in a large variety of settings. Uncertainties were mostly attributed to the physical parameterizations (e.g., of atmospheric convection, cloud microphysics, planetary boundary layer, radiation, and land surface models) but also to the inherent properties of the domain (location of the domain boundaries, horizontal and vertical resolutions of the forcing and regional model grids). Surface conditions (such as albedo, land-use categories or the resolution of the digital elevation model) and atmospheric lateral forcings are also likely to strongly affect the simulated climate.

Moreover, atmosphere models, such as numerical weather prediction (NWP) and climate models, generate so-called internal variability (IV), which results from chaotic processes intrinsic to the atmosphere and surface-atmosphere feedbacks. Pioneering work of Lorenz (1963) first demonstrated that forecasts differing only weakly in their initial conditions tend to diverge towards radically different solutions after a few integration timesteps. Instead of a single deterministic integration that only provides one picture of the evolution of atmosphere (Stensrud 2007), ensemble simulations provide a probabilistic picture which takes the uncertainties in the initial conditions into account.

J. Crétat · C. Macron · B. Pohl (✉) · Y. Richard
Centre de Recherches de Climatologie, CNRS/université de Bourgogne, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France
e-mail: benjamin.pohl@u-bourgogne.fr

Used since the early 1990s for operational NWP forecasts, this approach is now routinely performed in the framework of weather forecasting by most national or regional meteorological services. In South Africa for example, ensemble forecasts are used operationally for seasonal rainfall predictions by the Global Forecasting Centre for Southern Africa (<http://www.gfcsa.net/index.php>). Without data assimilation, these approaches are also commonly used by the regional climate modeling community to disentangle the reproducible and irreproducible components of climate variability (e.g., Giorgi and Bi 2000; Separovic et al. 2008). The reproducible fraction is predominant when most members converge towards similar solutions in response to common forcings (e.g., greenhouse gas concentrations in a coupled model, sea surface temperature forcing in an atmosphere model, surface and lateral forcings in a regional climate model). In contrast, the irreproducible fraction of the signal is characterized by strong inter-member spread. Irreproducibility is thus related to the atmospheric noise and its non-linear/chaotic dynamics.

Previous RCM-based studies showed that, for a given regional domain, irreproducible signals are strongly modulated by synoptic conditions (Giorgi and Bi 2000; Rinke et al. 2004; Alexandru et al. 2007; Lucas-Picher et al. 2008a, b). The weakening of lateral forcings generally acts to allow more “degrees of freedom” to a RCM to simulate its own climate, thereby increasing the relative contribution of IV. Using an aging tracer, Lucas-Picher et al. (2008b) suggest linear relationships between IV and the residence time within the simulated domain. As a consequence, by modulating lateral forcing conditions, seasonality directly impacts on IV. Over North America, Giorgi and Bi (2000), Caya and Biner (2004) and Lucas-Picher et al. (2008a) found a stronger IV in summer, due to a weakening of mid-latitude upper-tropospheric control. In addition, more developed local processes such as atmospheric convection could also contribute to explain higher IV values in summer. The opposite is found for the Arctic region, where IV seems to be stronger in autumn/winter due to reduced model-generated wave activity and instability (Rinke et al. 2004). As a corollary to these results, the domain size itself appears also to be of primary importance. A large domain, allowing for a stronger “spatial spin-up” (Leduc and Laprise 2009), favors the development of small-scale features and allows the RCM to tend towards its natural solution, in the absence of strong interference from lateral forcings. Over a sufficiently large domain, small-scale features can strongly diverge from the forcing model solution (Alexandru et al. 2007; Rapaic et al. 2010).

Recent studies devoted to the analysis of IV showed that irreproducible signals are also contingent on the spatio-temporal scales. Using two 1-year-long simulations with

the MAR (Modèle Atmosphérique Régional) RCM, Vanvyve et al. (2008) found that the large-scale features of the West African climate (i.e. those involving the longer periods or larger areas) are more reproducible than high frequency or local-scale variability. This result is of non-negligible importance for tropical regions where local-scale processes trigger part of climate variability through scale interactions (Leroux and Hall 2009; Pohl et al. 2009). Over South Africa, Kgatuke et al. (2008) quantified IV using RegCM3 forced by the ECHAM4.5 atmospheric general circulation model. They performed four ensemble simulations during two December through February seasons and found a strong (weak) reproducibility of the number (timing) of rain spells in austral summer. They suggest that ensemble simulations are not necessary at the seasonal timescale.

Lastly, the geography of IV also depends on the geophysical fields considered. For instance, Alexandru et al. (2007) found largest inter-member rainfall spread over the southern United States, while largest IV is located over eastern Canada for 850 hPa geopotential height. They suggest that strong precipitation events in the southern United States may act as a triggering mechanism for the 850 hPa spread along the storm track, particularly towards the northeastern part of their domain.

Fewer studies (Vanvyve et al. 2008; Kgatuke et al. 2008) have analyzed IV in the tropics, where lateral control is weaker and rainfall, mainly convective in nature, is more predominantly controlled by local-scale processes. Because this is a multi-dimensional problem, there have been few attempts to document the spatio-temporal distribution of IV per se, especially at the intraseasonal timescale, and directly relate it to larger-scale synoptic control. Disentangling inherent uncertainties (i.e., IV) and differences in the forcing GCM (i.e., generally speaking, biases) has also received little attention. These topics are yet of primary importance to evaluate the capability of current state-of-the-art RCM at reproducing the basic features of atmospheric and rainfall intraseasonal variability. These are gaps that the present work aims to fill, with a study specifically dedicated to the analysis of rainfall reproducibility and day-to-day variability over a region, namely Southern Africa (SA), located under the influence of both tropical processes and mid-latitude dynamics. Our aims are to:

1. Investigate the geography of inter-member spread within our domain, and analyze how it varies with time, for diverse atmospheric and surface variables (including daily rainfall);
2. Relate rainfall anomalies, uncertainties and biases to the lateral forcing fields and larger-scale synoptic conditions around the domain;

3. Explore how inter-member spread varies according to the spatial extension and the duration of the rain-bearing systems.

These issues are expected to separate the regional atmospheric configurations that systematically favor wet and dry intraseasonal spells over SA, and those associated with more random regional effects, a topic still largely unexplored over the region. More fundamentally, we also propose complementary methodological frameworks to investigate IV at the daily, intraseasonal and seasonal timescales. To that end, we focus on an austral summer rainy season representative of the climatology in the southern part of SA, for which a 30-member ensemble simulation was performed using the non-hydrostatic Weather Research and Forecasting (WRF) model.

This study is organized as follows. Section 2 presents the data used to evaluate the model capability in simulating the regional climate, and the experimental setup for our ensemble simulation. Section 3 investigates the reproducibility of large-scale weather regimes over SA and analyzes associated rainfall anomalies. Sections 4 and 5 are respectively dedicated to the analysis of the seasonal and intraseasonal timescales. In Sect. 6, focus is given on the effects of lateral forcings on rainfall external and internal variability. Section 7 details consequences of IV for the simulation of basic features (morphology and intensity) of rain-bearing systems. Finally, the main results are summarized and discussed in Sect. 8.

2 Data and experimental setup

2.1 Data

South Africa and surrounding countries (Lesotho, Swaziland, south of Namibia, Botswana, Zimbabwe, Mozambique) present a very dense network of rain-gauge stations that makes this region particularly relevant for tropical rainfall modeling analysis. In the present work, 5,352 rain-gauge records are extracted from the Water Research Commission (WRC) database (Lynch 2003). They are available at the daily timescale from 1971 to 1999 without missing values. These stations are selected because they receive at least 40% of their annual rainfall during the December through February season (DJF hereafter). They document therefore the tropical rainy regime of the northeastern part of South Africa, but exclude the Western Cape Province and the South Coast where winter rainfall and all-year long rainfall prevail, respectively. Daily rainfall amounts are read at 8 h local time (6 h UTC). As in Crétat et al. (2010b), the DJF 1993–1994 season is retained here as a case study because (1) DJF is the core of the

austral summer rainy season in major parts of SA; (2) the rainfall amounts recorded this year are representative of the climatology over tropical South Africa and are not under the influence of seasonal anomalies associated with El Niño Southern Oscillation (ENSO).

The Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Xie et al. 2003) is used to examine simulated rainfall biases at the subcontinental scale. GPCP is available on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ regular grid at the pentad (5-days) timescale since 1979. It merges in situ observations, satellite data and NCEP/NCAR reanalysis.

Global-scale atmospheric fields are provided by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis (Uppala et al. 2005). ERA40 reanalysis are generated by an a posteriori integration of the IFS AGCM with 6 hourly assimilations of buoys, satellite and radiosonde data at a T159 truncation with 60 vertical levels. The reliability of each ERA40 variable depends on the relative weight of data assimilation and of the model physics. Over Africa, the amount of assimilated data is weak and time dependent (Trenberth 1991; Pocard et al. 2000; Trenberth et al. 2001), generating non-negligible uncertainties in the final model outputs. This work focuses thus on a recent year of the satellite era, which increased the reliability of the reanalyses.

2.2 Experimental setup

The basic set of experiments consists of a 30-member ensemble simulation of the DJF 1993–1994 season. All simulations are performed using the non-hydrostatic Weather Research and Forecasting/Advanced Research WRF (ARW) model, version 3 (WRF hereafter, Skamarock et al. 2008). Following Crétat et al. (2010b), the physical package is composed of the Grell–Dévényi scheme for atmospheric convection (Grell and Dévényi 2002), the Yonsei University parameterization of the planetary boundary layer (Hong et al. 2006) and the Morrison scheme for cloud microphysics (Morrison et al. 2009). Radiative transfer is parameterized with the Rapid Radiative Transfer Model scheme (Mlawer et al. 1997) for long wave and Dudhia (1989) scheme for short wave. Surface data are taken from United States Geological Survey (USGS) database, which describes a 24 category land-use index based on climatological averages, and a 17 category United Nations Food and Agriculture Organization soil data, both available at 10 arc minutes. Over the continent, WRF is coupled with the 4-layer NOAA land surface model (Chen and Dudhia 2001).

Experiments are carried out on the 46°S – 5°S , 3°E – 56°E domain with a 35 km horizontal resolution and 28 sigma levels. Lateral forcings are provided every 6 h by ERA40. Input fields are furnished between 1,000 and 100 hPa at 18 pressure levels and projected onto the model sigma

coordinates. SST fields are prescribed every 24 h after a linear interpolation of monthly ERA40 SST. Integrations are initialized on 17th November 1993. The integration timestep is 3 min and data are archived every 6 h from the 1st December 1993 to 28 February 1994, i.e. after a 15-day-long spin-up to let the model adjust to atmospheric initial conditions. The 30 members have in common that they are forced by the same ERA40 fields (namely, air temperature, specific humidity, geopotential height, zonal, meridional and vertical components of the wind for lateral boundary conditions and SST for the surface). Atmospheric initial conditions are perturbed by using the ERA40 fields of the 17th November of every year of the 1971–2000 period. Due to strong inertia of surface fields (soil moisture and temperature), the land surface model is initialized in all members with the non-perturbed ERA40 fields of the 17th November 1993 at 0 h UTC. This methodology is used to produce 30 perturbed initializations without introducing extra variability due to artificial feedbacks with surface conditions (Douville 2004).

3 The weather regime approach

Diverse metrics can be used to quantify the fraction of climate signal that is common, i.e. reproducible, from one member to another. In this section we propose to focus first on large-scale atmospheric configurations. Hence, we adopt a weather regime approach in order to partition simulated days into recurrent atmospheric patterns or clusters. In a second step, we analyze to what extent the timing of each cluster varies from one member to another, and differs from ERA40. This methodology is used to smooth out local-scale variability and analyze the reproducibility of the only large-scale patterns.

The weather regime approach basically consists in partitioning a given sample into statistically homogeneous and temporally recurrent clusters. We make here use of the algorithm known as *k-means clustering* (Michelangeli et al. 1995), successfully used in a large number of publications over various regions (e.g., Desbois et al. 1982; Moron and Plaut 2003; Cassou 2008, among many others), including SA (Fauchereau et al. 2009). The algorithm is applied on the 500 hPa geopotential height daily fields (Z500) over the overall domain (124×148 grid-points) and for all days of the DJF season in the 30 realizations (90 days \times 30 members). A principal component analysis is used prior to the k-means partitioning in order to reduce the dimensionality of the problem, retaining 70% of the original Z500 variance.

Analyses of the so-called classifiability index (Michelangeli et al. 1995), used to estimate the degree of reliability associated with each partition for a number of clusters n comprised between 2 and 10, clearly revealed a peak of

classifiability for $n = 4$ (not shown). Figure 1a presents the 500 hPa seasonal ensemble mean geopotential height and wind fields, and Fig. 1b the anomaly patterns associated with the four corresponding clusters, as well as the number of days affiliated to each of them (out of the 2,700 classified days). Figure 1c and d present the differences against ERA40, and Fig. 1e and f show the seasonal rainfall ensemble mean and the anomalies during the occurrences of each cluster, respectively.

The zonality in the Z500 seasonal ensemble mean field is clearly discernible (Fig. 1a), with dominant westerly fluxes embedded in the hemispheric-scale roaring forties. Tropical and subtropical fluxes are dramatically weakened and are generally southeasterly over western SA. Though it accurately simulates mid-latitude westerly flows, WRF shows its strongest wind differences from ERA40 in the tropical latitudes (Fig. 1c), with a clear tendency to over-estimate the westerly component of the flows. This results in a stronger cyclonic component of the wind over the southern part of SA, interpreted as a geostrophic response to the Z500 differences with ERA40 that are generally positive except over this area. Such Z500 positive differences result from warmer conditions in WRF below 500 hPa (not shown). The seasonal rainfall ensemble mean (Fig. 1e) reasonably reproduces the southernmost location of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) over tropical Africa and the nearby Mozambique Channel during this time of the year. In the subtropics, the Drakensberg Mountains concentrate the largest seasonal amounts, forming a realistic west-to-east rainfall gradient discussed in Crétat et al. (2010a). Further southeast, WRF fails, however, in reproducing the spatial extension and the intensity of the South Indian Convergence Zone (SICZ, Cook 2000), a result already found by Crétat et al. (2010b) for this physical package.

Cluster #1 shows positive (negative) Z500 anomalies in the mid-latitudes (tropics), together with anticyclonic (cyclonic) wind anomalies. Consequently, rainfall amounts are larger in the tropics, and notably within the ITCZ, while dry conditions prevail elsewhere. Clusters #2, 3 and 4 all show negative Z500 anomalies in the mid-latitudes (Fig. 1b), indicative of synoptic-scale frontal depressions respectively located in the southwest, centre and southeast of the domain. Z500 anomalies in the tropics are weak and generally tend to be positive. Cluster #2 is the only cluster that shows Z500 and rainfall anomalies extending continuously from the tropics to the mid-latitudes, along a northwest to southeast band. This structure is reminiscent of a tropical-temperate trough (TTT: Harrison 1984; Fauchereau et al. 2009; Hart et al. 2010). Consistently with Todd and Washington (1999) or Todd et al. (2004), a strong poleward export of momentum is found in the lee of the location of the rain band. Cluster #3 shows roughly opposite Z500 and rainfall anomalies in the mid-latitudes.

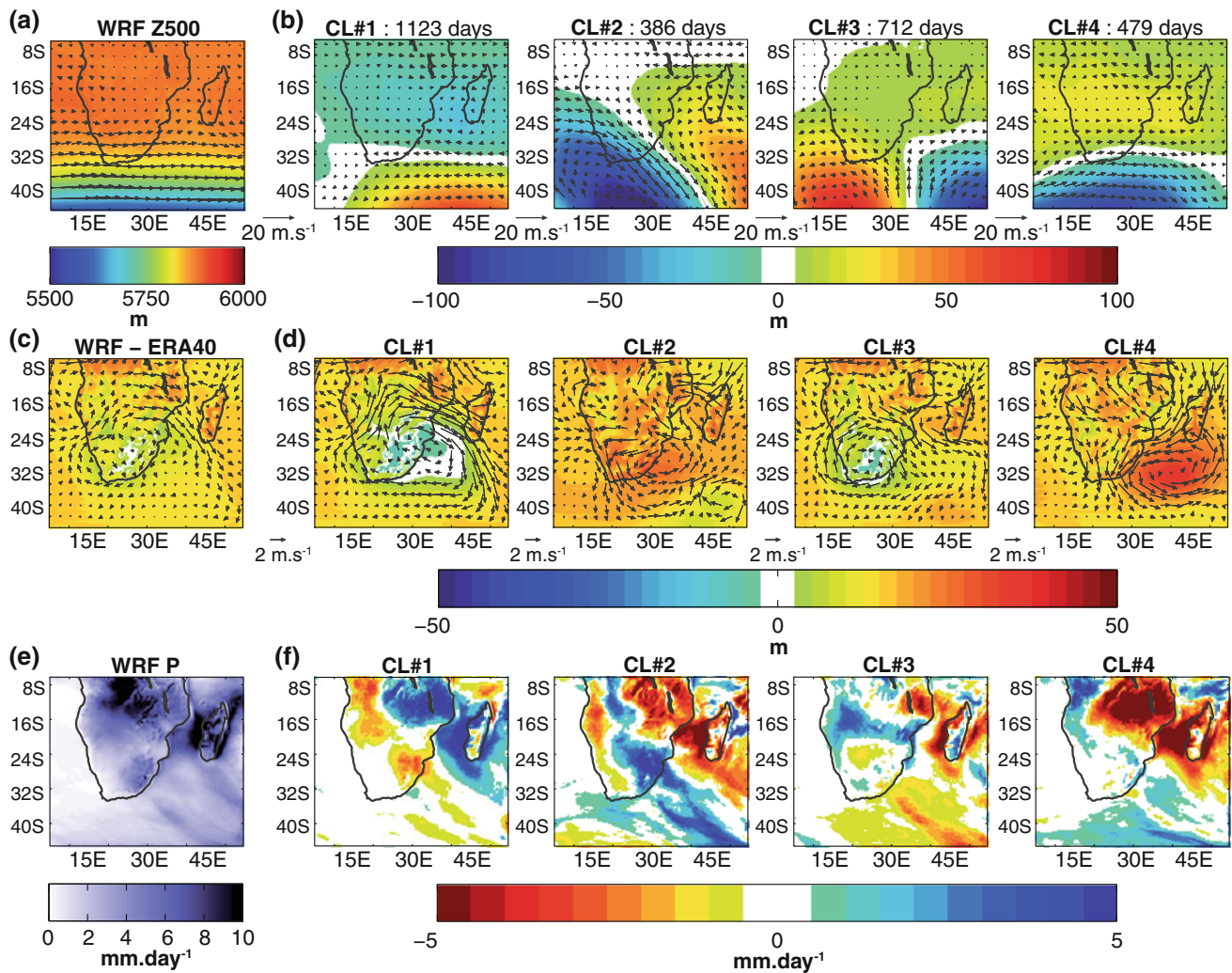


Fig. 1 a Shadings seasonal ensemble mean 500 hPa geopotential height simulated by WRF, period DJF 1993–1994. Vectors seasonal mean 500 hPa wind. b Composite anomalies, after removal of the seasonal mean, for the four clusters. Only anomalies that are significant at the 95% level according to a *t* test are shown. The number of days affiliated to each cluster is labeled on the figure.

c Seasonal mean differences between WRF and ERA40, computed after an interpolation onto WRF grid. d As c but composited during the occurrences of the four clusters. e Seasonal mean rainfall simulated by WRF. f Composite anomalies for the four clusters. Significance shown and tested as for b

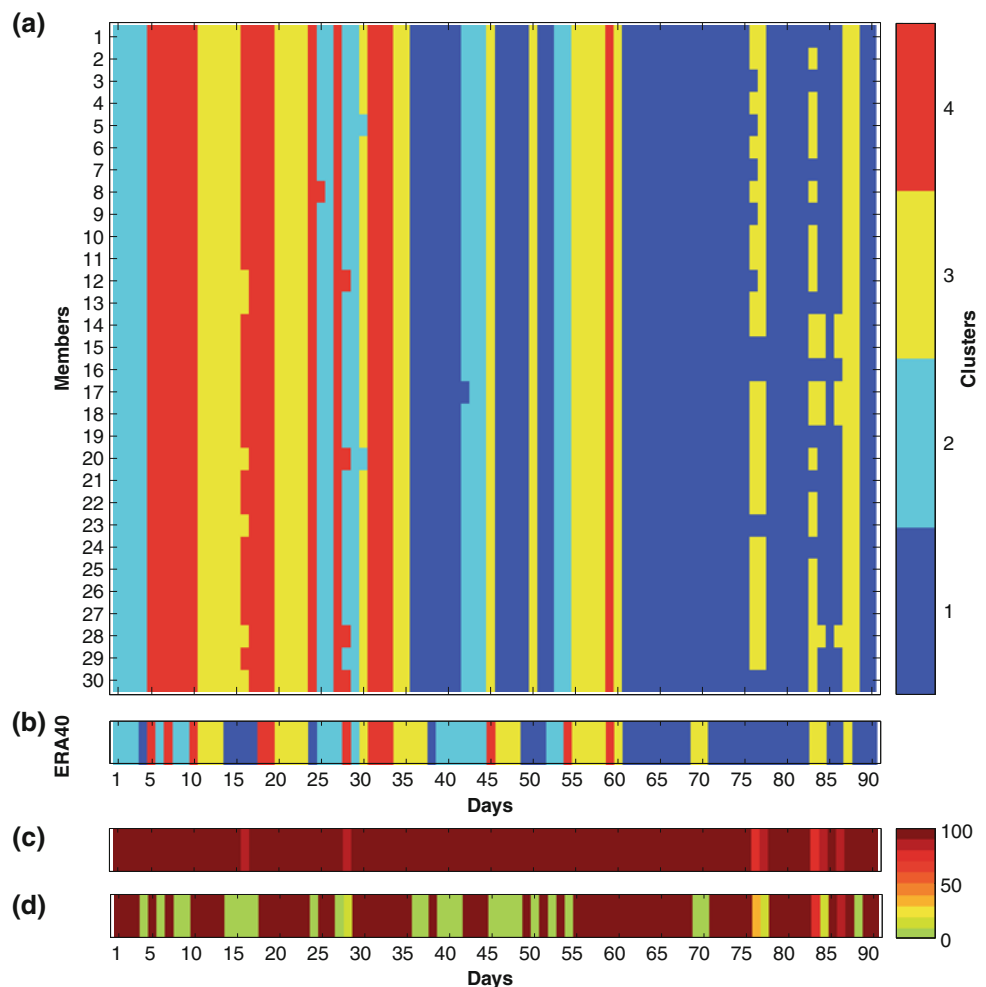
They are very weak in the tropics. Cluster #4 shows positive Z500 anomalies over tropical SA, together with anticyclonic anomalies and reduced rainfall. It seems to correspond to a weakening of the ITCZ over northern SA (Fig. 1f). In the mid-latitudes stratiform rainfall result from a transient frontal depression.

The differences between WRF and ERA40 (Fig. 1c) are strongly modulated by these synoptic-scale configurations (Fig. 1d). Clusters #2 and 4 produce positive Z500 difference over the whole domain and more particularly over the South-West Indian Ocean, east of SA. Geostrophic anticyclonic differences are centered over these areas accordingly. Cluster #3 is more representative of the seasonal mean differences (Fig. 1c) and Cluster #1 strongly exaggerates them, accounting for non-negligible part of the

patterns observed at the seasonal scale. The very weak seasonal differences found in the mid-latitudes in terms of wind speed and direction (Fig. 1c) appear as the result of opposite easterly (Clusters #1 and 3) and westerly (Clusters #2 and 4) differences that cancel out their effects at the seasonal scale, making the k-means partitioning an efficient tool to downscale model biases at the synoptic scale.

Figure 2a shows the temporal distribution of the four clusters, for each member (rows) and each day of the period (columns). From one member to another, the timing of the four clusters appears as highly reproducible during the overall period (Fig. 2a, c), at least 90% of the members converging towards the same solution during 83 days out of 90. Seasonally, clusters #2 and 4 (1 and 3) tend however to be prevalent during the first (second) half of the season.

Fig. 2 **a** Successions of the cluster for each day of the DJF 1993–1994 season (x-axis) and each member (y-axis). **b** Projected clusters onto ERA40 by minimization of the Euclidean distance. **c** Fraction of the members (%) that show convergent results. **d** Fraction of simulations (%) which match ERA40



Sequences typically last about 5–10 days, indicative of synoptic-scale variability. Their basic features (i.e. their date and duration, and the cluster to which they are affiliated) are systematically reproduced by all members. Single days can also be found during given periods of the rainy season and appear to be nearly as reproducible as longer sequences. Uncertainties mostly concern the transitions between given sequences (e.g., between days #80 and #90). These results suggest that (1) due to its moderate size, our domain is strongly constrained by lateral forcing conditions; (2) the irreproducible component of the signal concentrates during a limited number of days, suggesting that the influence of the synoptic control by ERA40 is not constant in time. This leads us to hypothesize that, when synoptic control is weaker, short-lived perturbations developing within the regional domain could show different propagative or morphological properties from one member to another, that make a given day fall into two possible regimes.

Differences from ERA40 are next explored. Daily Z500 fields derived from ERA40 are first projected onto the WRF grid and then they are compared to the anomaly patterns of

the four clusters shown in Fig. 1b. Each day is assigned to the cluster minimizing the Euclidean distance (Fig. 2b), the metric already used in the k-means algorithm (Michelangeli et al. 1995). Periods showing rather good agreement between WRF and ERA40 (e.g., between days #55 and 75) are highly reproducible from one member to another. On the one hand, all poorly reproducible sequences tend to show relative disagreement between the two models. On the other hand, a weak IV does not necessarily imply weak differences from ERA40. For instance, between days #36 and 54, all members converge towards a solution that generally differs from ERA40. The lack of clear correspondence between “biases” and IV makes the reasons for such results difficult to explore. They likely involve the strength of the large-scale synoptic forcing around the domain, an issue that will be discussed in Sect. 6.

The high degree of reproducibility may result from the large-scale nature of Z500 anomalies, and/or the discretization of continuous climate variability into a limited number of very simplified spatial structures. Thus, the following sections analyze the reproducibility of the

rainfall field variability at different spatial scales, and from the seasonal timescale to day-to-day variability.

4 Seasonal rainfall

In this section, we consider the reproducibility of seasonal rainfall amounts. Over the same domain and the same period, at the same timescale and using the same version of the WRF model, Crétat et al. (2010b) described strong uncertainties in simulated rainfall associated with the choice of the physical package. They attributed the uncertainties mostly to the convective schemes, while the planetary boundary layer and cloud microphysics appeared to be of lesser importance. Using a regional index corresponding to the tropical part of South Africa, experiencing rainfall during austral summer, they obtained seasonal rainfall amounts ranking between 260 and 500 mm, against 245 mm for in situ rain-gauge records and 285 mm estimated by GPCP. Our idea here is to pursue their analysis of the uncertainties associated with regional climate modeling, by exploring to what extent such seasonal rainfall is reproducible from one member to another, both in terms of

distribution and amounts. For comparison purposes, the same South African index is first considered. Our 30-member simulation produces 283 mm on average, spreading out between 256 and 306 mm from one member to another. Though the irreproducible fraction of seasonal rainfall induces uncertainties that are far weaker than the choice of the physical package, they nonetheless remain non-negligible. This result is quite meaningful, given the moderate size of our domain and that ensemble simulations are not always the norm in the regional modeling community.

Figures 3a and d respectively present GPCP seasonal rainfall estimates over the whole WRF domain and in situ rain-gauge records over South Africa. Figure 3e shows the ensemble mean rainfall in South Africa (see Fig. 1e for the whole domain), and Fig. 3c and f its biases against the corresponding reference dataset over the two domains. On the one hand, as noted in Crétat et al. (2010b), WRF tends to over-estimate rainfall associated with the ITCZ over tropical SA and the Mozambique Channel. On the other hand, it produces too dry conditions along a diagonal region located further south, mainly in the oceanic component of the SICZ. Though clear dry biases prevail over

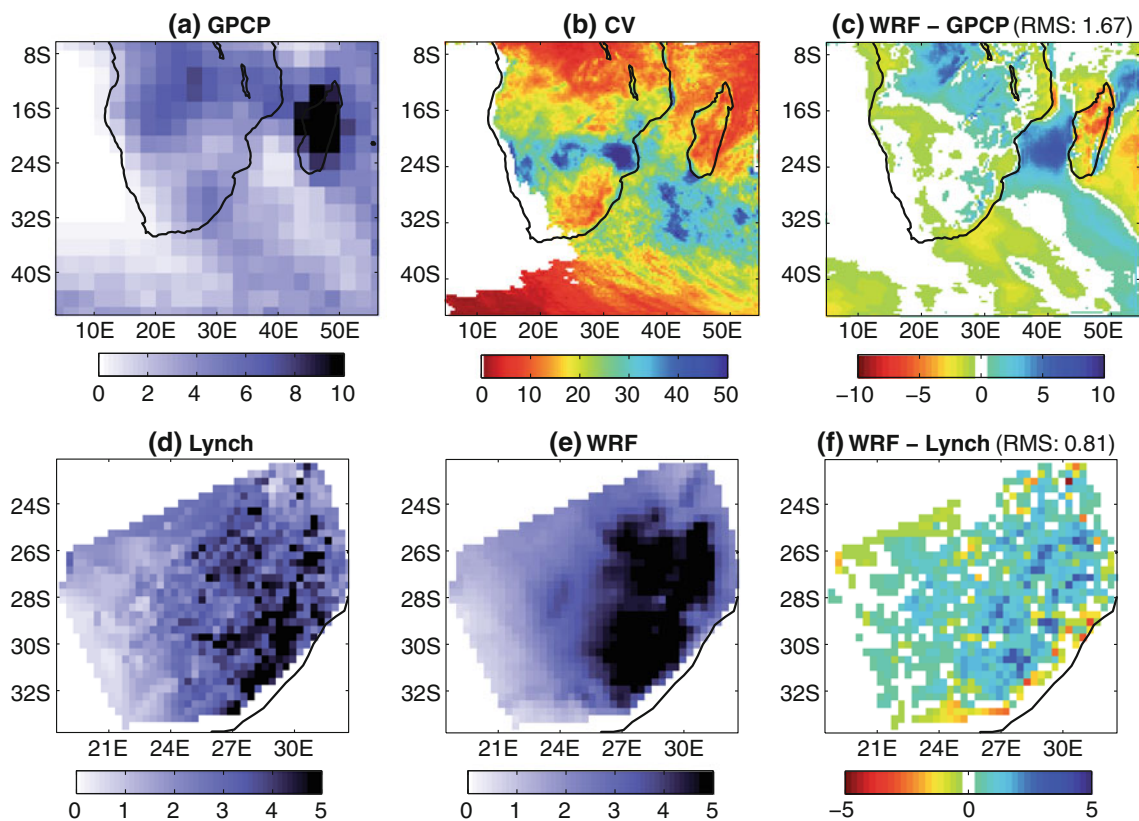


Fig. 3 a Seasonal mean rainfall amounts (mm day^{-1}) according to GPCP. b Inter-member CV of simulated seasonal rainfall (%). c WRF rainfall biases against GPCP. An RMS statistics of the rainfall biases computed over all grid-points is labeled on the figure. d As

a according to rain-gauge records over South Africa, computed after an interpolation onto WRF grid. e Simulated seasonal rainfall amount (mm day^{-1}) over South Africa. f As c but biases calculated against rain-gauge records over South Africa

Madagascar, contrasting biases are generally found over the continental mass (Fig. 3c), including South Africa (Fig. 3f). Over this domain, the zonal rainfall gradient investigated in Crétat et al. (2010a) is however reasonably reproduced (Fig. 3e).

Fig. 3b estimates the uncertainties associated with the simulation of seasonal rainfall. We retained the coefficient of variation (CV hereafter, computed as the ratio of the inter-member standard deviation to the ensemble mean) because it quantifies the ratio between uncertainty (corresponding to the inter-member standard deviation) and the signal (i.e., the ensemble mean). In order to suppress possible aberrant values, it is only represented here for the grid-points where daily rainfall amounts are strictly higher than 1 mm day^{-1} . Largest uncertainties, i.e., less reproducible seasonal rainfall amounts, tend to concentrate at the subtropical latitudes, where seasonal rainfall reaches a latitudinal minimum. Concerned regions correspond to the southern periphery of the ITCZ (Namibia, Botswana and Zimbabwe on the one hand, and south of Madagascar on the other hand). CV values weaken symmetrically northwards and southwards, so that uncertainties are moderate close to the domain boundaries. In particular, the strong dry

biases over Madagascar (Fig. 3c) appear as highly reproducible from one experiment to another (Fig. 3b).

Several reasons could contribute to explain this spatial pattern. Firstly, the regional modeling methodology itself could be in cause, since RCM are known to produce largest uncertainties in the central parts of their domain or near the outflow boundary (e.g., Separovic et al. 2008; Sanchez-Gomez et al. 2009; Leduc and Laprise 2009). Such methodological issues are probably not the only explanation, since uncertainties were found to decrease towards the northern and southern boundaries (Fig. 3b), i.e. not the ones associated with the strongest lateral forcings. Secondly, such a pattern could indicate uncertainties in the latitudinal extension of the ITCZ and/or tropical-temperate interactions. Basic morphological features of rain-bearing systems, their frequency or their intensity could all show strong irreproducible components. Figure 4 aims at investigating this issue by presenting the number of rainy days and their average intensity, together with associated biases and uncertainties.

The large rainfall amounts in the northern part of the domain (Figs. 1 and 3) result either from frequent rainy days (e.g., the southern Congo basin, Fig. 4a) or more rare

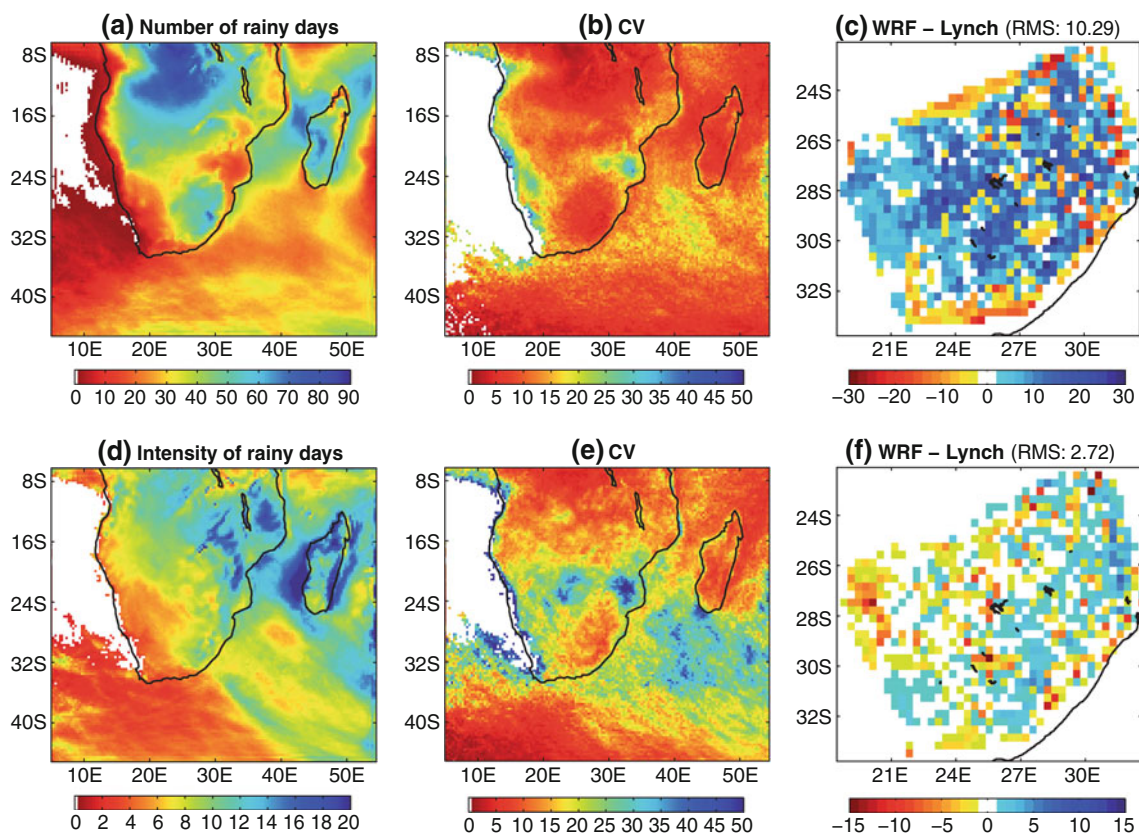


Fig. 4 a Number of simulated rainy days (rainfall $\geq 1 \text{ mm}$) according to the ensemble mean. b Inter-member CV. c Biases of WRF ensemble mean against rain-gauge records over South Africa. An

RMS statistics computed over all grid-points in South Africa is labeled on the figure. d–f As a–c but for the average intensity of rainy days

but more abundant rainy days (e.g., the neighboring regions of Madagascar, Fig. 4d). Over South Africa, the longitudinal gradient noted in Fig. 3e is favored by both factors (Fig. 4). WRF simulates too many rainy days (Fig. 4c) associated on average with too low rainfall amounts (Fig. 4f), giving rather weak seasonal rainfall biases (Fig. 3f). GPCP being only available at the pentad time-scale for 1993–1994, we can unfortunately not extend these results to the scale of the whole regional domain.

Figure 4b and e show the CV field for the number of rainy days and their intensity, respectively. The large uncertainties noted in Fig. 3 to occur at the subtropical latitudes are almost entirely due to the intensity of rainy days, poorly consistent over these regions from one member to another. Their number, in contrast, is highly reproducible over the overall domain (corroborating Kgatuke et al. 2008). Further explorations are needed to fully depict the causes of such IV at the intraseasonal timescale, which will be carried out in the following sections. It is nonetheless noteworthy that, in terms of atmospheric convection physical parameterizations, the Grell-Dévényi mass flux scheme used here is activated a similar number of times from one member to another. Its multi-parameter closure terms could contribute however to generate inconstant and less reproducible rainfall intensities.

Figure 5 quantifies the spatial distribution (i.e. the geography) adequacy between simulated and observed seasonal rainfall, and its reproducibility. Analyses are restricted to South Africa, in order to include the spatial distribution of the number of rainy days and their average

intensity. Figure 5a shows the spread of spatial correlations between simulations and re-gridded rain-gauge measurements, computed over all the 1,018 grid-points included in the South African domain (see Fig. 3d). Correlation values are rather high for the seasonal amount, ranking between 0.7 and almost 0.8 depending on the members. Similar values, though slightly weaker, are obtained for the geography of the number of rainy days. The average intensity of rainy days does not perform as well, with correlations spreading out from 0.28 to 0.36. Based on the same approach, Fig. 5b is devoted to quantifying the representativeness of the ensemble mean (see legend for details). Correlations systematically reach higher values, suggesting that the uncertainties, i.e. the irreproducible component of South African rainfall, are lower than the biases. Once again, the intensity of rainy days appears to be less reproducible. Correlation values for this parameter are both the weakest and the most variable for the different members. To test the robustness of results shown Fig. 5b, we also tried to correlate each member with the remaining 29. Both analyses lead to very similar results (not shown).

This section showed: (1) that non-negligible uncertainties can be found at the seasonal scale in the central parts of the regional domain, either due to methodological problems or to the less reproducible morphology/rainfall intensity along the periphery of the ITCZ, slightly different from previous findings concerning other regions (Vanvyve et al. 2008; Kgatuke et al. 2008); (2) that the number of rainy days is partly triggered by large-scale mechanisms while their average intensity, associated with finer scale

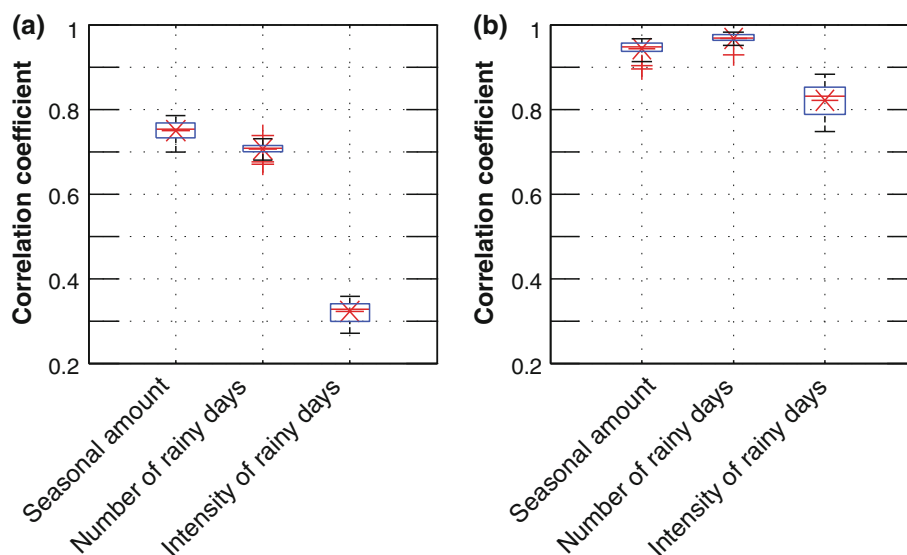


Fig. 5 a Box-and-whisker diagram of the spatial correlations of seasonal rainfall amount, the number of rainy days and their average intensity, computed over the South African domain between rain-gauge records and the 30 members. The boxes have lines at the lower, median and upper quartile values, showing inter-member spread. The

whiskers are lines extending from each end of the box to 1.5 inter-quartile range. Plus signs correspond to outliers. Red asterisks correspond to the ensemble mean. **b** As **a** except that correlations are computed between the 30 members and their ensemble mean

processes, is much less reproducible. In the following, our aims are to understand how the irreproducible component of climate variability is distributed temporally, i.e., how it interferes with synoptic conditions and/or intraseasonal variability.

5 Intraseasonal variability

For this section and for the remainder of this study, we extend the analysis of IV to the daily timescale. Figure 6 presents, for each grid point, the fraction of day-to-day Z500 and rainfall that occurs in phase in the 30 members, that is, the reproducible component of Z500 and rainfall intraseasonal variability. This is obtained as the ratio between the daily variance of all members (i.e. 90 days duplicated 30 times) X and that of the ensemble mean (90 days) \bar{X} . The fraction f of in-phase signals among the overall Z500 and rainfall variability is thus $f = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_{\bar{x}}^2}$, where σ^2 is the variance.

In agreement with Alexandru et al. (2007), IV differs from one variable to another (daily Z500 and rainfall in Fig. 6). Due to its dominant large-scale structures, Z500 is much more reproducible than rainfall. This is not surprising given the noisy and intermittent characteristics of the latter. Moisture convergence presents IV patterns and values that are very similar to rainfall and are therefore not shown. For these three variables however, comparable spatial structures may be found, consisting schematically of weaker (larger) reproducibility values near the domain center (boundaries). This is particularly true at the subtropical latitudes but less verified in the northernmost and southernmost parts of the domain, where clear zonal asymmetries prevail. There, day-to-day variability is thus more (less) reproducible close to the inflow (outflow) boundary, i.e., in the western part of the domain in the mid-latitudes and the eastern part in the tropics (eastern in the

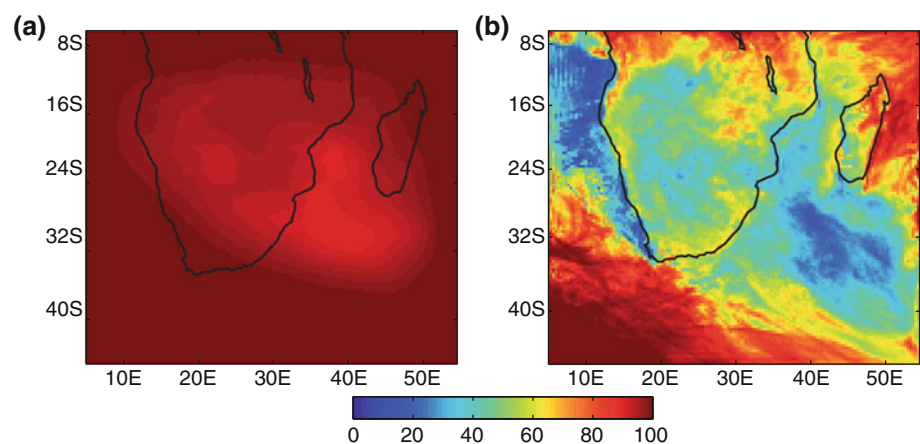
mid-latitudes and western in the tropics). This is consistent with Separovic et al. (2008) and Sanchez-Gomez et al. (2009) and suggests probable edge effects along the outflow boundary. This issue is difficult to avoid in the absence of a two-way nesting with the forcing model.

At the domain scale, lower reproducibility values are found south of Madagascar and along the Atlantic coast of Southern Africa. Seasonal rainfall amounts are however excessively weak over this area. In South Africa, rainfall reproducibility values are between 30 and 65%, depending on the regions. Reproducibility tends to be larger near the Drakensberg and along the east coast, suggesting strong topographic effects, and reaches lower values in the central and northern parts of the country, at the margins of the Kalahari.

Following Vanvyve et al. (2008) we explore to what extent such IV values are sensitive to the spatial scales. At the domain scale (Fig. 1e), the reproducibility computed independently on all grid points and then averaged spatially is 59%. The reproducibility of the whole regional index is 94%. At the more restricted South African scale (Fig. 3d), these values are 51 and 80%, respectively. This confirms that spatial upscaling acts to reduce uncertainties and suggests that the number of members used for an ensemble simulation should also be chosen according to the *spatial* scale of interest. Kgatuke et al. (2008) found similar results for the *temporal* aspects, which illustrates the multi-dimensional aspects of IV analysis.

Figure 7 presents rainfall intraseasonal variability at the South African scale (Fig. 7a), including the model biases (Fig. 7b) and IV quantified by the standard deviation and the CV (Fig. 7c). The alternation of wet and dry spells is adequately reproduced (Fig. 7a), with in particular dry periods between days #10–20, 30–50 and 80–90, and wet conditions between days #20–30 and 50–70. The sign of daily biases (Fig. 7b) is not constant over the season and apparently not related to corresponding rainfall amounts. This suggests that the model presents similar skill for

Fig. 6 **a** For each grid point, reproducible fraction (%) of day-to-day Z500 variability. See text for definition. **b** As **a** but for daily rainfall



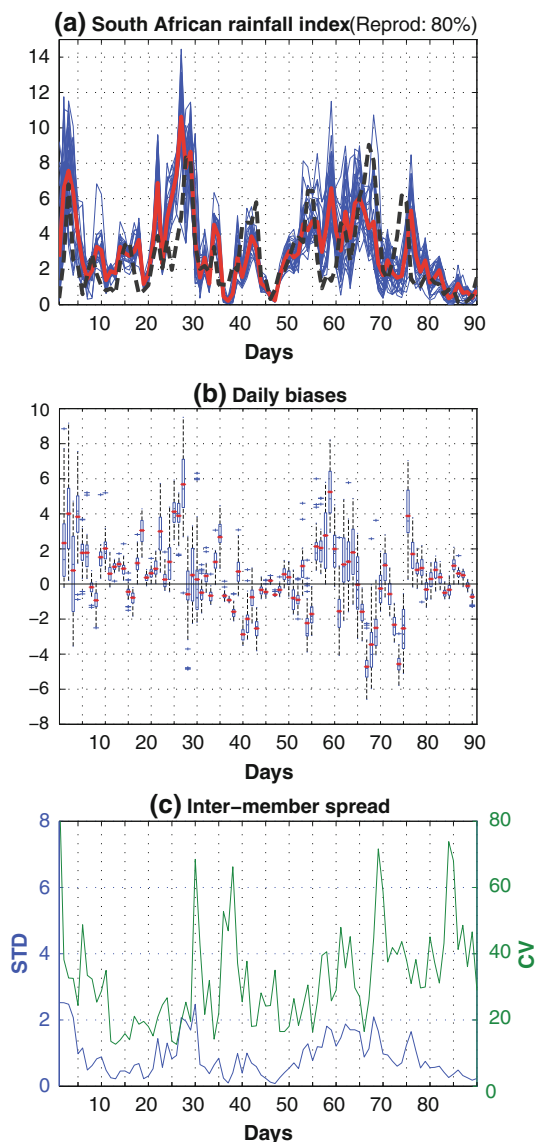


Fig. 7 a Spatially averaged South African daily rainfall. *Dashed curve* rain-gauge records. *Blue curves* 30 members. *Red curve* ensemble mean. **b** *Box-and-whisker* diagram of daily rainfall biases of the 30 members against rain-gauge records, showing inter-member spread. **c** Inter-member rainfall spread as measured by a standard deviation (*blue curve*) and a CV (*green curve*) metrics

simulating dry or wet periods. On average biases are weakly positive, which is mostly attributed to the central parts of the country (Fig. 3f). Inter-member spread (and thus IV) is however not constant with time (Fig. 7a, c), as in, e.g., Nikiema and Laprise (2010). Standard deviation values are more or less proportional to daily rainfall amounts, which makes this descriptor inadequate to identify the periods of the rainy season maximizing uncertainties and IV. This has nonetheless the advantage to demonstrate that the rainfall amounts associated with wet spells suffer from non-negligible uncertainties. Analysis of the CV leads to the identification of a limited number of

days peaking over 50% (which means that uncertainties correspond to 50% of simulated rainfall amount). Among them, 6 days peak over 60%, 3 correspond to rainy phases (days #1, 30, 69) while the three others (#37, 84, 85) occur under drier conditions. Days #10–20 and 40–55 appear as periods characterized by rather strong reproducibility and days #21–30 and 56–80 contain larger IV values.

In spite of the relatively realistic timing of simulated rainfall (Fig. 7a), daily correlations between the ensemble mean and rain-gauge records is 0.52 only. Weak correlations are also found between each member and rain-gauge records. They rank from 0.4 to 0.66, illustrating the potential of a multi-member ensemble simulation even when working on regional indexes. Two possible reasons could contribute to explain the relative weakness of these values. (1) The daily timestep could be inappropriate: for instance, a rainy event simulated one day before or after the observation would be considered as an error. (2) Rain-gauges are read at 8 h local time (6 h UTC), while daily rainfall amounts are computed between 0 and 24 h in WRF.

Figure 8 aims at exploring these issues. Figure 8a presents correlations computed on the daily South African rainfall index as a function of the length of a moving-window average. The first boxplot corresponds to raw daily values. The large inter-member spread indicates that the day-to-day variability of South African rainfall is moderately reproducible, though seasonal amounts show limited uncertainties (Fig. 3b). Clear improvements of the correlation values are obtained when the window length is gradually increased between 2 and 3 days. Highest correlation values are obtained for window lengths comprised between 5 and 7 days (0.65 on average, with extreme values at 0.53 and almost 0.8). For window length exceeding 8 days, correlation values slightly decrease. This could either be due to aliasing with the synoptic time scale or to the propagation of errors over adjacent days (e.g., on day #58, unrealistic heavy rainfall values are “diluted” over a longer period and act to weaken daily correlations). These results show that most timing errors in the simulation of rainy events do not exceed 2–3 days.

Figure 8b presents a discretization of daily rainfall amounts into three categories (dry–neutral–wet), obtained as the 33rd and 66th percentiles computed for the observations and each member independently. This enables us to remove the effects of systematic model biases. Figure 8c, d show the fraction of in-phase predictions between the members and the fraction of predictions matching the observations, respectively. Inter-member coherence is generally good (Fig. 8b, c), especially for persistent sequences of extreme wet and dry terciles. Possible examples are days #2–5 and 25–30 (wet) or #44–58 and 84–90 (dry), for which more than 90% of the members show

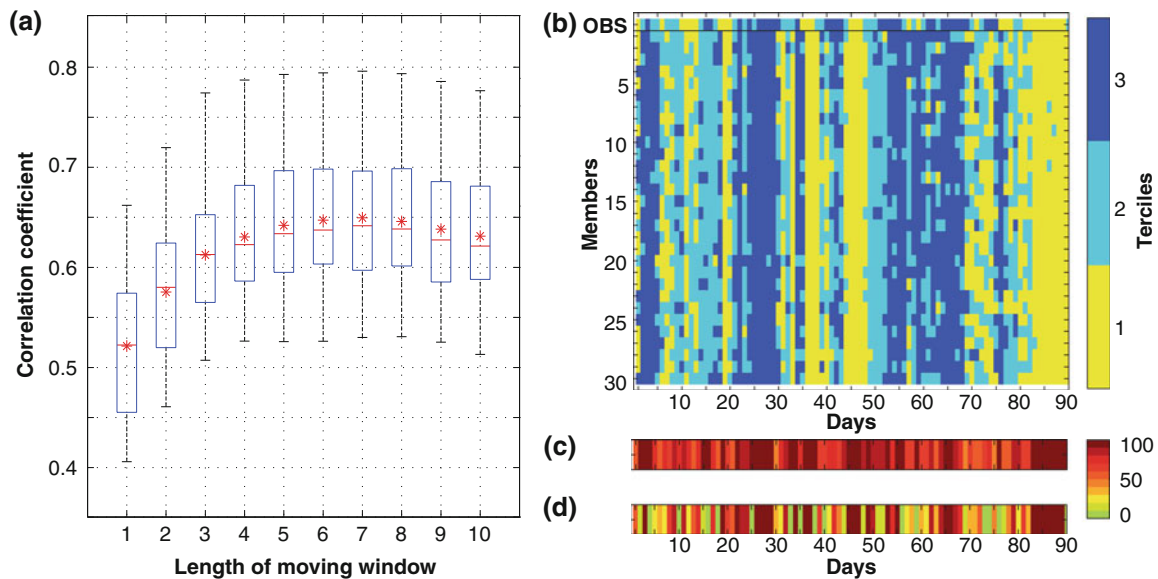


Fig. 8 **a** Box-and-whisker diagram of the temporal correlations between observed and simulated daily rainfall over South Africa, as a function of the window length of a moving window averaging used to smooth daily variations. **b** For the observations and each member,

discretization of daily rainfall into dry, normal and wet terciles, and associated chronology. **c** Fraction of the members (%) that show convergent results. **d** Fraction of simulations (%) which match the observations

converging results. Such highly reproducible wet or dry spells also tend to correspond to the intraseasonal sequences that are most in accordance with observations (Fig. 8c, d). Most uncertainties are related to the simulation of “neutral” days. A part of these mismatches is probably due to the fact that “neutral” days are bounded by two values (33rd and 66th percentiles), against only one for other days. Another part may result from the difficulty to simulate the transition periods between wet and dry conditions.

Due to its moderate size, our domain is thus quite strongly constrained by lateral synoptic conditions, even without applying nudging techniques. Our results showed that: (1) the central parts of the domain and those close to the outflow boundary are characterized by the largest IV; (2) even in the center of the domain, the timing of wet and dry spells is realistically simulated, with typical timing errors less than 2–3 days; (3) the peaks of both wet and dry spells are adequately reproduced, but transition periods between such opposite conditions account for a non-negligible part of the uncertainties. The variability of IV with time leads us to explore to what extent it is related to lateral synoptic control.

6 Lateral synoptic forcing

Focus is given here on ERA40 forcing fields along the boundaries of the domain, i.e. the data used to drive WRF simulations. Our aim is to identify synoptic configurations that might favor larger or lower IV within the domain. Due

to their lower modulus, meridional fluxes along the northerly and southerly boundaries are hypothesized to exert a negligible effect on regional IV compared to zonal inflow/outflow mass fluxes along the western and eastern boundaries. It is thus the day-to-day variability of the latter that we propose to document here, in order to analyze associated effects on IV.

Figure 9a presents ERA40 seasonal mean zonal wind along the eastern and western boundaries. During our period, mid-latitude westerlies prevailed south of 35°S (20°S in the upper troposphere). The subtropical westerly jet is found between 300 and 150 hPa and is characterized by an average modulus larger than 20 m s⁻¹. In the tropics easterly fluxes predominate, except for the lower layer over the Indian Ocean, north of 10°S (i.e. along the eastern boundary, about 2,000 km off the Kenyan and Tanzanian coasts). On average, the tropical easterly fluxes are approximately five times weaker than the mid-latitude westerly fluxes. Hence, we hypothesize that it is primarily synoptic-scale variability in the mid-latitudes that might exert the strongest influence on climate reproducibility within the domain.

In order to establish to what extent such day-to-day variability of the zonal wind patterns may affect IV, we attempt to classify recurrent daily structures of the zonal wind. To that end, we apply an agglomerative Hierarchical Ascending Classification (HAC) to the multivariate combination of the zonal wind patterns along the eastern and western boundaries. Cheng and Wallace (1993), Martineu et al. (1999), Casola and Wallace (2007) or more recently Crétat et al. (2010a) have demonstrated the usefulness of

this technique for the identification of weather or rainfall regimes. The ascending technique means that, at the start, each day constitutes a separate class. Then, iteratively, the HAC groups two by two the most similar classes (i.e., the days or groups of days). At the end a single class is obtained, to which all days are affiliated. The HAC is based on a distance matrix Ψ , computed as the Euclidean distance between each day and the other ones (each days being defined by the combination of its two zonal wind vertical cross-sections along the eastern and western boundaries).

Ward’s clustering method (Ward 1963) is used to regroup the classes by minimizing intra-class inertia (i.e. internal heterogeneity between the zonal wind patterns of a given class). It proceeds as follows. The most similar individual days, noted A and B , are first grouped together using the minimum distance in Ψ , forming a first cluster R . The distance between R and any other cluster Q (i.e. an individual day or a group of days), respectively constituted by m_R and m_Q events, is a linear function of the distances of Q with respect to the original clusters A and B merged into R . This function is noted $d(R, Q)$ and is defined as:

$$d(R, Q) = \frac{m_A + m_Q}{m_A + m_B + m_Q} d(A, Q) + \frac{m_B + m_Q}{m_A + m_B + m_Q} d(B, Q) - \frac{m_Q}{m_A + m_B + m_Q} d(A, B)$$

where m_A and m_B are the number of events of A and B . In our example, $m_A = m_B = 1$ and $m_R = m_A + m_B$, $d(A, Q)$, $d(B, Q)$ and $d(A, B)$ are obtained directly from the distance matrix Ψ . The same formula is applied at each step of the classification algorithm, until forming one single class regrouping all days.

Figure 9b shows the classification tree to illustrate the successive agglomerations made at each stage of the algorithm. To limit intra-class heterogeneity, one needs to choose the number of classes just before the distance between merged classes increases strongly. Based on Fig. 9b, we chose here to retain 5 classes that are approximately of similar size (Fig. 9b). Figures 9c and 10 show their composite anomalies along the eastern and western bounds and at 500 hPa, respectively. Figure 11 shows corresponding consequences for simulated rainfall, IV and biases.

All classes show some persistence (Fig. 9b), typical sequences lasting about a few days. This suggests that they are adequate to document synoptic-scale variability around the domain. Classes A, B and C are mostly (but not only) recorded during the first half of the season (i.e. near the summer solstice: December), while classes E and even more clearly D are prevalent during its second half (i.e. near the spring equinox: March).

Classes A and E both show clear mid-latitude wave trains (Fig. 10). In Class A, anticyclonic (cyclonic) anomalies take place in the western (eastern) part of the domain, which contributes to weaken (enhance) westerly fluxes at 30°S along the western (eastern) boundary (Fig. 9c). The opposite situation is found for class E. In both cases, subtropical zonal wind anomalies are barotropic (Fig. 9c). Rainfall anomalies are also roughly of reversed sign (Fig. 11a) and are largest over tropical SA. Class A is abnormally wet (dry) over the western (eastern) tropical SA, and vice versa for Class E.

Classes B and D also tend to show opposite patterns. They respectively consist of an amplification (weakening) of westerly winds near 40°S due to negative (positive) Z500 anomalies located south of the domain and inducing geostrophic cyclonic (anticyclonic) wind anomalies (Fig. 10). Strong barotropic anomalies are found in the western boundary for both classes, while only Class D shows significant anomalies in the east. They appear as an upper-layer weakening of mid-latitude westerly jet (Fig. 9c) due to regional anticyclonic anomalies located southeast of the domain (Fig. 10). Like Classes A and E, associated rainfall anomalies are restricted to the tropical parts of SA (Fig. 11a), and are also more or less opposite. Class B(D) is associated with clear dry (wet) anomalies over northeastern SA and weaker wet (dry) anomalies in the northwest.

Class C presents opposite sign wind anomalies between the eastern and western boundaries (Fig. 9c). They correspond to a reinforcement (weakening) of the westerlies near 40°S (20°S) along the western boundary, and vice versa for the eastern bound. They are embedded in an elongated cyclonic pattern oriented northwest to southeast and extending from the coasts of Antarctica towards South Africa (Fig. 10). This class is the only one presenting continuous anomaly patterns over both the tropics and the mid-latitudes (Fig. 11a), though this is less true for Z500, wind and temperature anomalies (Fig. 10). The location and orientation of the rainfall and atmospheric anomaly patterns and the poleward export of momentum in the lee of the rainfall band constitute the typical signature of TTT systems (Todd and Washington 1999; Todd et al. 2004; Fauchereau et al. 2009).

Counter-intuitively, the five classes are mostly defined by mass flux anomalies in the southern mid-latitudes but are associated with clearer rainfall anomalies in the tropics (except for Class C, which involves tropical-temperate interactions). Analysis of associated moisture flux anomalies (not shown) reveals that wet anomalies associated with Classes D and E (Fig. 11a) result from abnormally strong moisture advection from the tropical Atlantic Ocean that generates moisture convergence over tropical eastern Africa (Fig. 11a), confirming that the Atlantic Ocean is a

major moisture source for SA (Vigaud 2007; Vigaud et al. 2007, 2009). In contrast, abnormal moisture divergence prevails there during the occurrences of Classes A and B, explaining associated dry conditions despite enhanced inflow from the tropical Indian basin. Note also that Classes A and C (D and E), more frequent in December and January (February), are associated with wet conditions at the subtropical (tropical) latitudes, which is consistent with the southernmost ITCZ position (northward ITCZ displacement) in the early (late) summer.

As for the Z500 field (Fig. 1), the average wet rainfall biases in South Africa discussed above (Fig. 3f) are not constant and appear to be partly dependent on lateral forcing conditions (Fig. 11c). Classes A and B are in good agreement with the seasonal mean biases. Class C, abnormally wet over the southeastern part of SA (Fig. 11a), actually corresponds to a clear over-estimation of rainfall amounts (Fig. 11c). This suggests that our set of experiments could exaggerate regional rainfall amounts associated with tropical-temperate interactions. Taken together, these three classes contribute to explain the too large seasonal amounts over South Africa. Classes D and, to a lesser extent E, are in contrast too dry there, except for weak overestimations over the northeastern and southwestern parts of South Africa. Their occurrences act thus to decrease the average wet biases.

For each class, IV is finally quantified at the whole domain scale, using the inter-member CV (Fig. 11b) of synchronous daily rainfall. Pockets of strong IV are never located over the areas of largest rainfall anomalies (Fig. 11a), which appear therefore as strongly reproducible. Largest IV is actually located near the periphery of such anomaly patterns, suggesting that most uncertainties concern the spatial extension and/or the morphology of rain-bearing systems. Subtropical SA on the one hand, the southern part of the Mozambique Channel and the southwest Indian Ocean south of Madagascar on the other hand, recurrently appear as the regions experiencing largest IV (Fig. 11b). This is coherent, given their location near the center of the domain or its eastern (i.e., outflow) boundary. Similar conclusions were obtained for seasonal rainfall amounts (Fig. 3b) and the reproducible component of Z500 and rainfall day-to-day variability (Fig. 6). In addition to this descriptive approach of IV, it is here demonstrated that the synoptic control from ERA40 is responsible for significant modulation of the spatial extension and the location of these weakly reproducible areas. In particular, Class A, very dry over the southern part of SA and the ITCZ, is likely to provide aberrant inter-member coefficients of variation there and is therefore not further analyzed. Its wet anomalies over Namibia and Angola appear as rather reproducible. Class B, corresponding to enhanced inflow and outflow and thus strong synoptic control, is associated

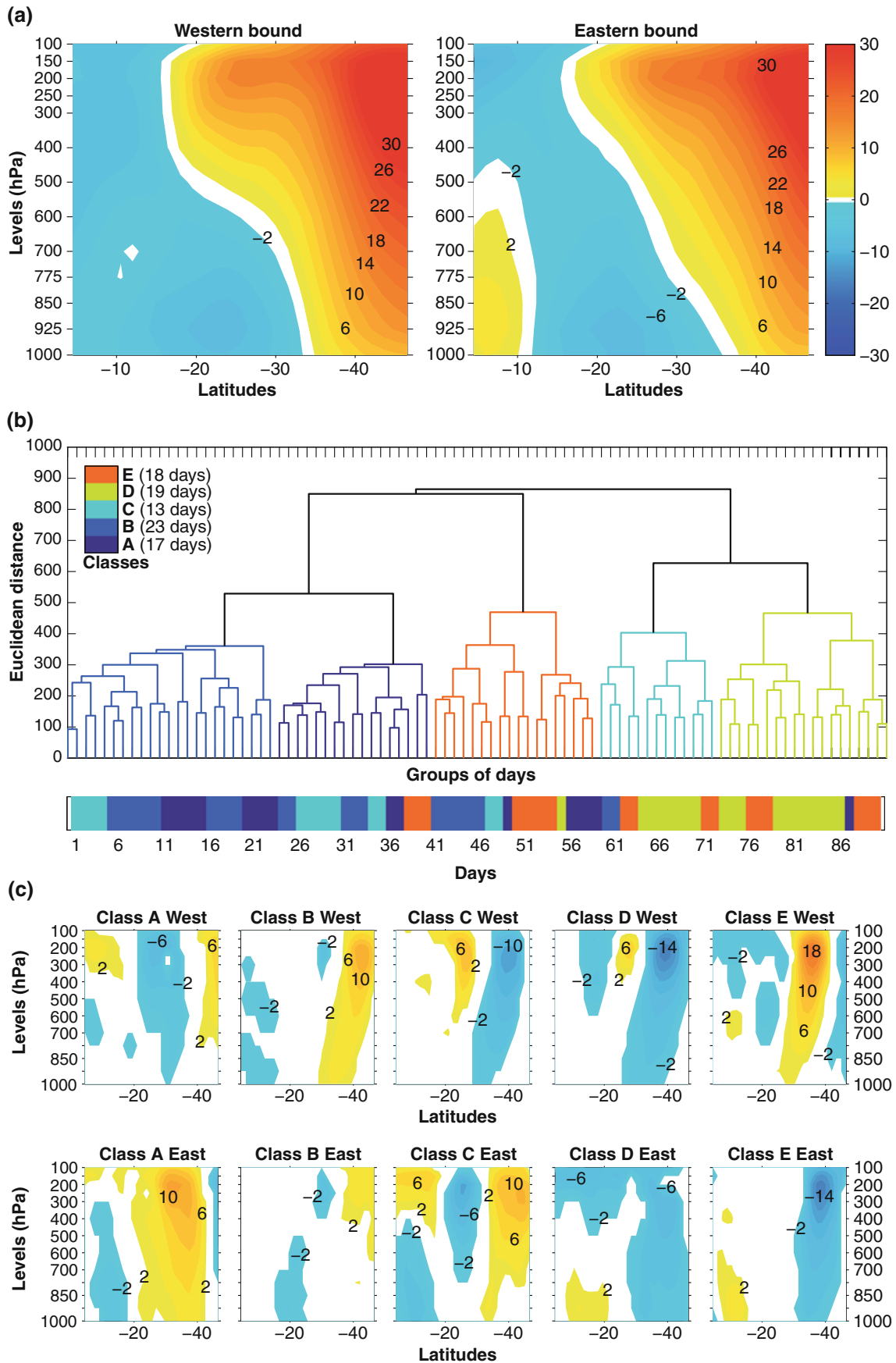
Fig. 9 a Vertical cross-section of the seasonal mean zonal wind (m s^{-1}) along the western (*left-hand panel*) and eastern (*right-hand panel*) bounds of the regional domain according to ERA40. **b** Dendrogram of a multivariate Hierarchical Ascending Classification applied to the daily zonal wind structures along the western and eastern bounds. The five classes retained in this study are indicated with different colors, and the number of days affiliated to each of them is labeled in the figure legend. The *horizontal color bar* represents the succession of the class sequences during the period. **c** Composite anomalies of zonal wind along the western and eastern bounds of the regional domain, after removal of the seasonal mean, during the occurrences of the five classes. Only anomalies that are significant at the 95% level according to a *t* test are represented

with smallest regional IV. In contrast, Classes D and more clearly E maximize IV in the east, in relationship with reduced outflow along the domain boundary. Class C shows strong IV along the eastern side of its elongated rainy band. Consequences of such uncertainties for the simulation of rain-bearing systems are detailed in Sect. 7 through a case study.

7 Consequences for simulated rain-bearing systems

Previous sections revealed that rainfall IV primarily affects the intensity of rainy days rather than their number, mostly at the center of the domain or close to its outflow boundaries. We choose here to illustrate these results by considering a phenomenological case study. According to Fig. 7, five main episodes of strong IV occurred during the period, among which three correspond to intraseasonal wet spells. We retain here one of these sequences, that centered on 30 December 1993, as a case study. Analysis of the spell centered on 6 February 1994 leads to qualitatively similar results. The third candidate (1 December 1993) was not considered because this sequence partly overlaps the spin-up period.

Figure 12a presents the chronology of the rainy spell recorded between the 20 and 30 December (see Fig. 7a for its temporal evolution over the South African domain). A rainy band develops on 24 December between the south coast of South Africa and Namibia/Angola. It propagates eastwards during the following days and extends over the southwest Indian Ocean. It decays between 30 December and 1 January. Between 26 and 30 December, the properties of this system make it very reminiscent of a TTT, as confirmed by Fig. 13. Moreover, this sequence is affiliated to our weather regime #2 (Figs. 1, 2) and our synoptic class C (Figs. 9, 10), which were both interpreted as the signature of typical TTT systems. During this period, moisture fluxes and convergence fields (Fig. 13c, d), as well as their anomalies (Fig. 13e, f), are adequately simulated (as for seasonal mean fields, Fig. 13a, b). Due to their finer resolution, WRF outputs make it possible to identify topographic effects (notably over the Drakensberg and Madagascar) that did not appear in ERA40. Regional moisture convergence and associated



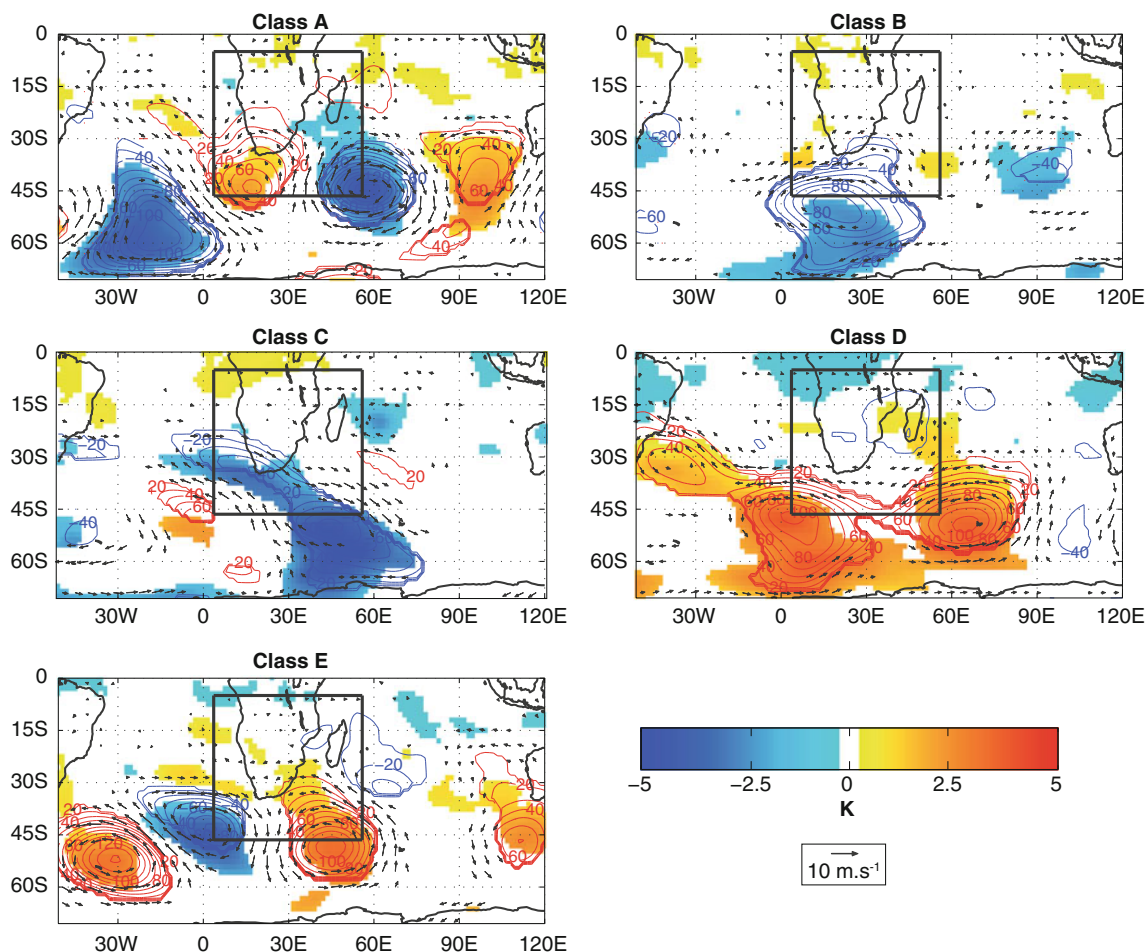


Fig. 10 Composite anomalies of 500 hPa air temperature (K, *shadings*), geopotential height (*contours*) and zonal and meridional components of the wind (*vectors*) according to ERA40, after removal

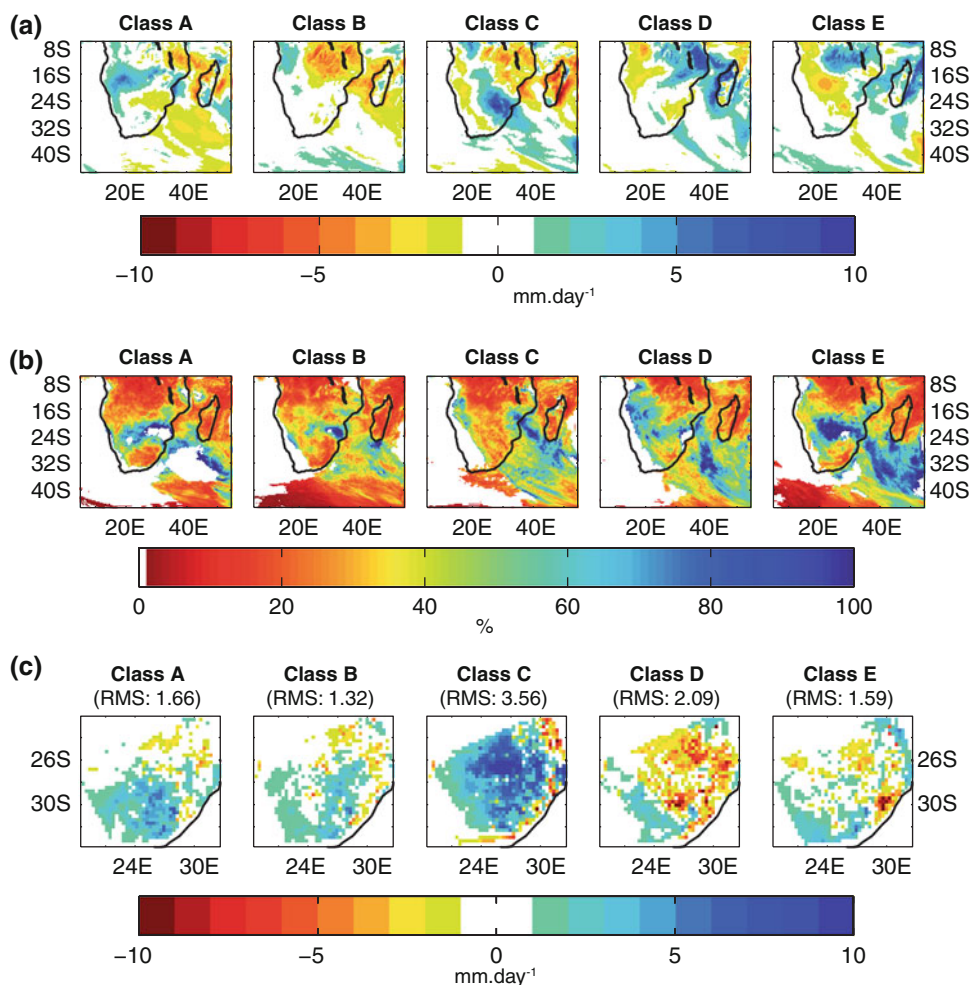
anomalies within the SICZ also reach larger values (Fig. 13d, f), corresponding to a more pronounced mid-latitude trough. Easterly flux anomalies over the tropical Indian Ocean contribute to advect moisture towards SA and favor moist convective processes.

On the one hand, this rain-bearing system is reproduced in all 30 members (not shown), and its duration (5–6 days) clearly corresponds to that of a TTT. On the other hand, its local-scale features (such as associated morphology and intensity) appear to be little reproducible (Fig. 12b), particularly near the domain boundaries. This suggests inter-member differences either in terms of morphology or propagation speed. Physically, this means that the genesis and development of TTT systems are related to large-scale variability (i.e., they are embedded in structures that are of larger scale than the domain), while local details are mostly chaotic in nature. This suggests limitations for operational forecasts in SA, a matter of importance since TTT systems are known to account for up to 30–60% of seasonal rainfall between October and January (Todd et al. 2004).

of the seasonal mean, during the occurrences of the five classes of Fig. 9. Significance tested and represented as for Fig. 9

Further analysis of these inter-member uncertainties is provided by Fig. 12c, showing composite analysis between wetter and drier members in South Africa on 30 December. This day was identified in Fig. 7c to maximize IV at the South African scale; it also corresponds to the end of the wet spell of 20–30 December, associated with the migration of the TTT system over the Mozambique Channel (Fig. 12). On 30 December, the stronger differences between the members are found on the east of the domain, i.e. at the periphery of the TTT system. Daily rainfall amounts over Limpopo are responsible for the large spread found for this day in Fig. 7. Lead-lag analyses make it possible to identify the causes and precursors for such localized differences. Between 24 and 28 December, the members that were extracted as the “wettest” on 30 December in South Africa, are systematically associated with a dipolar structure consisting of more intense rainfall on the east and drier conditions on the west (Fig. 12c), which denotes a relative disagreement in the location of the rainy band. Wet members simulate thus a TTT system that is located further east.

Fig. 11 **a** Composite rainfall anomalies (mm day^{-1}) according to WRF during the occurrences of the five classes of Fig. 9. Significance tested and represented as for Fig. 9. **b** Inter-member CV (%) during the occurrences of the five classes of Fig. 9. **c** Daily rainfall biases (mm day^{-1}) against rain-gauge records over South Africa and during the occurrences of the five classes of Fig. 9. RMS statistics computed over all grid-points included in the South African domain are labeled on the figure



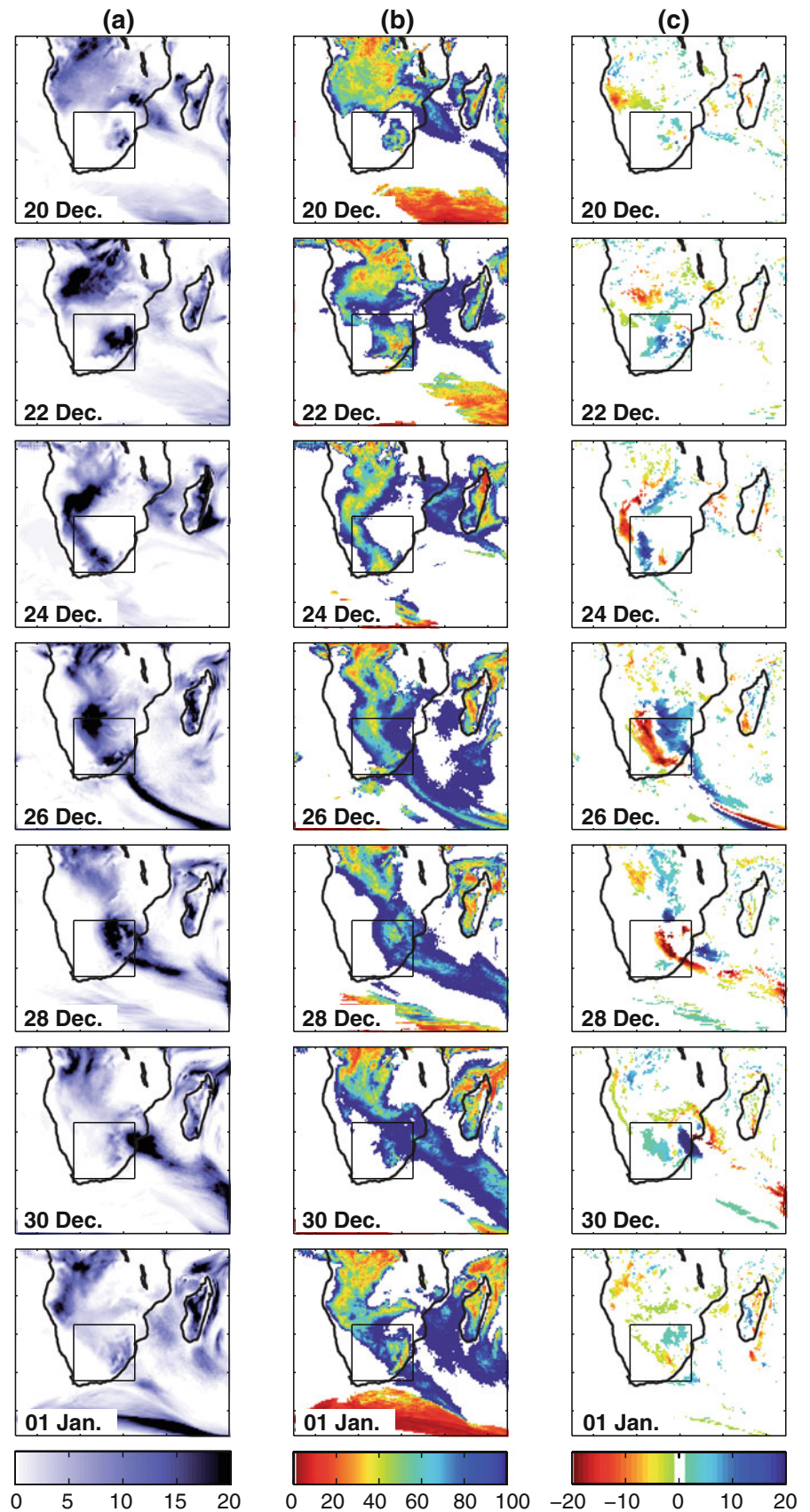
On 30 December, the TTT in “wet” members remains stationary, bringing continuous heavy rainfall over the Limpopo, while “dry” members continue their propagation and are associated with spatially more diffuse precipitation. After 30 December, i.e. during the decaying phase of the TTT, this dipolar structure almost vanishes, indicative of similar locations from one member to another.

Figure 14 shows the composite differences between “wet” and “dry” members in terms of moisture fluxes and convergence during the TTT event (26–30 December). Poleward moisture flux motion associated with the rainy band is indeed shifted towards the east in wet members, confirming the results of Fig. 12c. In addition, moisture convergence is stronger in “wet” members over the northeastern parts of South Africa and Botswana, but is barely weaker further west. This shift in the longitudinal location of the TTT is associated with a stronger cyclonic component for the “wet” members, explaining the stronger moisture convergence found for these same members. This indicates that, in addition to its location, the intensity of a TTT system can also act to introduce IV regionally. It is also noteworthy that, during the whole length of the TTT event,

largest IV is clearly found over the subcontinent. This could suggest possible surface-atmosphere coupling, or at least a stronger irreproducible component due to surface roughness. This needs to be examined in further work.

To sum up, the intensity, location and propagative properties of the TTT (and associated rainfall) appear as the main features that differ from one member to another, suggesting that such morphological features are at least partly triggered by regional and/or local processes rather than large-scale synoptic variability. This result is in agreement with Chikoore and Jury (2010), who postulate that the continental part of a TTT is locally triggered by vegetation. They find that an increase in vegetation after a rainfall event appears to draw the airflow towards itself, enhancing the low-level buoyancy and slowing the winds through friction, thereby causing convergence and uplift. Even if the large-scale conditions are accurately predicted around SA, the timing and location of regional rainfall remains nonetheless not fully predictable, which is of primary importance for operational weather forecasting in SA. The amplitude of associated uncertainties is quite large, given the contribution of TTT events to seasonal rainfall

Fig. 12 Case study of the 30 December 1993. **a** Ensemble mean daily rainfall amount (mm day^{-1}) between 20 December 1993 and 01 January 1994; **b** Inter-member CV (%); **c** Lead-lag composite analysis obtained as the daily rainfall differences (mm day^{-1}) between the 10 wettest and the 10 driest members over the South African domain on 30 December, see text for definitions. Only differences that are significant at the 95% level according to a t test are represented



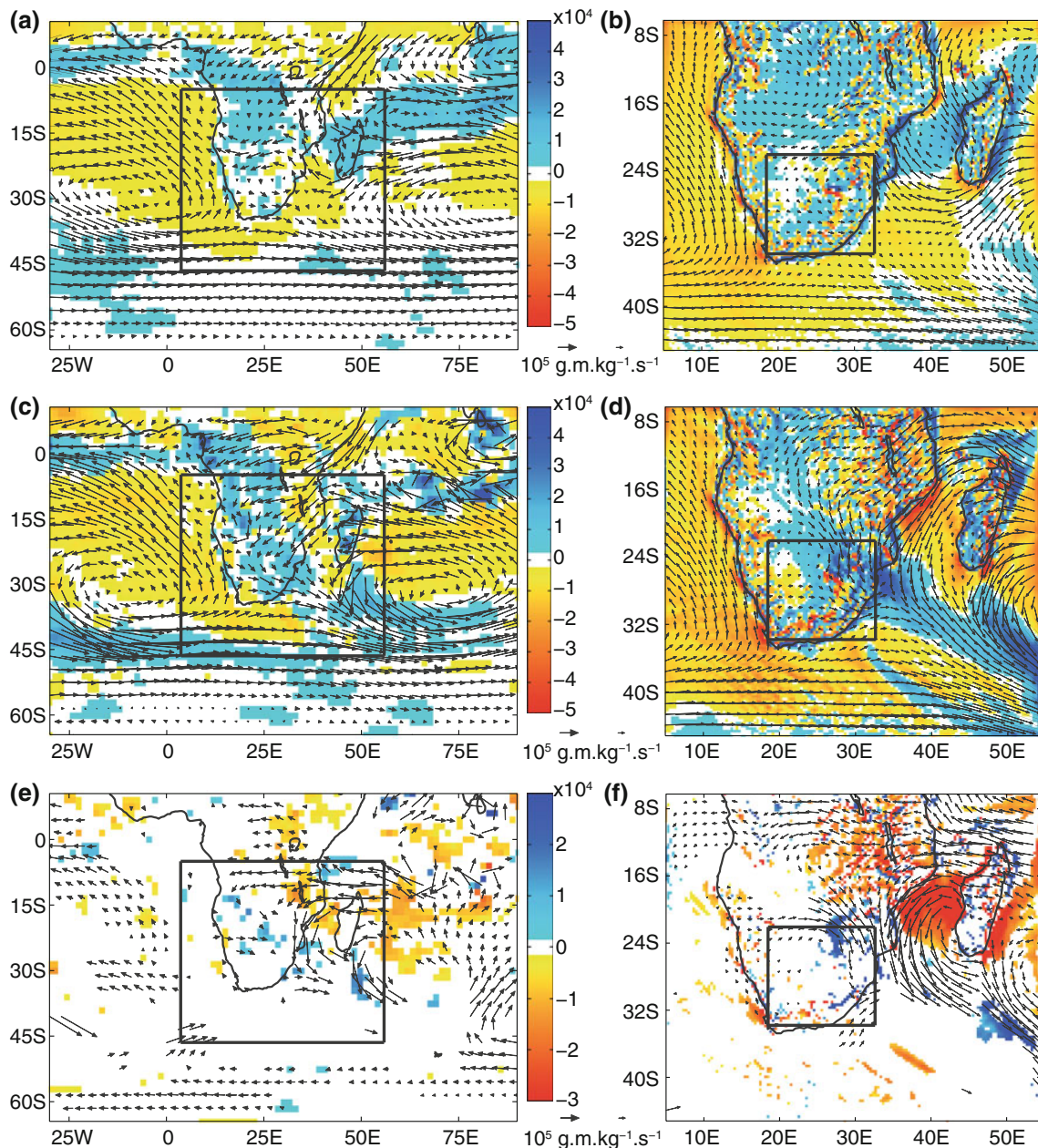


Fig. 13 **a** Vectors seasonal mean moisture fluxes ($\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$) vertically integrated over the air column according to ERA40. *Shadings* moisture convergence. The *black box* represents WRF regional domain. **b** As **a** but simulated by WRF. The *black box* represents the South

African domain. **c, d** As **a, b** but averaged for 26–30 December 1993. **e** Anomalies of 26–30 December after removal of the seasonal mean according to ERA40. Only anomalies that are significant at the 95% level according to a *t* test are represented. **f** As **e** but according to WRF

over the region. For instance, it reaches up to 15 mm day^{-1} in intensity and roughly 1,000 km in longitudinal location (Fig. 12) for the late December 1993 case study.

8 Summary and discussions

The aims of this paper were to estimate and quantify internal variability (IV) in a regional climate model at various spatial and temporal scales, over a region

encompassing both tropical and mid-latitude processes, and relate it to lateral synoptic conditions provided by the forcing reanalyses. To that end, a 30-member ensemble simulation was performed using WRF, laterally forced by ERA40, over Southern Africa and adjacent oceans (46°S – 5°S , 3°E – 56°E) during an austral summer rainy season (December through February 1993–1994) representative of the climatology. The 30 members were initialized with perturbed atmospheric initial conditions. Surface fields (soil moisture and temperature) were not perturbed and are

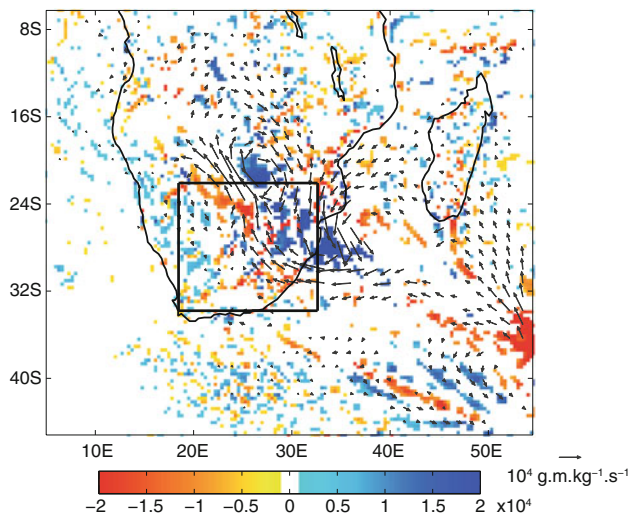


Fig. 14 Composite moisture flux and convergence differences between the same 10 wettest and 10 driest members as Fig. 12, and averaged for 26–30 December 1993. Significance tested and represented as for Fig. 13

thus common to all members. The resolution of WRF grid was roughly 35 km. Analyzed scales rank from the daily to the seasonal scale temporally, and from the grid-point to a South African index and to the entire domain spatially. Complementary metrics were used to estimate IV within the domain and associated uncertainties for climate simulations. Analyses were applied to rainfall but also to related variables (mass and moisture fluxes) and synthetic atmospheric descriptors (500 hPa geopotential height: Z500).

A partitioning into recurrent weather regimes is first obtained through a *k-means clustering* applied to the simulated daily Z500 for the 30 members. It reveals that large-scale atmospheric configurations over SA are highly reproducible, and the resemblance between the members is generally better than their agreement with ERA40 corresponding solutions. The weather regime approach is also useful to downscale the seasonal mean biases of WRF, which appear to be modulated by lateral synoptic forcings.

Due to its noisier character, rainfall variability is much less reproducible. Like Kgatuke et al. (2008), we found that IV in the seasonal rainfall amounts is generally moderate (e.g., between 256 and 306 mm on average for a South African rainfall index). Locally it can however reach larger values, for instance near the periphery of the ITCZ and in the central parts of the domain. This non-negligible irreproducible component was mostly attributed to the intensity of rainy days, their number being on the contrary almost constant in all members. These results also suggest that the strongest uncertainties concern the morphological details of large-scale rain-bearing systems (e.g., ITCZ, SICZ/TTT systems, or mid-latitude troughs). This hypothesis was confirmed and illustrated by a case study

corresponding to a TTT system located over SA and the southwest Indian Ocean. The TTT itself was reproduced in all members, demonstrating that the factors responsible for its genesis and development are embedded in large-scale variability. Its regional intensity, morphology and propagation over SA showed however some inconsistencies from one member to another. Once again it is the periphery of the system that concentrates largest IV, extending the results obtained at the seasonal scale to the synoptic scale.

The reproducibility of day-to-day variability appeared to be basically a function of space (x, y, z), time and the variable considered. IV was first noted to be logically weaker for variables that show smoothed and large-scale variability patterns (e.g., Z500) than for rainfall or moisture convergence, but its spatial distribution shows nonetheless strong similarities. The areas of strong (weak) reproducibility are those near the boundaries (center) of the domain, and near the inflow (outflow) lateral boundary. These two points confirm the results of previous studies (e.g., Separovic et al. 2008; Sanchez-Gomez et al. 2009), and indicate that the “spatial spin-up” (Leduc and Laprise 2009) needs to be explicitly considered when focusing on IV, even in the case of a rather small domain (roughly $4,500 \times 5,000$ km in our case) and frequent lateral forcing (every 6 h). The particularity of our domain, extending from the equatorial to the mid-latitudes, is that the inflow boundary is the western (eastern) one in the mid-latitudes (tropics), due to the dominant westerly (easterly) fluxes in these latitudes. Hence, IV is largest along a northwest to southeast diagonal band. The South African domain and more generally the SICZ, where TTT systems develop, are embedded within this structure and experience therefore a non-negligible irreproducible component.

Temporally, IV seems to be directly related to the lateral forcing conditions provided by the reanalyses. Synoptic configurations around the domain, as depicted by the inflow/outflow patterns along its eastern and western boundaries, were first classified, and confirmed to directly impact on the location of intraseasonal rainfall anomalies, even at the tropical latitudes. This is mainly through modulations of moisture advection from neighboring ocean basins (Vigaud 2007). Moisture advection from the tropical Atlantic basin was for instance identified as one of the main causes of wet anomalies over tropical Africa, the southern part of SA being placed under the influence of tropical-temperate systems. In addition to these rather well-known results, we show here that the cores of intraseasonal rainfall anomalies tend to be highly reproducible from one ensemble member to another, which confirms the causal relationship between rainfall variability over SA and moisture/mass advections from adjacent areas (Pohl et al. 2007; Vigaud et al. 2007, 2009). Once again, it is the periphery of anomaly patterns that concentrates largest IV.

Strong IV is also recurrently found at the subtropical latitudes, which also suggests that tropical-temperate interactions are partly irreproducible. This novel use of a classification, applied here to obtain recurrent forcing configurations around the domain, may thus be considered as a statistical downscaling of the model biases and IV concealed by the seasonal timescale.

These preliminary results enabled us to disentangle the fraction of regional climate variability that is embedded in large-scale conditions and that related to local or regional mechanisms. They can be useful for operational weather forecast in SA but point out that uncertainties still prevail regionally, even if the background atmospheric conditions are perfectly known. In future work, it could be useful to consider contrasted years in order to study how IV can be modulated interannually by the background climate. Last but not least, IV is primarily domain-dependent. It should therefore be tested to what extent regional uncertainties are modified when changing the domain size.

Acknowledgments This work is part of the BQR 2010-005 program funded by the university of Burgundy. Rain-gauge records were provided by the South African Water Research Commission. WRF was provided by the University Corporation for Atmospheric Research website (for more information see http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html). ERA40 data were provided by the ECMWF Meteorological Archival and Retrieval System (MARS). Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB, université de Bourgogne. The authors thank two anonymous reviewers for their comments and suggestions, and Edwin Schneider for his helpful contribution.

References

- Alexandru A, De Elia R, Laprise R (2007) Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Mon Weather Rev* 135:3221–3238
- Casola JH, Wallace JM (2007) Identifying weather regimes in the wintertime 500-hPa Geopotential height field for the Pacific–North American sector using a limited-contour clustering technique. *J Appl Meteor Climatol* 46:1619–1630
- Cassou C (2008) Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature* 455. doi:10.1038/nature07286
- Caya D, Biner S (2004) Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Clim Dyn* 22:33–46
- Chen F, Dudhia J (2001) Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: model description and implementation. *Mon Wea Rev* 129:569–585
- Cheng X, Wallace JM (1993) Cluster analysis of the northern hemisphere wintertime 500-hPa height field: spatial patterns. *J Atmos Sci* 50:2674–2696
- Chikoore H, Jury MR (2010) Intraseasonal variability of satellite-derived rainfall and vegetation over Southern Africa. *Earth Interact* 14:1–26. doi:10.1175/2010EI267.1
- Cook KH (2000) The South Indian convergence zone and interannual rainfall variability over southern Africa. *J Clim* 13:3789–3804
- Crétat J, Richard Y, Pohl B, Rouault M, Reason CJC, Fauchereau N (2010a) Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer. *Int J Climatol*. doi:10.1002/joc.2266
- Crétat J, Pohl B, Richard Y, Drobinski P (2010b) Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF. *Clim Dyn* (submitted)
- Desbois M, S ze G, Szejwach G (1982) Automatic classification of clouds on METEOSAT imagery: application to high level clouds. *J Appl Meteorol* 21:401–412
- Douville H (2004) Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: is it an initial value problem? *Clim Dyn* 22:429–446
- Dudhia J (1989) Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci* 46:3077–3107
- Fauchereau N, Pohl B, Reason CJC, Rouault M, Richard Y (2009) Recurrent daily OLR patterns in the Southern Africa/Southwest Indian Ocean region, implications for South African rainfall and teleconnections. *Clim Dyn* 32:575–591. doi:10.1007/s00382-008-0426-2
- Giorgi F, Bi X (2000) A study of internal variability of a regional climate model. *J Geophys Res* 105:29 (503–529,521)
- Grell GA, Dévényi D (2002) A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys Res Lett*. doi:10.1029/2002GL015311
- Harrison MSJ (1984) A generalized classification of South African rain-bearing synoptic systems. *J Climatol* 4:547–560
- Hart NCG, Reason CJC, Fauchereau N (2010) Tropical–extratropical interactions over Southern Africa: three cases of heavy summer season rainfall. *Mon Weather Rev* 138:2608–2623. doi:10.1175/2010MWR3070.1
- Hong SY, Noh Y, Dudhia J (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev* 134:2318–2341
- Kgatuke MM, Landman WA, Beraki A, Mbedzi MP (2008) The internal variability of the RegCM3 over South Africa. *Int J Climatol* 28:505–520
- Leduc M, Laprise R (2009) Regional climate model sensitivity to domain size. *Clim Dyn* 32:833–854. doi:10.1007/s00382-008-0400-z
- Leroux S, Hall NMJ (2009) On the relationship between African easterly waves and the African easterly jet. *J Atmos Sci* 66:2303–2316
- Lorenz EN (1963) Deterministic nonperiodic flow. *J Atmos Sci* 20:130–141
- Lucas-Picher P, Caya D, De Elia R, Laprise R (2008a) Investigation of regional climate models’ internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Clim Dyn* 31:927–940
- Lucas-Picher P, Caya D, Biner S, Laprise R (2008b) Quantification of the lateral boundary forcing of a regional climate model using an aging tracer. *Mon Weather Rev* 136:4980–4996
- Lynch SD (2003) Development of a raster database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa. WRC Rep. N 1156/1/03, 78 pp
- Martinez C, Caneill JY, Sadoury R (1999) Potential Predictability of European Winters from the Analysis of Seasonal Simulations with an AGCM. *J Clim* 12:3033–3061
- Michelangeli P, Vautard R, Legras B (1995) Weather regime occurrence and quasi-stationarity. *J Atmos Sci* 52:1237–1256
- Mlawer E, Taubman S, Brown P, Iacono M, Clough S (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J Geophys Res* 102:16663–16682
- Moron V, Plaut G (2003) The impact of El Niño–Southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during Boreal winter. *Int J Climatol* 23:363–379

- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V (2009) Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one- and two-moment schemes. *Mon Weather Rev* 137:991–1007
- Nikiema O, Laprise R (2010) Diagnostic budget study of the internal variability in ensemble simulations of the Canadian RCM. *Clim Dyn*. doi:10.1007/s00382-010-0834-y
- Poccard I, Janicot S, Camberlin P (2000) Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over Tropical Africa. *Clim Dyn* 16:897–915
- Pohl B, Richard Y, Fauchereau N (2007) Influence of the Madden–Julian oscillation on Southern African Summer Rainfall. *J Clim* 20:4227–4242
- Pohl B, Fauchereau N, Richard Y, Rouault M, Reason CJC (2009) Interactions between synoptic, intraseasonal and interannual convective variability over Southern Africa. *Clim Dyn* 33:1033–1050. doi:10.1007/s00382-008-0485-4
- Rapaic M, Leduc M, Laprise R (2010) Evaluation of the internal variability and estimation of the downscaling ability of the Canadian Regional Climate Model for different domain sizes over the north Atlantic region using the Big-Brother experimental approach. *Clim Dyn* (published on line). doi:10.1007/s00382-010-0845-8
- Rinke A, Marbaix P, Dethloff K (2004) Internal variability in Arctic regional climate simulations: case study for the SHEBA year. *Clim Res* 27:197–209
- Sanchez-Gomez E, Somot S, D qu  M (2009) Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961–2000. *Clim Dyn* 33:723–736. doi:10.1007/s00382-008-0502-7
- Separovic L, de El a R, Laprise R (2008) Reproducible and irreproducible components in ensemble simulations with a regional climate model. *Mon Weather Rev* 136:4942–4961. doi:10.1175/2008MWR2393.1
- Skamarock W, Klemp JB, Dudhia J, Gill D, Barker D, Duda M, Huang X, Wang W, Powers J (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN 2013475 + STR, 123 pp. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf
- Stensrud DJ (2007) Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models. Cambridge University Press, Cambridge
- Todd M, Washington R (1999) Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in Southern Africa and the South West Indian Ocean. *Clim Dyn* 15:937–951
- Todd M, Washington R, Palmer P (2004) Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over South Africa and the Southwest Indian Ocean. *Int J Climatol* 24:555–568
- Trenberth KE (1991) Climate diagnostics from global analyses: conservation of mass in ECMWF analyses. *J Clim* 4:707–722
- Trenberth KE, Stepaniak P, Hurrell JW, Fiorino M (2001) Quality of reanalyses in the Tropics. *J Clim* 14:1499–1510
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VDC, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van de Berg L et al (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012
- Vanvyve E, Hall N, Messenger C, Leroux S, Van Ypersele JP (2008) Internal variability in a regional climate model over West Africa. *Clim Dyn* 30:191–202
- Vigaud N (2007) Water vapour transport from the south Atlantic and Indian Oceans and summer rainfall in Southern Africa. PhD Thesis, University of Cape Town, South Africa
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N (2007) Water vapour transport from the tropical Atlantic and summer rainfall in tropical southern Africa. *Clim Dyn* 28:113–123
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N (2009) Moisture transport between the South Atlantic Ocean and southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. *Clim Dyn* 32:113–123
- Ward JH (1963) Hierarchical grouping to optimize an objective function. *J Am Statistical Assoc* 58:236–244
- Xie P, Janowiak JE, Arkin PA, Adler R, Gruber A, Ferraro R, Huffman GJ, Curtis S (2003) GPCP pentad precipitation analyses: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J Clim* 16:2197–2214

4.2. Variabilité interne et paramétrisation physique

Crétat *et al.* (2011a) ont montré que les schémas de convection sont les schémas testés contrôlant le plus le climat simulé, surtout les précipitations. Cette section étend les analyses de Crétat *et al.* (2011b : Section 4.1) à une autre configuration utilisant les mêmes paramétrisations physiques, excepté le schéma de convection (KF au lieu de GD).

4.2.1. Résumé

Cette étude détermine la sensibilité de la variabilité interne à la physique de WRF. L'influence de deux schémas de convection est quantifiée en Afrique australe. La variabilité interne est plus importante avec KF qu'avec GD des pas de temps saisonnier à quotidien, et des échelles régionales à locales (point de grille). Des analyses phénoménologiques révèlent que le cœur (la périphérie) des systèmes pluvio-gènes tend à être fortement (faiblement) reproductible, confirmant que la morphologie des bandes pluvieuses est soumise à une variabilité interne maximale. En plus des caractéristiques du domaine (dimension et résolution) et des conditions de forçages latéraux analysés dans le détail dans la littérature, les packages physiques apparaissent donc comme un facteur clé modulant les composantes reproductibles et non reproductibles de la variabilité climatique.

4.2.2. Article

1. Introduction
2. Data and experimental set-up
3. Results
 - a. Seasonal timescale
 - b. Daily timescale
 - c. South African rainfall
 - d. IV peak case studies
4. Summary and main conclusions

How physical parameterizations can modulate internal variability in a regional climate model

Julien Crétat & Benjamin Pohl*

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

Submitted to
Journal of the Atmospheric Sciences
21 April 2011
Revised
21 July 2011
Accepted
30 August 2011

*** Corresponding author address**

Benjamin Pohl – Centre de Recherches de Climatologie
6 boulevard Gabriel – 21000 Dijon – France

benjamin.pohl@u-bourgogne.fr

Tel: (+33) 3 80 39 38 21 – **Fax:** (+33) 3 80 39 57 41

Abstract

We analyze here to what extent the internal variability simulated by a regional climate model is sensitive to its physical parameterizations. The influence of two convection schemes is quantified over Southern Africa, where convective rainfall predominates. Internal variability is much larger with Kain-Fritsch scheme than for Grell-Dévényi at both the seasonal, intraseasonal and daily timescales, and from the regional to the local (grid-point) spatial scales. Phenomenological analyses reveal that the core (periphery) of the rain-bearing systems tends to be highly (weakly) reproducible, showing that it is their morphological features that induce the largest internal variability in the model. In addition to the domain settings and the lateral forcing conditions extensively analyzed in the literature, the physical package appears thus as a key factor that modulates the reproducible and irreproducible components of regional climate variability.

1. Introduction

Internal variability (IV) has been increasingly investigated in recent years, especially within the regional climate modeling community. It results from chaotic processes intrinsic to the atmosphere and corresponds to the irreproducible component of climate variability in a multi-member ensemble simulation (e.g., Giorgi and Bi 2000; Separovic et al. 2008). IV has been shown to vary according to the considered geophysical variable (Alexandru et al. 2007), the synoptic conditions (Lucas-Picher et al. 2008) and the season (Caya and Biner 2004), the domain size (Leduc and Laprise 2009) and location (Rinke et al. 2004).

Fewer studies have analyzed IV in the tropics, where lateral control is weaker and rainfall, mainly convective in nature, is more predominantly controlled by local-scale processes. Vanvyve et al. (2008) found that the large-scale features of the West African climate (i.e. those involving the longer periods or larger areas) are more reproducible than high frequency or local-scale variability. Over Southern Africa (SA), Kgatuke et al. (2008) found a strong (weak) reproducibility of the number (timing) of rain spells and suggested that ensemble simulations are not necessary at the seasonal scale. Over the same region, Crétat et al. (2011a) found that the number (intensity) of simulated rainy days is strongly (weakly) reproducible. Rainfall day-to-day variability was more (less) reproducible near the inflow boundary (outflow boundary and center) of their regional domain.

Although many studies depicted the strong sensitivity of the simulated regional climate to the model physical schemes (see for instance Heikkilä et al. 2010, Awan et al. 2011, Flaounas et al. 2011, Vigaud et al. 2011, as well as Crétat et al. 2011b and Pohl et al. 2011 who provide more exhaustive citations), it has never been attempted to analyze to what extent IV may be modulated by the model physical package. How the retained schemes affect the reproducible and irreproducible fractions of climate variability remains poorly documented. This is a gap

that the present work proposes to fill. We compare here rainfall IV through two multi-member ensemble simulations parameterized with two distinct cumulus schemes over SA, a region placed under the influence of both tropical and temperate systems.

2. Data and experimental set-up

SA (and more particularly South Africa) is covered by a dense network of rain-gauge measurements, which makes this region particularly relevant to evaluate the capability of regional climate models (RCM) over an area where convective rainfall is strongly predominant. Following Crétat et al. (2011a,b), analyses are conducted on the December through February (DJF) 1993-1994 austral summer rainy season, representative of the South African rainfall climatology. Rain-gauge measurements were obtained from the Water Research Commission (WRC) database (Lynch 2003). We extracted here 5352 stations over the northeastern part of South Africa, where a tropical rainfall regime prevails.

All experiments are performed using the non-hydrostatic Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.1.1 (Skamarock et al. 2008). The regional domain covers SA, from 46°S to 5°S and from 3°E to 56°E, with a 35km horizontal resolution and 28 sigma levels. Lateral forcings are provided every 6h by ERA40 reanalyses (Uppala et al. 2005). SST is prescribed every 24h after a linear interpolation of monthly ERA40 SST. Integrations are initialized on 17 November 1993 and data are archived from 1 December 1993 to 28 February 1994, i.e. after a 15-day-long spin-up. Ensemble simulations are performed by perturbing the only atmospheric initial conditions, obtained from the ERA40 fields of the 17 November of every year of the 1971-2000 period. Surface fields (such as soil moisture and temperature) are not perturbed in order to avoid artificial feedbacks with the surface.

During the same season, over the same domain and using the same model, Crétat et al. (2011b) investigated seasonal and intraseasonal rainfall biases of 27 configurations corresponding to all combinations between 3 cumulus, 3 planetary boundary layer (PBL) and 3 microphysics schemes. They found that the rainfall field is predominantly sensitive to cumulus parameterizations, and identified some configurations producing realistic rainfall. Among them, we retain here two satisfactory configurations, that correspond to the combination of two cumulus schemes, namely Kain-Fritsch (KF: Kain 2004) and Grell-Dévényi (GD: Grell and Dévényi 2002), with Yonsei University PBL (Hong et al. 2006), Morrison et al. (2009) microphysics, RRTM (Mlawer et al. 1997) and Dudhia (1989) schemes for longwave and shortwave radiation, Monin-Obukhov surface layer and NOAH land surface model (LSM: Niu et al. 2011). We perform two series of 30-member ensemble simulations, using respectively KF and GD cumulus, and keeping the other schemes constant.

GD is a one-dimensional mass flux scheme that consists of a single updraft-downdraft couplet. Mixing between the updraft and downdraft, and between the convective system and the surrounding environment, takes place both at the top and bottom of the cloud and laterally. GD simulations result from 144 ensemble members, where 48 dynamic and trigger closures are applied with 3 different downdraft types. Closure assumption is based on Convective Available Potential Energy (CAPE), low-level vertical velocity or moisture convergence for which a quasi-equilibrium is applied for the available buoyant energy (large-scale changes and changes due to convection are almost equal). Trigger mechanisms and thresholds permitting convection vary for each member. Convective precipitation is proportional to the integral of the moisture advected by updraft. The total amount of cloud water due to condensation is removed by rainfall leaving no residual.

KF is a more complex mass flux scheme. Its closure assumption depends on the CAPE removal for an entraining parcel. Its trigger function is based on checking the parcel for

buoyancy at the calculated Lifting Condensation Level, starting with the lowest 50hPa layer and repeating the same procedure up to 600-700hPa. Triggering occurs when a parcel within a grid column overcomes negative buoyancy in order to rise. Then, rearrangement of mass takes place by updraft, downdraft and entrainment calculations until 90% of the CAPE is saved. Entrainment is explicitly calculated between the environment and the cloud and varies according to the low-level convergence. Empirical limitations are imposed due to unrealistic precipitation in earlier versions of the scheme. Deep convection is triggered when a certain cloud depth is reached. In the case of a non-buoyant parcel, shallow convection is permitted, based on turbulent kinetic energy for mass flux.

3. Results

a. Seasonal timescale

This section investigates the differences of rainfall IV associated with the two experiments over the entire regional domain at the seasonal timescale. Figure 1 shows the seasonal mean daily rainfall, number of rainy days and associated intensity, and Figure 2 their IV. The latter is defined as the inter-member coefficient of variation (CV: the ratio of the inter-member standard deviation to the ensemble mean), which allows comparing variability structures around differing mean states. This metrics takes thus into account the systematic differences between KF and GD solutions.

The main differences between the two ensemble simulations are located over both the Drakensberg mountains (southeastern part of South Africa) and more clearly within the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ), located at this time of the year over the northern part of the domain, i.e. Angola, Zambia, northern Mozambique/ southern Tanzania and Madagascar (Fig. 1a,d,g; Waliser and Gautier 1993). KF tends to produce wetter conditions, mostly

related to more frequent rainy days over the Drakensberg (Fig. 1h), and both more frequent (Fig. 1h) and wetter (Fig. 1i) rainy days in the eastern side of Madagascar.

The subtropical latitudes and the South Indian Convergence Zone (Cook 2000), elongated from SA towards the Mozambique Chanel and the South-West Indian Ocean (SWIO, Fig. 1a,d), concentrate largest IV and IV differences (Fig. 2). There, KF is not only wetter than GD (Fig. 1), but it also generates larger IV (Fig. 2a,d,g). In both experiments, IV patterns are thus relatively similar, showing weak reproducibility of seasonal rainfall (Fig. 1a,d) between the southern periphery of ITCZ and the Drakensberg. Such IV patterns are mostly due to the intensity of rainy days (Fig. 1c,f,i) rather than their number (Fig. 1b,e,h).

b. Daily timescale

Figure 3 refines these analyses to the day-to-day variability. Following Crétat et al. (2011a), the fraction f of in-phase (i.e. reproducible) signals among the overall simulated variability in an ensemble simulation X can be given by $f = \frac{\sigma^2[\bar{X}(t)]}{\sigma^2[X(t)]} \times 100$, where $X(t)$ is the daily variability of a given geophysical field (e.g., rainfall) in all members, $\bar{X}(t)$ is their corresponding ensemble mean, and σ^2 their daily variance. f is interpreted as a signal-to-noise ratio that quantifies the consistency between the members: if a given climate signal is perfectly reproducible (irreproducible) by all members, f will tend toward 100 (0). This ratio is not biased by systematic differences between the two experiments.

In both cases, IV is stronger near the domain center and its outflow boundaries (i.e. the western boundary in the mid-latitudes, where westerly fluxes prevail, and the eastern boundary in the tropics: Fig. 3a-b). Day-to-day rainfall variability is once again much more reproducible in GD. The most pronounced differences (Fig. 3c) concern the hinterlands of SA, the neighboring of Madagascar and the SWIO, where convective rainfall predominates

(Crétat et al., 2011b). They reach up to 40-50 percentage points (pp) at the subtropical latitudes. In tropical South Africa, the spatial average of the reproducibility is roughly 11.5pp weaker in KF (Fig. 3).

As for seasonal rainfall, the main differences between GD and KF experiments basically involve the raw reproducibility values, but associated spatial distributions are barely modified (Fig. 3a-b). We conclude thus that the "spatial spin-up" of the model, i.e. the characteristic distance that the large-scale fluxes need to cover before developing small-scale features (Leduc and Laprise 2009), does not seem to be sensitive to its physics. The regions strongly constrained by the lateral forcings are thus primarily determined by the modulus and direction of the forcing fluxes, while the distance needed by the model to simulate its own variability is not drastically modified by its physics.

c. South African rainfall

A South African rainfall index is next computed over the area shown in Fig. 3, for which high-density rain-gauge measurements are available (Section 2). The analysis of the model biases being the scope of a previous study (Crétat et al. 2011b), our aim here is only to compare the respective behavior of GD and KF schemes.

The fraction f of the index reproducibility is 80% and 65% in GD and KF, respectively (Fig. 4a-b). Compared with the average reproducibility of the grid-points embedded in the South African domain (51% and 40%, Fig. 3a-b), the reproducibility of a spatially-averaged index is thus larger than the average reproducibility of the corresponding grids. This shows that, in agreement with Vanvyve et al. (2008), the large-scale features of the rainfall field are more reproducible than its local-scale variability. These relatively large reproducibility values may be due to the strong orographic forcing of the Drakensberg (Blamey and Reason 2009).

Both experiments fairly reproduce the day-to-day variability of the observed South African rainfall index (Fig. 4). The temporal succession of wet and dry periods generally matches the observations, in spite of some timing errors (e.g., days #25-30 in GD) or unrealistic rainfall amounts (e.g., the same days in KF). In addition to a clear tendency for KF to furnish wetter conditions (Figs. 1,3,4), the main differences between the experiments concern their simulated IV. The latter is larger in KF during almost all days of the season (Fig. 4c), whatever metrics used (coefficient of variation or standard deviation). Although key phases of the season tend to concentrate peaks of IV in both experiments (e.g., days #20-30 and 50-70), other periods show sharp differences. This is for instance the case for days #10-20, during which rainfall is strongly (weakly) reproducible in GD (KF). In particular, the abnormally strong IV values (referred to as IV peaks henceforth, and defined as the local maximum of the inter-member CV of the South African rainfall index, for a sequence of 5 days during which the 50% value is reached at least once) generally differ between the experiments (Fig. 4c). The relationships between lateral, synoptic-scale, forcing conditions and IV within the domain, such as investigated in Crétat et al. (2011a), are therefore partly modulated by the model physics. Figure 4 indeed suggests that, even if given forcing conditions are associated with relatively similar regional IV between GD and KF experiments, other configurations may produce more uncertain effects.

d. IV peak case studies

The regional IV peaks (identified in Fig. 4c) are next analyzed at the whole domain scale in order to discuss the large-scale meteorological contexts that may favor such irreproducible events over South Africa. Note that our definition of IV peaks (Section 3c) enables us to discuss different synoptic conditions, two successive peaks being separated by at least 6 days.

The retained case studies correspond thus to the five most irreproducible days in GD and KF (Figs. 5 and 6, respectively).

Among these 5 days, only 2 (#1 and #84) are common to both experiments. Yet, GD and KF IV peaks involve the same rain-bearing systems: (i) the ITCZ in the tropics (days #38 and #84 [GD] / #39, #63 and #84 [KF]) with moisture advections from the Mozambique channel or the Indian Ocean (Washington and Preston 2006), the tropical Atlantic Ocean (Vigaud et al. 2007, 2009), and the Congo basin; (ii) Tropical-Temperate Troughs (TTT: Harrison 1984, Fauchereau et al. 2009; days # 1 and #30 [GD] / #1 and #39 [KF]) materialized as northwest to southeast rain bands extending between South Africa and the SWIO, and associated with a strong poleward export of momentum in the lee of their locations (Todd and Washington 1999 or Todd et al. 2004); (iii) TTT-like structures with are also associated with strong cyclonic moisture fluxes over the southern part of the Mozambique channel (days #69 [GD] / #58 [KF]).

In both experiments and for all IV peaks, the cores of the rain-bearing systems are strongly reproducible, while their peripheries concentrate the largest CV values. This is particularly true in the subtropical latitudes, where IV is strongest at both seasonal and daily timescales (Figs. 2 and 3). Hence, it is concluded that the genesis and development of the rain-bearing systems (tropical-temperate interactions or tropical storms embedded within the ITCZ), which are simulated by all members and are thus strongly reproducible, are predominantly due to large-scale mechanisms (that is to say, structures of larger size than our domain). The morphological features of such systems (size, location and propagation speed) are in contrast highly variable from one member to another and relate therefore to the chaotic behavior of the atmosphere at the regional and local scales. This conclusion is particularly true for TTT events, in agreement with Crétat et al. 2011a (who extensively analyzed a case study corresponding to day #30 of GD experiment).

These results are of importance for operational weather forecasts. They demonstrate that, even if the large-scale meteorological context outside the domain is perfectly predicted, the chaotic behavior of the atmosphere over the region is responsible for non-negligible uncertainties in the morphology and location of such recurrent, well-known rain-bearing systems. TTT events are notably known to contribute to 30 to 60% of South African summer rainfall (Todd et al. 2004), and sizeable part of rainfall interannual variability in South Africa relates to their preferential longitudinal locations during the austral summer season (i.e. over the subcontinent of SA or over the Mozambique Chanel: Fauchereau et al. 2009). The typical error in the location of the rain band can reach up to 1000km longitudinally. These values illustrate the magnitude of the limitations that one can expect from weather forecasting in SA and the usefulness of ensemble simulations.

4. Summary and main conclusions

Figure 7 summarizes the main differences between both experiments, in terms of spatial and temporal variability of the South African rainfall field. Most obvious differences are found for the spatial and temporal standard deviations, larger (and over-estimated) for KF. This denotes stronger variability in KF, from one grid-point to another (Fig. 7a) and from one day to another (Fig. 7b). Parts of these results are related to the fact that KF simulates wetter conditions, leading to an over-estimation of South African rainfall and hence to a slight increase of the spatial and temporal root-mean-square error (Fig. 7). This is likely not the only reason. Previous analyses, based on the coefficient of variation (Figs. 2 and 4) and signal-to-noise ratio (Fig. 3), showed that KF simulates much more variable rainfall than GD, even when the effects of associated amounts are removed.

Spatially (Fig. 7a), the correlation coefficients between rain-gauge measurements and WRF grids vary between 0.7 and 0.8 in both experiments, highlighting the capability of the model to reproduce the geography of South African rainfall. WRF improves upon the forcing reanalyses ($r \approx 0.6$). IV appears as moderate and little dependent on the physics. Temporally (Fig. 7b), correlations are weaker and less constant (between 0.3 and 0.7). They remain weaker than ERA40 ($r \approx 0.8$) due to the absence of data assimilation. Although correlations are more variable and slightly weaker in KF (ranking from 0.32 to 0.66 versus 0.4 to 0.67 for GD), it is not possible to conclude than one schemes behaves significantly better than the other.

This result differs from Flaounas et al. (2011), who found that day-to-day variability simulated by KF over West Africa is more realistic than GD, in spite of stronger biases. Their results were however not obtained through ensemble simulations. The strong IV found in this study (particularly for KF experiment), which generates inconstancy in our daily correlation coefficients, questions the robustness of their conclusions. Our results also highlight the usefulness of a mixed-physic ensemble simulation when working at the daily timescale (Figs. 3 and 4) and even, to a lesser extent, on seasonal fields (Figs. 1 and 2).

5. Discussion

Analyzing IV in a regional climate model is a complex issue, because it is a multi-dimensional problem that varies according to many factors. In addition to those already pointed out in the literature, we show here that the model's physical schemes are likely to strongly modulate the irreproducible component of climate variability. The simulation of tropical and subtropical rainfall IV, in particular, appears as highly sensitive to the parameterization schemes of atmospheric convection. Rainfall variability simulated with KF

systematically appears as less reproducible (i.e. with less consistency between ensemble members) than that obtained with GD, from the seasonal to the daily timescale, and from the regional to the local scale. These results are probably related to the ensemble approach of convective precipitation used in the GD scheme. The combination of 144 ensemble members used in its trigger function is hypothesized to smooth out simulated fields and reduce associated IV.

The choice of the convective scheme for tropical and subtropical rainfall analysis was known to strongly affect the model mean state. In addition, we show here that it impacts the relative weight of both reproducible and irreproducible components of climate variability. Of course, other physical parameterizations (such as the PBL, the LSM or the radiation) may also modulate simulated IV, an issue that could be focused on in future work.

Acknowledgments

Three anonymous reviewers helped improve the manuscript. WRF was downloaded from http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html. Rain-gauge records were obtained from the South African Water Research Commission. ERA40 data were provided by ECMWF. Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB, université de Bourgogne.

References

- Alexandru, A., R. de Elia, and R. Laprise, 2007: Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3221-3238
- Awan, N.K., H. Truhetz, and A. Gobiet, 2011: Parameterization-Induced Error Characteristics of MM5 and WRF Operated in Climate Mode over the Alpine Region: An Ensemble-Based Analysis. *J. Climate*, **24**, 3107-3123. doi:10.1175/2011JCLI3674.1
- Blamey, R.C., and C.J.C. Reason, 2009: Numerical simulation of a mesoscale convective system over the east coast of South Africa. *Tellus*, **61A**, 17-35
- Caya, D., and S. Biner, 2004: Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Climate Dyn.*, **22**, 33-46
- Cook, K.H., 2000: The South Indian convergence zone and interannual rainfall variability over southern Africa. *J. Climate*, **13**, 3789-3804
- Crétat, J., C. Macron, B. Pohl, and Y. Richard, 2011a: Quantifying internal variability in a regional climate model: a case study for Southern Africa. *Climate Dyn.*, published on line. doi:10.1007/s00382-011-1021-5
- Crétat, J., B. Pohl, Y. Richard, and P. Drobinski, 2011b: Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF. *Climate Dyn.*, published on line. doi:10.1007/s00382-011-1055-8
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107
- Fauchereau, N., B. Pohl, C.J.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. doi:10.1007/s00382-008-0426-2

- Flaounas, E., S. Bastin, and S. Janicot, 2011: Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Climate Dyn.*, **36**, 1083-1105. doi:10.1007/s00382-010-0785-3
- Giorgi, F., and X. Bi, 2000: A study of internal variability of a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **105**, 503-529,521. doi:10.1029/2000JD900269
- Grell, G.A., and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1693. doi:10.1029/2002GL015311
- Harrison, M.S.J., 1984: A generalized classification of South African rain-bearing synoptic systems. *J. Climatol.*, **4**, 547–560
- Heikkilä, U., A. Sandvik, and A. Sorteberg, 2010: Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. *Climate Dyn.*, published on line. doi:10.1007/s00382-010-0928-6
- Hong, S.Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341
- Kain, J.S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 170-181
- Kgatuke, M.M., W.A. Landman, A. Beraki, and M.P. Mbedzi, 2008: The internal variability of the RegCM3 over South Africa. *Int. J. Climatol.*, **28**, 505-520
- Leduc, M., and R. Laprise, 2009: Regional climate model sensitivity to domain size. *Climate Dyn.*, **32**, 833-854. doi:10.1007/s00382-008-0400-z
- Lucas-Picher, P., D. Caya, S. Biner, and R. Laprise, 2008: Quantification of the lateral boundary forcing of a regional climate model using an aging tracer. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4980-4996

- Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and S. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663–16682
- Morrison, H., G. Thompson, and V. Tatarskii, 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one-and two-moment schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 991–1007
- Niu, G.-Y., Z.-L. Yang, K.E. Mitchell, F. Chen, M.B. Ek, M. Barlage, A. Kumar, K. Manning, D. Niyogi, E. Rosero, M. Tewari, and Y. Xia, 2011: The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements, *J. Geophys. Res.*, **116**, D12109, doi:10.1029/2010JD015139
- Pohl, B., J. Crétat, and P. Camberlin, 2011: Testing WRF capability in simulating the atmospheric water cycle over Equatorial East Africa. *Climate Dyn.*, published on line. doi:10.1007/s00382-011-1024-2
- Rinke, A., P. Marbaix, and K. Dethloff, 2004: Internal variability in Arctic regional climate simulations: case study for the SHEBA year. *Climate Res.*, **27**, 197-209
- Separovic, L., R. de Elia, and R. Laprise, 2008: Reproducible and irreproducible components in ensemble simulations with a regional climate model. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4942-4961. doi:10.1175/2008MWR2393.1
- Skamarock, W., J.B. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, M. Duda, X. Huang, W. Wang, and J. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR Technical Note*, **NCAR/TN\u20132013475 + STR**, 123 pp. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf
- Taylor, K.E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192

- 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
- Todd, M., R. Washington, and P. Palmer, 2004: Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over South Africa and the Southwest Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, **24**, 555–568
- Uppala, S.M., P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V.D.C. Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. Van de Berg, et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961–3012
- Vanvyve, E., N.M.J. Hall, C. Messenger, S. Leroux, and J.P. Van Ypersele, 2008: Internal variability in a regional climate model over West Africa. *Climate Dyn.*, **30**, 191-202
- 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
- Vigaud, N., Y. Richard, M. Rouault, and N. Fauchereau, 2009: Moisture transport between the South Atlantic Ocean and southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. *Climate Dyn.*, **32**, 113–123
- Vigaud, N., P. Roucou, B. Fontaine, S. Sijikumar, and S. Tyteca, 2011: WRF/ARPEGE-CLIMAT simulated climate trends over West Africa. *Climate Dyn.*, **36**, 925-944. doi:10.1007/s00382-009-0707-4
- Waliser, D., and C. Gautier, 1993: A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J. Climate*, **6**, 2162–2174
- Washington, R., and A. Preston, 2006: Extreme wet years over southern Africa: role of Indian Ocean sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, **111**, D15104. doi:10.1029/2005JD006724

Figure Captions

Figure 1 (a) Daily mean rainfall amount (mm day^{-1} , contours) for GD experiment. (b) As (a) but for the number of rainy days (exceeding 1mm day^{-1}). (c) As (a) but for the average intensity of rainy days (mm day^{-1}). (d-e-f) As (a-b-c) but for KF experiment. (g-h-i) Differences (mm day^{-1} , number of days, mm day^{-1} , respectively) between GD and KF experiment. Shadings (curves) are for positive (negative) differences. Contour interval is 1mm day^{-1} , 5 days and 2.5mm day^{-1} , respectively.

Figure 2 As Figure 1 but for the inter-member coefficient of variation (%). In panels (g-h-i) units are percentage points (pp) and contour interval is 5pp.

Figure 3 (a) Daily rainfall reproducibility (%; see text for details) for GD experiment. The average reproducibility of the grid-points located in the South African domain (white contour) is labeled on the figure. (b) As (a) but for KF experiment. (c) Difference (pp) between GD and KF experiment.

Figure 4 (a) South African rainfall index (mm day^{-1}) time series averaged over the domain shown in Figure 3. Dashed black curve: rain-gauge records. Grey curves: 30 members of GD experiment. Solid black curve: GD ensemble mean. The reproducibility of the regional index is labeled on the figure. (b) As (a) but for KF experiment. (c) Inter-member standard deviation (mm day^{-1} , left-hand y-axis: black curves) and coefficient of variation (%; right-hand y-axis: light grey curves) for GD experiment (solid curves) and KF experiment (dashed curves). Circles (asterisks) show the IV peaks (see text for details) for GD (KF) experiment.

Figure 5 For each IV peak shown in Fig. 4c (see text for details), daily ensemble mean rainfall amount (left-hand panel), inter-member CV (middle panel) and vertically integrated moisture fluxes (right-hand panel) in GD experiment. The ensemble mean rainfall amount and CV computed over the South African rainfall index are labeled on the figure.

Figure 6 As Fig. 5 but for KF experiment.

Figure 7 Taylor diagrams (Taylor 2001) of the South African rainfall spatial (a) and daily (b) variability over the domain shown in Figure 3. The radial coordinate gives the magnitude of total standard deviation; the angular coordinate gives the correlation with observations. The distance between the observations and any member is proportional to the root mean square model error.

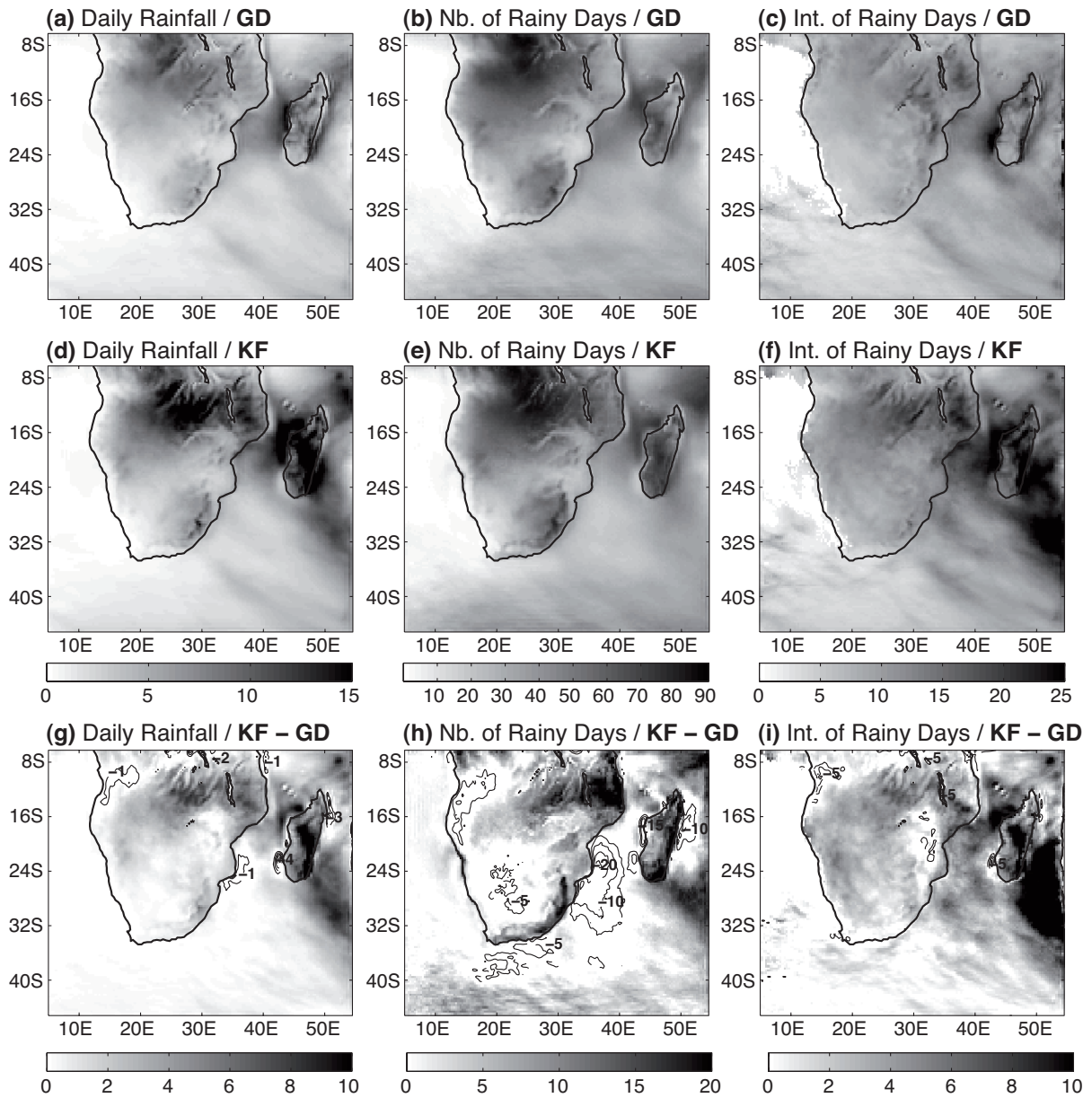


Figure 1 (a) Daily mean rainfall amount (mm day^{-1} , contours) for GD experiment. (b) As (a) but for the number of rainy days (exceeding 1mm day^{-1}). (c) As (a) but for the average intensity of rainy days (mm day^{-1}). (d-e-f) As (a-b-c) but for KF experiment. (g-h-i) Differences (mm day^{-1} , number of days, mm day^{-1} , respectively) between GD and KF experiment. Shadings (curves) are for positive (negative) differences. Contour interval is 1mm day^{-1} , 5 days and 2.5mm day^{-1} , respectively.

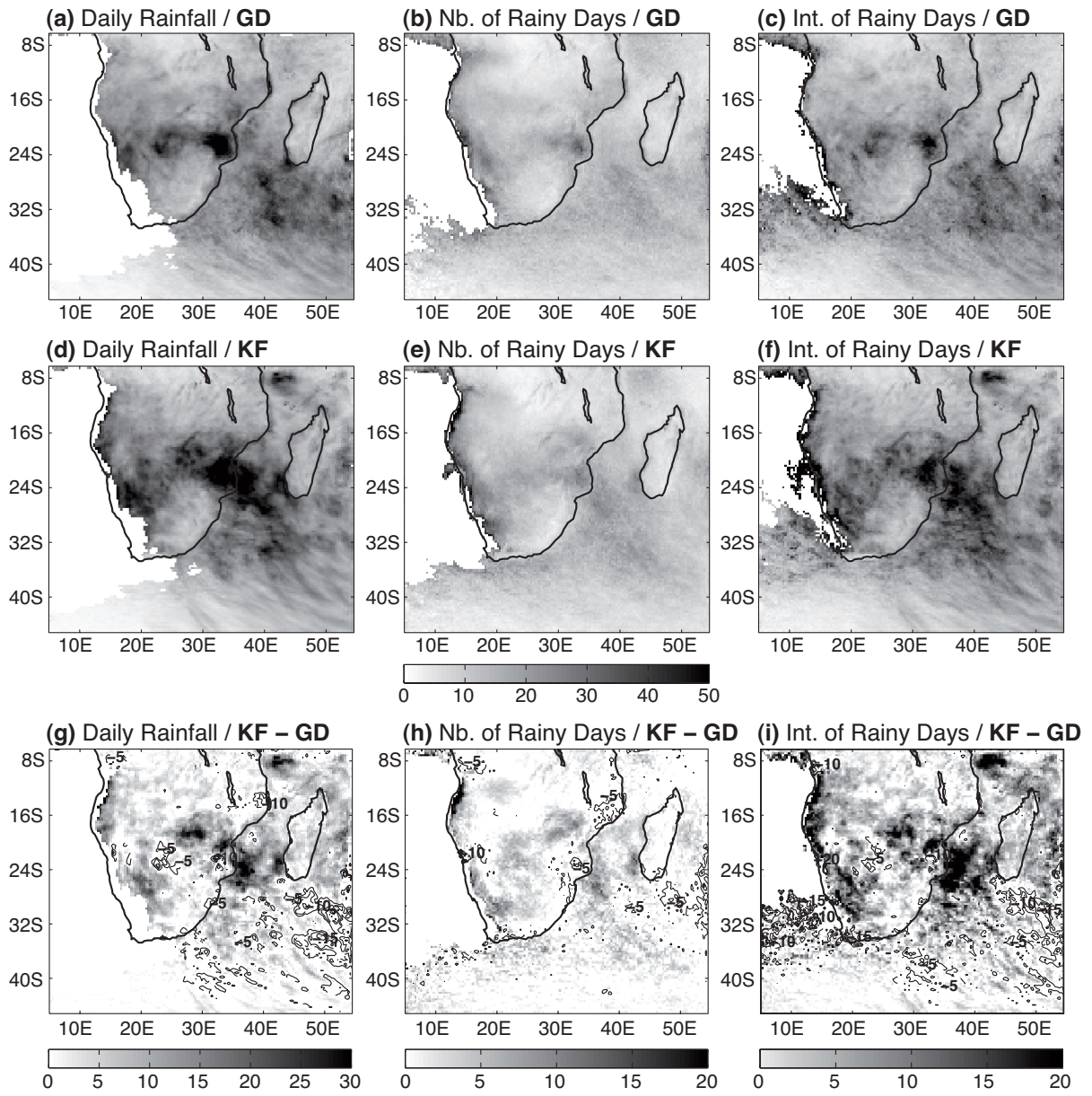
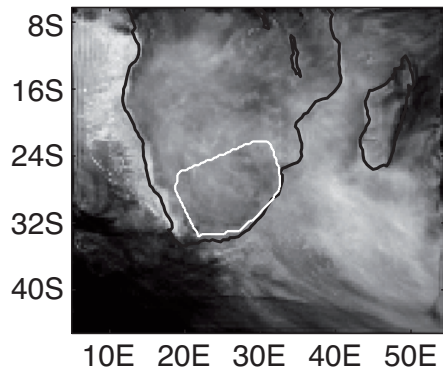


Figure 2 As Figure 1 but for the inter-member coefficient of variation (%). In panels (g-h-i) units are percentage points (pp) and contour interval is 5pp.

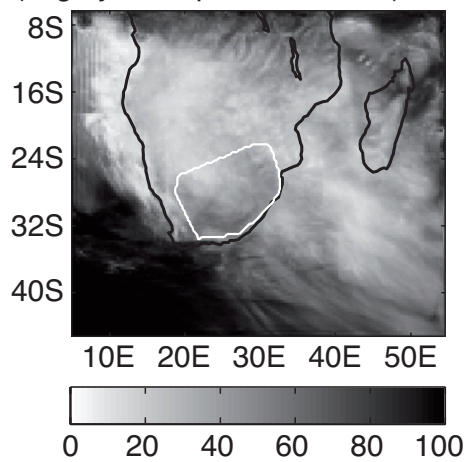
(a) GD

(avg Lynch reprod = 51.14%)



(b) KF

(avg Lynch reprod = 39.65%)



(c) GD - KF

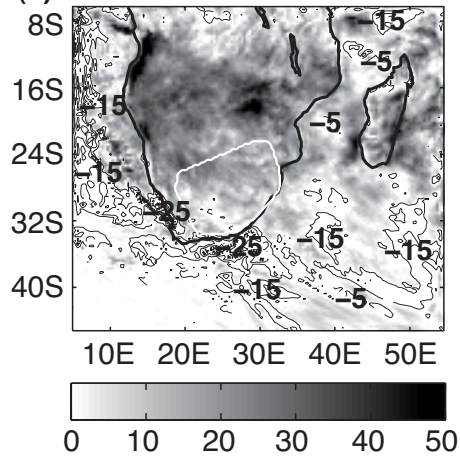


Figure 3 (a) Daily rainfall reproducibility (%; see text for details) for GD experiment. The average reproducibility of the grid-points located in the South African domain (white contour) is labeled on the figure. (b) As (a) but for KF experiment. (c) Difference (pp) between GD and KF experiment.

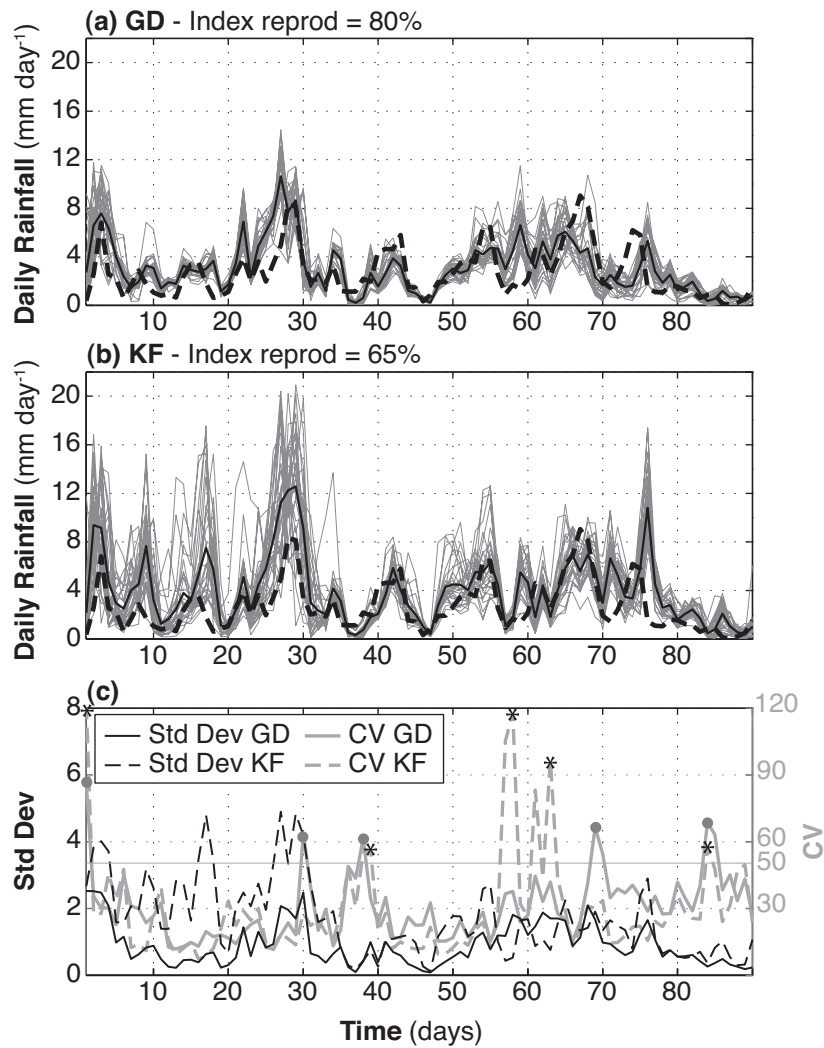


Figure 4 (a) South African rainfall index (mm day⁻¹) time series averaged over the domain shown in Figure 3. Dashed black curve: rain-gauge records. Grey curves: 30 members of GD experiment. Solid black curve: GD ensemble mean. The reproducibility of the regional index is labeled on the figure. (b) As (a) but for KF experiment. (c) Inter-member standard deviation (mm day⁻¹, left-hand y-axis: black curves) and coefficient of variation (% , right-hand y-axis: light grey curves) for GD experiment (solid curves) and KF experiment (dashed curves). Circles (asterisks) show the IV peaks (see text for details) for GD (KF) experiment.

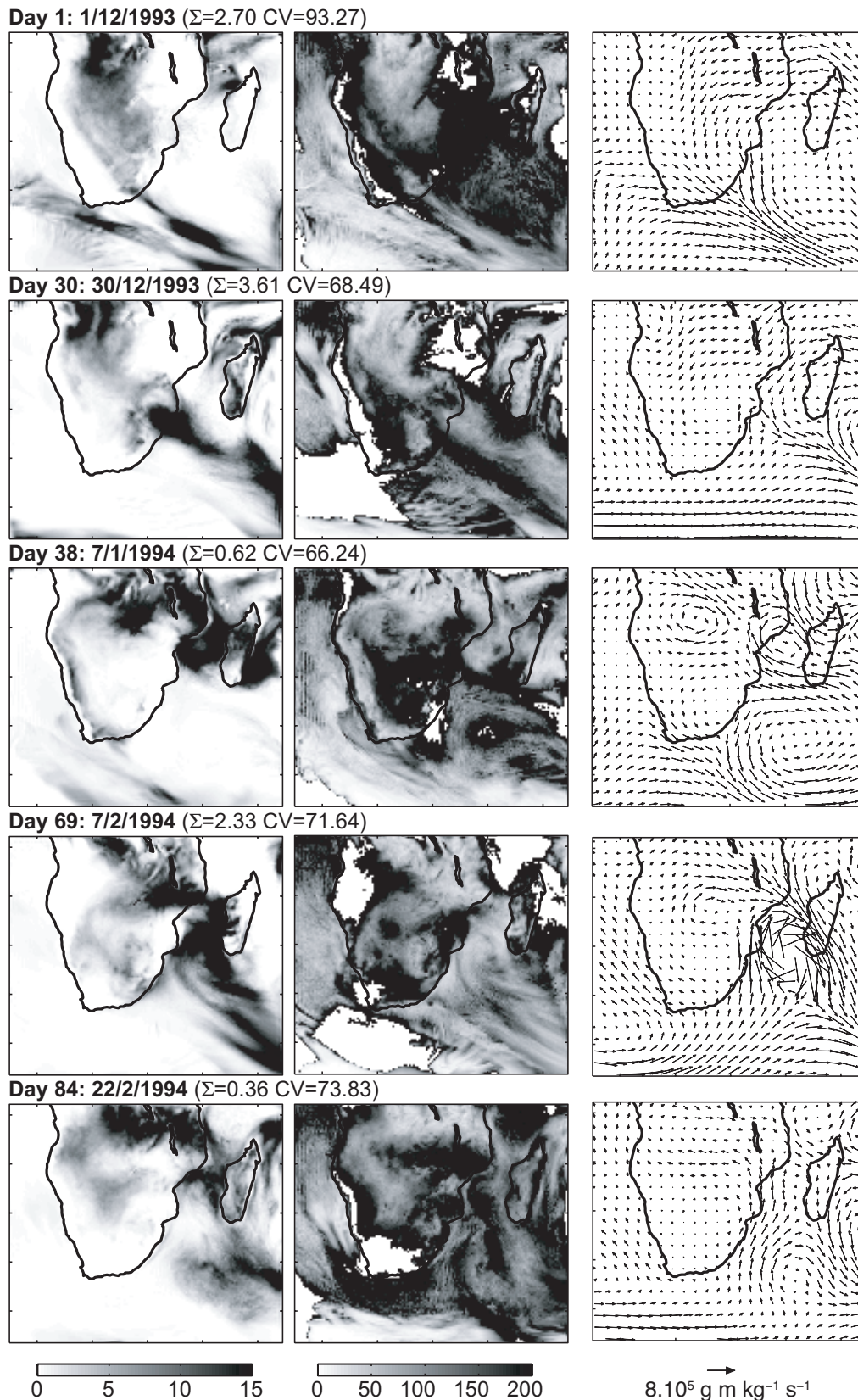


Figure 5 For each IV peak shown in Fig. 4c (see text for details), daily ensemble mean rainfall amount (left-hand panel), inter-member CV (middle panel) and vertically integrated moisture fluxes (right-hand panel) in GD experiment. The ensemble mean rainfall amount and CV computed over the South African rainfall index are labeled on the figure.

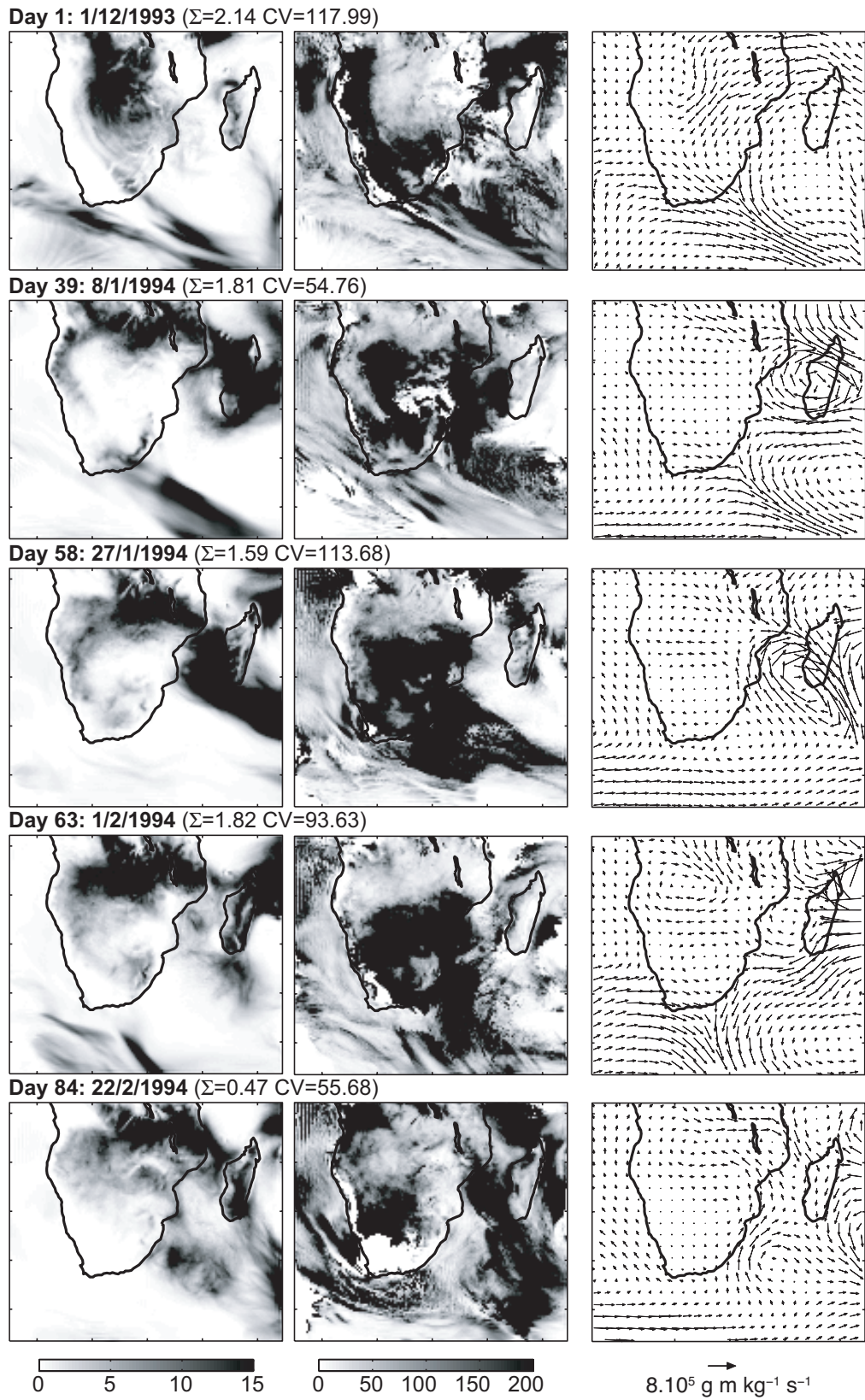


Figure 6 As Fig. 5 but for KF experiment.

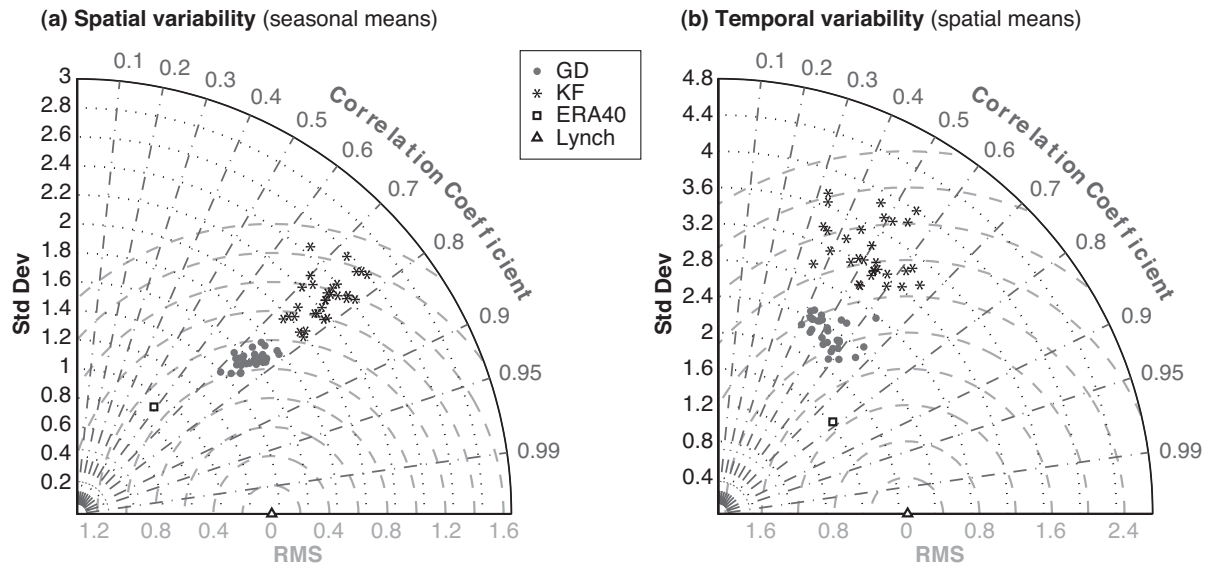


Figure 7 Taylor diagrams (Taylor 2001) of the South African rainfall spatial (a) and daily (b) variability over the domain shown in Figure 3. The radial coordinate gives the magnitude of total standard deviation; the angular coordinate gives the correlation with observations. The distance between the observations and any member is proportional to the root mean square model error.

4.3. Reproductibilité des structures pluviométriques récurrentes

Cette section fait succinctement le lien entre la Section 4.1, documentant extensivement la variabilité interne de l'indice pluviométrique sud-africain au cours de la saison DJF94 à partir de la configuration GD, et la Section 3.3.2, traitant de la capacité de la même configuration physique de WRF à restituer les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes en Afrique du Sud sur la période DJF 1971-1999. Les objectifs sont de distinguer les structures sujettes à une variabilité interne maximale et à une variabilité interne minimale.

Pour chacun des 30 membres, la géographie quotidienne de la pluviométrie sud-africaine de la saison DJF94 est (i) projetée (par calcul de la distance euclidienne) sur les 6 centroïdes issus de la classification des simulations (observations) sur la période DJF 1971-1999 (cf. Chapitre 3), puis (ii) affiliée au centroïde simulé (observé) pour lequel la distance est minimale.

4.3.1. Indépendamment des centroïdes utilisés

Indépendamment des centroïdes utilisés, les deux séquences pluvieuses à fortes variabilité interne (#21-30 et 56-80) détectées dans Crétat *et al.* (2011b) sont une nouvelle fois retrouvées lorsque les structures spatiales sont considérées (Fig. 4.1a-b et d-e, respectivement). A l'inverse, les jours secs à forte variabilité interne (#37, 84, 85) présentent des structures spatiales comparables, suggérant cette fois que la variabilité interne est nettement plus marquée en termes d'intensité que de structure. Dans le détail, la classe la plus sèche (#4 pour WRF [Fig. 4.1a] et #1 pour OBS [Fig. 4.1d]) s'individualise nettement des autres classes. Son occurrence est presque systématiquement en phase d'un membre à un autre (Fig. 4.1b et e) et, lorsque c'est le cas, en parfait accord avec la solution obtenue sur la période entière (Fig. 4.1c et f).

De plus, la convergence inter-membres est plus forte que la cohérence entre les 30 calendriers DJF94 et le calendrier DJF94 obtenu en considérant la période entière (notée succès par la suite ; Fig. 4.2a et c, respectivement), ce qui indique que les désaccords sont souvent reproductibles. Cette reproductibilité des désaccords résulte d'un déphasage temporel

lié à la forte variabilité interne de la morphologie et de la vitesse de propagation des bandes pluvieuses (Crétat *et al.*, 2011b), et peut-être pour partie d'un artefact méthodologique, questionnant le pertinence de projeter des structures quotidiennes sur des centroïdes quotidiens moyens. En ce sens, cet artefact pourrait en partie expliquer que le nombre de jours affiliés à la classe #3 (Fig. 4.2b) soit souvent surestimé au dépend des classes #1-2-5, et que la surestimation du nombre de jours affiliés à la classe #3 (Fig. 4.2d) soit contrebalancée par une forte sous-estimation de la classe #2 et, dans une moindre mesure, de la classe #6.

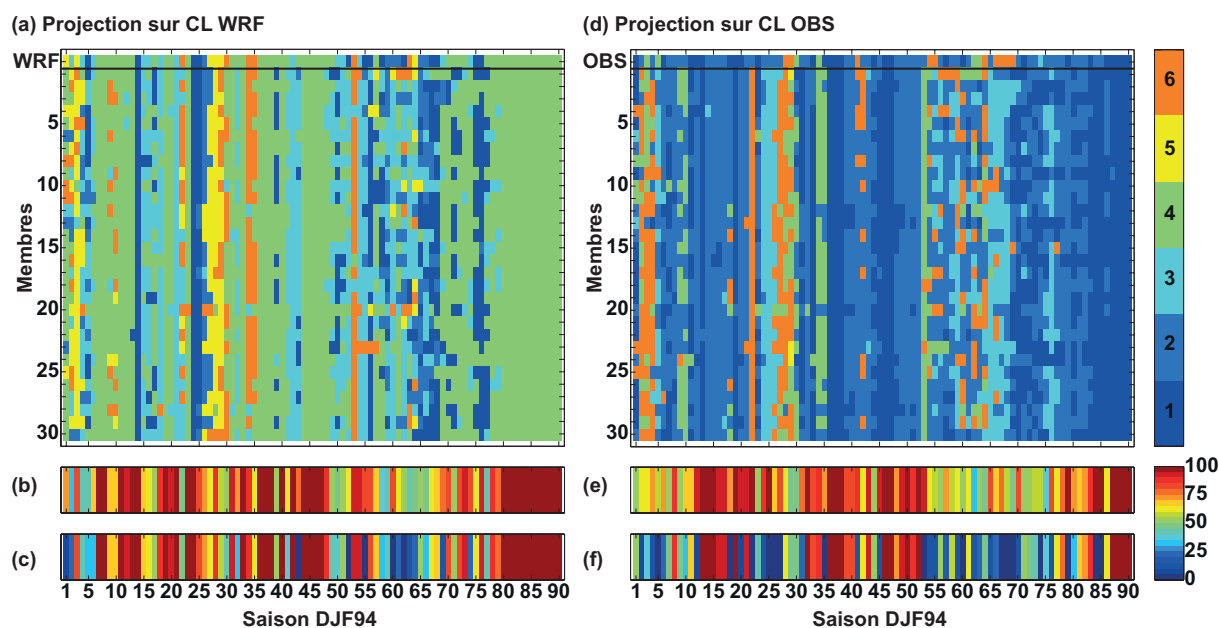


Figure 4.1 : (a) Discrétisation en 6 classes de la pluviométrie quotidienne de la saison DJF94 simulée par les 30 membres et projetée sur les 6 centroïdes de la classification obtenue à partir des simulations régionales sur la période DJF 1971-1999. (b) Part (%) des membres dont le résultat converge. (c) Part (%) de succès entre le calendrier des 30 membres et celui calculé sur la période DJF 1971-1999. (d-f) Comme (a-c) en projetant la pluviométrie quotidienne des 30 membres sur les 6 centroïdes obtenus par classification des observations quotidiennes.

4.3.2 D'un jeu de centroïdes à l'autre

D'un jeu de centroïdes à un autre, la convergence inter-membres est relativement similaire (~80% dans les deux cas : Fig. 4.2a et c), ce qui n'est pas le cas en termes de succès (Fig. 4.2a et c), nettement plus faible et variable par rapport aux observations. Cela suggère que **la variabilité interne de WRF est loin d'expliquer à elle seule les décalages temporels par rapport aux observations**. Des analyses supplémentaires seraient nécessaires pour en comprendre les raisons, pouvant notamment mettre en cause la physique retenue de WRF et / ou des erreurs du modèle forceur non corrigées par WRF. De plus, la forte sous-estimation du

nombre de jours attribués à la classe #2 OBS (*i.e.* gradient pluviométrique proche de la situation moyenne observée) est très forte et presque systématique (Fig. 4.2d), et cohérente avec les résultats obtenus en Section 3.3.2. Malgré l'artefact méthodologique proposé dans le paragraphe précédent, le fort recouplement des résultats permet d'affirmer que WRF sous-estime largement les jours où le gradient pluviométrique zonal est marqué avec des quantités précipitées moyennes.

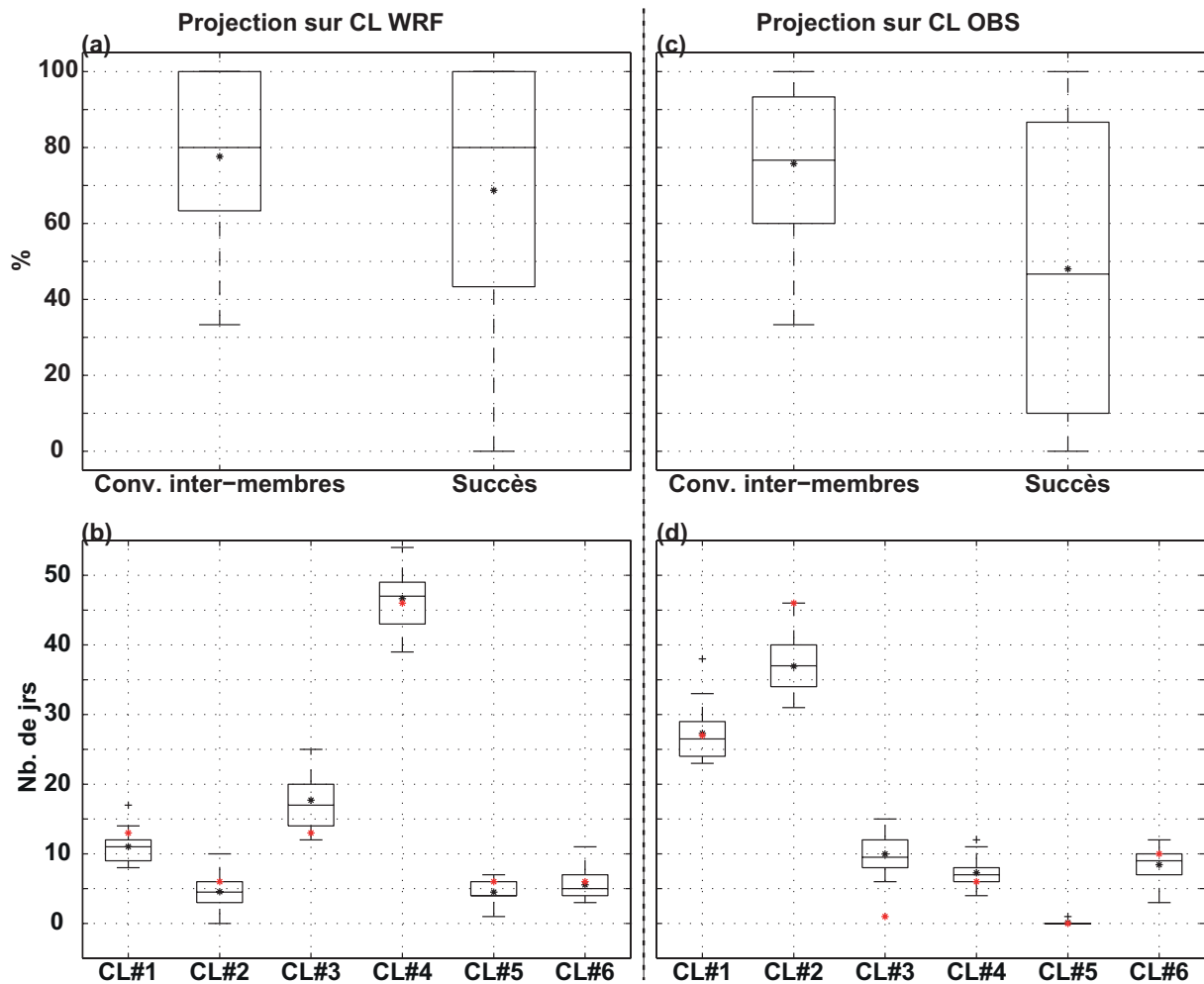


Figure 4.2 : (a) Synthèse de la Figure 4.1b-c sous forme de boîtes à moustache. Les étoiles noires représentent la moyenne d'ensemble. (b) Reproductibilité (%) du nombre de jours affiliés à chaque classe au cours de la saison DJF94. Les étoiles rouges représentent le nombre de jours associés à chaque classe pendant la saison DJF94, identifiés à partir de la classification des pluies WRF obtenues sur la période DJF 1971-1999. (c-d) Comme (a-b) pour la projection sur les centroïdes observés. Les caractéristiques des boîtes à moustache sont indiquées en Fig. 2.4.

4.4. Synthèse de chapitre

Ce chapitre met en évidence plusieurs résultats majeurs pour la prévision opérationnelle à saisonnière en Afrique australe, et plus largement sur l'intérêt des simulations d'ensemble.

La variabilité interne est fonction du spin-up spatial, *i.e.* du temps de transit des flux à l'intérieur du domaine. En Afrique australe où les flux d'ouest (est) prédominent aux latitudes moyennes (tropicales), la solution du MCR est fortement contrainte aux bornes ouest et est, respectivement. La **variabilité interne** tend donc à augmenter en s'éloignant de ces bornes, pour être **maximale au centre du domaine et à proximité des flux sortants**. Elle prend dès lors la forme d'une bande diagonale orientée nord-ouest sud-est. Quel que soit le schéma de convection testé (GD et KF), chaque membre restitue correctement chaque événement TTT, de même que leur durée de vie, et leur propagation d'ouest en est. Ces systèmes sont par conséquent des mécanismes large échelle imposés aux bornes du domaine *via* les forçages latéraux. En revanche, **la morphologie et la vitesse de propagation des bandes pluvieuses associées aux TTT sont peu reproductibles**, dépendant de processus locaux qui sont à l'origine d'incertitudes pouvant atteindre 1000km dans le sens méridien. Ces dernières doivent être prises en compte pour la prévision opérationnelle et saisonnière, car elles peuvent avoir des conséquences importantes pour des études d'impact agronomiques et hydrologiques.

En dépit de fortes similarités entre la variabilité interne des expériences GD et KF (imposées par le forçage large échelle et par les paramètres invariants entre ces deux expériences), **la variabilité interne est fortement influencée par les paramétrisations de la convection atmosphérique**. KF simule ainsi des champs de pluie nettement moins reproductibles que GD, mettant davantage en cause la fermeture de la convection plutôt que son déclenchement. Le lien entre les forçages synoptiques ERA40 et la variabilité interne trouvé dans Crétat *et al.* (2011b) ne paraît par conséquent pas généralisable à d'autres configurations physiques.

Une projection des 90 x 30 structures pluviométriques quotidiennes de la saison DJF94 de la configuration GD sur les 6 structures récurrentes détectées sur la période DJF 1971-1999 à partir des simulations et des observations montre **une forte reproductibilité des structures associées aux jours secs, et des erreurs de timing quasi-nulles**. La variabilité interne est au

contraire maximale pour les jours proches de la climatologie dans les observations, que WRF sous-estime fortement, souvent au profit de **classes humides dont le calage temporel varie sensiblement d'un membre à un autre.**

Intégrer dans le temps et / ou dans l'espace permet de réduire la variabilité interne du MCR, mais cette solution est peu appropriée pour des études d'impacts qui nécessitent souvent des données à haute résolution spatio-temporelle (échelle du point de grille et pas de temps quotidien), et donc une approche ensembliste.

Conclusions - Discussions - Perspectives

Ce travail s'est placé en amont de l'utilisation du modèle climatique régional WRF comme outil de compréhension du climat en Afrique australe, particulièrement de la pluviométrie et de la circulation atmosphérique associée.

Cette évaluation s'est opérée au moyen de trois séries d'expériences numériques forcées toutes les 6h par les champs atmosphériques et de température de surface océanique des réanalyses européennes ERA40. Elles ont en commun la saison (le cœur de la saison des pluies d'été austral : décembre à février, DJF), le domaine (5°S à 46°S et 3°E à 56°E), les résolutions horizontale (35km) et verticale (28 niveaux *sigma*), ainsi que le *spin-up* (deux semaines).

Les champs simulés sont analysés des pas de temps saisonnier à quotidien, ainsi qu'aux échelles locale (point de grille) et régionale (indice), essentiellement en Afrique du Sud qui dispose d'un réseau de mesures *in situ* très dense permettant de quantifier les biais.

Conclusions de chaque série d'expériences numériques

1. Incertitudes générées par la physique du MCR

La première série de simulations a permis d'évaluer la sensibilité de paramètres climatiques, surtout des précipitations, à la paramétrisation physique de la convection atmosphérique (CO), de la couche limite planétaire (PBL) et de la microphysique nuageuse (MP), paramétrisations connues dans la littérature pour affecter la nature, la géographie et l'intensité des pluies.

Vingt-sept configurations physiques ont été testées sur une unique saison DJF (DJF94). Celle-ci est représentative de la climatologie en termes de cumul saisonnier en Afrique du Sud à régime pluvial tropical, et se trouve en phase neutre d'ENSO. Ces 27 configurations correspondent à toutes les combinaisons possibles entre 3 schémas des 3 types de paramétrisation testés (3^3 combinaisons). Parmi les champs analysés (pluviométrie, température à 2 mètres, température et humidité spécifique de l'air sur toute la colonne troposphérique, et flux de chaleurs sensible et latente), la pluviométrie s'est logiquement avérée être le paramètre le plus impacté par la physique testée. Seuls les principaux résultats relatifs à ce paramètre sont synthétisés ci-dessous.

- **Valeur ajoutée et limites communes**

- (i) pas de temps saisonnier**

Les 27 configurations restituent les forts cumuls associés aux Zones de Convergence Inter-Tropicale et Sud-Indienne (ZCIT et ZCSI, respectivement). Ce sont les deux structures pluviométriques majeures en DJF. Les configurations testées parviennent presque toutes à corriger les biais secs des réanalyses ERA40, *via* une amplification des advections d'humidité depuis le sud-ouest de l'océan Indien et l'Atlantique tropical (en lien avec un Angola Low plus actif). En revanche, elles surestiment toutes les quantités précipitées à proximité du massif du Drakensberg (est de l'Afrique du Sud), suggérant un poids important de la topographie dans le déclenchement de la convection.

- (ii) pas de temps intrasaisonnier**

La plupart des configurations restituent les éléments clés de la thermodynamique favorisant des conditions plus humides en Afrique du Sud, à savoir une composante de nord accrue dans les basses couches, résultant d'un renforcement d'une dépression centrée sur l'Angola ou la Namibie, couplée à la présence d'une ondulation du jet d'ouest dans les moyennes latitudes, favorisant les advections d'humidité au-dessus de l'Afrique du Sud depuis les latitudes tropicales et le sud-ouest de l'océan Indien, respectivement.

- **Impact important de la physique sur la pluviométrie simulée**

- (i) prédominance de la paramétrisation de la convection**

L'intensité des cumuls saisonniers est significativement impactée par les schémas de convection atmosphérique, dans une moindre mesure par les schémas de PBL et de MP. Les schémas de convection Kain-Fritsch et Grell-Dévényi tendent à produire des biais saisonniers humides résultant d'une surestimation du nombre de jours pluvieux non compensés par une sous-estimation de leurs intensités moyennes. Le schéma de convection Betts-Miller-Janjic a un comportement strictement inverse. Indépendamment des schémas de PBL et de MP, le gradient zonal saisonnier observé en Afrique du Sud (*i.e.* augmentation de la pluviométrie en direction de l'est) est correctement simulé avec les schémas de convection Kain-Fritsch et Grell-Dévényi et fortement surestimé par Betts-Miller-Janjic.

- (ii) additivité des effets**

Malgré la prédominance du poids des schémas de convection, les 3 types de paramétrisation (CO, PBL, MP) testés auraient plutôt des effets additifs sur la pluviométrie. Combinés avec le schéma de PBL Mellor-Yamada-Janjic, Kain-Fritsch et Grell-Dévényi produisent par exemple des biais systématiquement plus humides que lorsqu'ils sont combinés avec le schéma de PBL Yonsei ou ACM2. Finalement, la fourchette des biais saisonniers en Afrique du Sud varie du simple (biais presque nuls) au double, justifiant pleinement cette étude de sensibilité, et appelant à tenir compte de telles incertitudes dans des études d'impact basées sur des sorties de MCR.

2. Etat saisonnier moyen et structures pluviométriques quotidiennes récurrentes

La deuxième série d'expériences a reposé sur 29 simulations configurées avec la même physique (limitant les biais saisonniers en Afrique du Sud en DJF94) et documentant la période DJF 1971-1999. Cette période a été choisie pour maximiser la densité du réseau de pluviomètres en Afrique du Sud, un grand nombre de postes pluviométriques ayant été abandonnés depuis les années 2000 (Lynch, 2003).

L'état moyen de la pluviométrie saisonnière simulée (et, de manière qualitative, sa variabilité interannuelle) et les structures pluviométriques sud-africaines récurrentes simulées au pas de temps quotidien ont été analysés et confrontés à des jeux de référence.

- **Valeur ajoutée et limites de WRF par rapport aux réanalyses ERA40**

- (i) nette valeur ajoutée de WRF en état moyen**

Conformément aux résultats obtenus avec d'autres MCR sur la région (Joubert *et al.*, 1999 ; Engelbrecht *et al.*, 2002 ; Haensler *et al.*, 2010 ; Williams *et al.*, 2010), la répartition spatiale des cumuls saisonniers moyens simulés par WRF en Afrique australe est nettement plus réaliste que celle des données de forçages (ici, les réanalyses ERA40). Excepté le nord de Madagascar où WRF produit des biais secs non présents dans ERA40, WRF produit de légers biais humides là où ERA40 produit de forts biais secs, notamment au niveau de la ZCIT continentale, du canal du Mozambique et du massif du Drakensberg. Sur le subcontinent, l'amélioration de WRF des latitudes tropicales à subtropicales est liée à une amplification de la circulation cyclonique centrée sur l'Angola.

En Afrique du Sud, WRF apporte une valeur ajoutée indéniable par rapport aux réanalyses ERA40. Il restitue mieux le gradient pluviométrique zonal, corrige la majorité des biais secs généralisés d'ERA40 (excepté au niveau du massif du Drakensberg où WRF simule de forts biais humides résistant à la physique testée sur la saison DJF94), et simule des cumuls conformes aux observations.

Comme à l'échelle du subcontinent, la principale explication dynamique à l'origine de ces améliorations est un Angola Low plus creusé dans WRF lié à la plus haute résolution horizontale du MCR, ce qui se traduit par un renforcement des advections d'humidité depuis les océans Atlantique et Indien tropicaux jusqu'au domaine sud-africain.

- (ii) une variabilité interannuelle insatisfaisante (à confirmer)**

Les variations interannuelles relatives de la pluviométrie saisonnière simulée sont plus éloignées des observations que ne le sont les réanalyses. Cette dégradation semble toutefois géographiquement limitée aux latitudes tropicales où WRF amplifie nettement la variabilité interannuelle relative sur les franges ouest et est de la ZCIT continentale et sur l'océan Indien tropical. Aux latitudes subtropicales à tempérées, elles sont au contraire plus

conformes aux observations que les réanalyses. WRF (ERA40) sous-estime (surestime) les variations sur le centre de l'Afrique du Sud et sur la frange est du Kalahari, et les surestime (sous-estime) sur la partie nord de l'Afrique du Sud et la plaine du Mozambique. Sur l'océan, la différence majeure entre ERA40 et WRF se localise dans le canal du Mozambique, où WRF sous-estime fortement la variabilité interannuelle de la pluviométrie et produit des biais humides systématiques non présents dans ERA40. Ce comportement récurrent de WRF pourrait être lié au schéma de PBL retenu (YSU) qui génère des biais humides pendant la saison DJF94 quel que soit le schéma de convection.

Analysée seulement de manière qualitative, la covariabilité interannuelle de la pluviométrie saisonnière entre les simulations et les observations est faible, corroborant Hudson et Jones (2002), et nettement moins convaincante qu'entre les réanalyses et les observations. Les résultats suggèrent que WRF tendrait à produire des biais humides (secs) sur le domaine sud-africain en conditions anormalement chaudes (froides) sous les Tropiques, souvent mais pas systématiquement et pas seulement lors d'événements El Niño (La Niña). D'une manière générale, l'influence d'ENSO sur la pluviométrie saisonnière d'Afrique australe reste toutefois très largement sous-estimée.

- **Lien interannuel entre la pluviométrie sud-africaine saisonnière et la circulation atmosphérique**

- (i) des signaux saisonniers entre la pluviométrie observée et la circulation réanalysée...**

Les variations interannuelles de la pluviométrie sud-africaine observée (et réanalysée) ont été reliées à la circulation issue des réanalyses ERA40. Conformément aux études antérieures, la pluviométrie sud-africaine est favorisée par les éléments clés suivants :

- renforcement des advections d'est depuis l'océan Indien tropical et affaiblissement des flux d'est sortant en direction de l'océan Atlantique tropical ;
- renforcement de l'Angola Low favorisant les advections d'humidité de nord au-dessus de l'Afrique du Sud ;
- affaiblissement de la circulation d'ouest des moyennes latitudes avec composante nord affaiblie, voire renversée.

(ii) ... majoritairement restitués par WRF

WRF restitue correctement la plupart des signaux identifiés entre la pluviométrie observée et les réanalyses ERA40. Les différences majeures contribuant à expliquer les biais saisonniers se localisent essentiellement aux latitudes tropicales, particulièrement au niveau de l'Angola Low, dont la variabilité interannuelle pourrait être relativement indépendante des forçages latéraux, donc des conditions de large échelle, du sud-ouest de l'océan Indien et de la partie sud du canal du Mozambique.

- **Structures pluviométriques quotidiennes récurrentes en Afrique du Sud**

(i) identification à partir des observations et mise en relation avec l'ENSO et les TSO régionales

Cinq structures quotidiennes majeures sont détectées au moyen d'une classification hiérarchique ascendante des 2 610 jours de la période DJF 1971-1999 décrits par 5 352 pluviomètres, essentiellement répartis sur l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical.

Parmi ces cinq structures :

- un grand nombre de jours (50% du total) correspondent à la situation moyenne (*i.e.* gradient zonal avec augmentation des cumuls journaliers en direction de l'est), présentant de faibles anomalies de circulation ;
- les autres jours, anormalement secs (37% du total) sur l'ensemble de l'Afrique du Sud ou anormalement pluvieux (13% du total) avec un affaiblissement, un maintien ou un renforcement du gradient zonal moyen, sont marqués par de fortes anomalies de la circulation large échelle à régionale.

A l'échelle globale, l'occurrence saisonnière des jours marqués par une sécheresse généralisée est accrue lors d'événements El Niño et associée à un affaiblissement ou un possible décalage de la circulation de type-Walker dans les Tropiques et du jet subtropical. Nettement moins persistantes que les deux classes précédemment décrites, les trois classes anormalement pluvieuses présentent de fortes anomalies des flux d'humidité, centrées sur l'Angola ou le nord du Botswana, et de convergence, localisées au-dessus des anomalies pluviométriques positives maximales.

Parmi ces trois classes, les deux classes décrivant un affaiblissement et un maintien du gradient pluviométrique zonal sont associées à des interactions tropicales-tempérées. La succession préférentielle entre ces 3 classes indique une propagation vers l'est des systèmes fortement pluviogènes, ce qui est conforme aux études précédentes (Fauchereau *et al.*, 2009 ; Pohl *et al.*, 2009).

(ii) capacité de WRF à restituer ces structures

La capacité de WRF à restituer ces structures a été abordée avec deux clés d'entrée.

✓ La méthodologie utilisée pour détecter les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes dans les observations (*i.e.* classification hiérarchique ascendante) a d'abord été appliquée à la pluviométrie simulée sur les points de grille documentés par les pluviomètres, de manière à ne pas imposer de covariabilité spatio-temporelle avec les observations.

Parmi les six classes retenues :

- 80% des jours sont contenus dans deux classes présentant des anomalies pluviométriques soit fortement négatives sur un espace de dimension largement supérieure au domaine sud-africain, soit faiblement positives et peu significatives en dehors du domaine sud-africain ;
- les 20% des jours restant sont au contraire associés à de fortes anomalies pluviométriques positives dépassant largement le cadre du domaine sud-africain et décrivant un affaiblissement, un maintien ou un renforcement du gradient zonal moyen. Associées à de fortes anomalies des flux d'humidité et de leur convergence, ces trois structures pluviométriques résultent d'interactions tropicales-tempérées.

Conformément aux observations et aux travaux de Tennant et Hewitson (2002), WRF simule correctement les caractéristiques intrasaisonniers de la pluviométrie sud-africaine (*i.e.* une majorité de séquences persistantes peu pluvieuses à sèches entrecoupées de courtes séquences d'événements pluviogènes marqués) et les structures

pluviométriques récurrentes. Ces résultats démontrent l'aptitude de WRF à spatialiser les champs pluviométriques saisonniers et infra-saisonniers (jusqu'à quotidiens).

Par rapport aux observations, WRF tend néanmoins à sous-estimer le nombre de jours proches du gradient zonal moyen, et en retour à surestimer les nombres de jours secs et très pluvieux. Les biais synchrones de chaque classe sont de même magnitude que les anomalies composites, traduisant un décalage temporel entre les simulations et les observations.

✓ Une seconde approche a été envisagée pour calculer les biais asynchrones, et ainsi contourner cette difficulté. Elle a consisté à imposer la covariabilité spatiale avec les structures récurrentes observées par projection de la pluviométrie quotidienne simulée sur les centroïdes observés. Cette approche a automatiquement amélioré la compatibilité entre les simulations et les observations sans pour autant (i) corriger la sous-estimation du nombre de jours présentant une structure spatiale proche de la climatologie, et (ii) diminuer les biais synchrones. Le calcul des biais asynchrones (calculés entre les nouvelles classes de WRF et les classes issues des observations) a permis de mieux mettre en évidence le réalisme des structures quotidiennes simulées, réduisant de moitié les biais synchrones pour les 3 classes les plus pluvieuses, et annulant ceux des jours secs.

La seconde approche peut donc s'avérer pertinente pour détailler la circulation atmosphérique basse couche associée aux structures pluviométriques récurrentes à partir des simulations régionales. Des analyses préliminaires indiquent que l'affaiblissement du gradient pluviométrique zonal est favorisé par des anomalies cycloniques sur la région semi-désertique du Kalahari. Cette région est identifiée comme une zone de développement possible de dépressions thermiques (Hart *et al.*, 2010). Un renforcement et un maintien de ce gradient correspondent à des anomalies cycloniques maximales sur l'est et le centre du Botswana.

3. Variabilité interne

Basée sur deux expériences d'ensemble de 30 membres documentant la saison DJF94, la troisième et dernière série a permis non seulement de proposer un cadre méthodologique pour quantifier la variabilité interne, mais aussi d'en tirer des enseignements pour la prévision opérationnelle.

La paramétrisation de la convection utilisée (Grell-Dévényi [GD] et Kain-Fritsch [KF]) est l'unique paramètre qui a différé entre les deux expériences. Dans les deux cas, les conditions atmosphériques utilisées pour l'initialisation est l'unique différence entre les 30 membres. Ces deux expériences ont été utilisées pour distinguer le signal reproductible (*i.e.* réponse proche entre les membres) induit par un forçage commun et la composante non reproductible (*i.e.* fortes dissimilarités entre les membres) résultant du comportement chaotique de l'atmosphère à l'intérieur du domaine limité.

Dans un premier temps, l'expérience GD a été extensivement analysée pour documenter la variabilité interne de différents champs simulés, surtout de la pluviométrie, balayant toutes les échelles, du point de grille au pas de temps quotidien à un indice sud-africain au pas de temps saisonnier, *via* différentes métriques statistiques. Dans un second temps, l'expérience configurée avec KF a été comparée à la première pour estimer la sensibilité de la variabilité interne à la paramétrisation de la convection.

- **La variabilité interne, une notion dépendante...**

- (i) ... des variables et des échelles considérées**

Les régimes de temps, obtenus par classification en nuées dynamiques (*k-means*) de la hauteur géopotentielle à 500 hPa (Z500) simulée par WRF, sont logiquement fortement reproductibles. Ils présentent des différences par rapport à ERA40 plus importantes que les incertitudes induites par la variabilité interne. La forte reproductibilité résulte probablement des puissants forçages latéraux en moyenne troposphère et de la nature large échelle de Z500. Malgré la puissance des forçages latéraux, les différences entre la solution régionale et la solution des réanalyses sont significatives. Elles ne sont pas nécessairement interprétables en termes d'erreur de WRF. Ces différences peuvent résulter d'un

enrichissement de la dynamique de large échelle en processus et variabilité de méso-échelle (Castro *et al.*, 2005). Cet enrichissement serait dû à la physique plus sophistiquée ou / et à la plus haute résolution horizontale de WRF. Cette distinction entre erreur et plus-value de WRF est malheureusement impossible à déterminer en l'absence de réseau dense et continu de radiosondages.

Généralement, la variabilité interne de la pluviométrie est modérée au pas de temps saisonnier, conformément à Kgatuke *et al.* (2008), surtout lorsqu'un indice spatial est considéré. Localement, les cumuls saisonniers des latitudes subtropicales sont au contraire soumis à une forte variabilité interne, résultant exclusivement d'une faible reproductibilité de l'intensité moyenne des jours pluvieux. Point de grille par point de grille, les covariations jour à jour entre les membres sont faibles en Afrique du Sud (~50% en moyenne) pour la pluviométrie, induisant de fortes incertitudes. Ces dernières sont logiquement amoindries lorsque l'indice sud-africain est considéré (covariance de ~80% entre les membres).

(ii) ... de la paramétrisation physique

Malgré certaines similitudes (rappelées dans les points suivants) entre les expériences GD et KF, la variabilité interne est fortement impactée par la paramétrisation de la convection atmosphérique. Quels que soient les paramètres et les échelles spatio-temporelles, la variabilité interne est plus forte avec KF qu'avec GD, particulièrement aux latitudes tropicales et subtropicales, mettant en cause le déclenchement de la convection (approche ensembliste seulement dans GD susceptible de lisser les résultats et donc de réduire la variabilité interne).

(iii) ... du *spin-up* spatial

Indépendamment des champs analysés et de la configuration physique, la répartition spatiale de la reproductibilité du signal quotidien en phase d'un membre dépend du *spin-up spatial*, *i.e.* du temps de transit des grandeurs physiques à l'intérieur du domaine. Les régions pour lesquelles la reproductibilité est la plus forte (faible) sont celles à proximité des flux entrants (sortants) aux frontières latérales. Identique à celui identifié sur d'autres régions et avec d'autres modèles régionaux (*e.g.* Separovic *et al.*, 2008 ; Sanchez-Gomez *et al.*, 2009), ce comportement est inhérent au principe de fonctionnement d'un modèle climatique régional. Il apparaît donc essentiel de le prendre en compte aux pas de temps fins, même dans le cas

d'un domaine de dimension modérée (~4500 x 5000km dans ce travail) forcé fréquemment aux bornes latérales (toutes les 6h).

S'étalant des latitudes équatoriales à moyennes, le domaine utilisé dans ce travail présente la particularité d'être alimenté par des flux entrants d'ouest (est) à la borne ouest (est) aux latitudes moyennes (tropicales), et inversement pour les flux sortants. Par conséquent, la variabilité interne est maximale sur une bande diagonale s'étalant du nord-ouest au sud-est du domaine. Le domaine sud-africain, et plus globalement la Zone de Convergence Sud-Indienne dans laquelle se développent préférentiellement les talwegs tropicaux-tempérés, sont inclus dans cette diagonale et constituent les régions où la composante non-reproductible du signal climatique est maximale.

- **Implication pour la prévision...**

- (i) ... de la pluviométrie sud-africaine**

WRF semble être en mesure de restituer les grandes lignes de la chronologie des pluies sud-africaines quotidiennes et les structures pluviométriques en condition humide, malgré une surestimation quasi-systématique de l'intensité des cumuls et un décalage fréquent de 2-3 jours aussi bien en avance qu'en retard par rapport aux observations. Ces décalages n'impactent pas significativement les cumuls saisonniers en Afrique du Sud, mais induisent des incertitudes importantes en cas de prévision à échéance courte.

- (ii) ... des systèmes pluviogènes**

Plus largement, les études de cas entreprises pour distinguer les composantes reproductible et non-reproductible des principaux systèmes pluviogènes ont révélé des résultats primordiaux si l'objectif était la prévision opérationnelle. Les expériences GD et KF ne simulent pas systématiquement en phase les systèmes pluviogènes de large échelle, induisant des décalages temporels à prendre en compte dans d'éventuelles prévisions. Quel que soit le schéma de convection considéré, les pics maximaux de variabilité interne concernent systématiquement des structures de large échelle (la ZCIT dans les Tropiques, et les interactions tropicales-tempérées dont les talwegs-tropicaux-tempérés). Indépendamment des schémas de convection utilisés (GD et KF) et de l'étude de cas entreprise, le cœur des systèmes pluviogènes apparaît fortement reproductible, alors que leur périphérie concentre le maximum d'incertitudes. C'est particulièrement le cas aux latitudes subtropicales de l'Afrique

australe, région dont la variabilité interne est maximale à tous les pas de temps, à la fois en raison de sa position centrale au sein du domaine engendrant un fort *spin-up spatial*, et de sa localisation en périphérie de la ZCIT et de la ZCSI. L'univocité des résultats permet de conclure à (i) une forte reproductibilité de la genèse et du développement des systèmes pluviogènes résultant de mécanismes large échelle (*i.e.* des structures dépassant la dimension de notre domaine, donc forcées aux bornes) ; (ii) une faible reproductibilité des caractéristiques morphologiques de ces systèmes (taille, localisation et vitesse de propagation) résultant du comportement chaotique de l'atmosphère aux échelles régionale et locale.

Ces résultats sont d'une importance capitale pour la prévision opérationnelle, démontrant que même si le contexte météorologique est parfaitement connu à l'extérieur du domaine, la variabilité interne du MCR est responsable de fortes incertitudes morphologiques des bandes pluvieuses et de leur calage temporel. Responsables de 30 à 60% des cumuls saisonniers sud-africains (Todd *et al.*, 2004) et d'une part importante de leur variabilité interannuelle (Fauchereau *et al.*, 2009), la localisation des TTT est entachée d'une erreur typique de 1000km dans le sens méridien. Ceci illustre les limitations de ce que l'on peut attendre d'une prévision opérationnelle en Afrique australe et la nécessité des simulations d'ensemble.

Discussions et Perspectives

- **Pertinence des moyennes inter-expériences ?**

La performance des 27 configurations testées étant principalement fonction du champ analysé, du critère retenu (par exemple : intensité ou répartition spatiale) et de l'espace considéré, il aurait été imprudent d'affirmer qu'une configuration est plus performante qu'une autre.

Une solution couramment utilisée dans la littérature consiste à considérer la moyenne de toutes les expériences, argumentant qu'elle est statistiquement meilleure que chaque expérience prise individuellement. C'est typiquement le cas dans ce travail pour la pluviométrie, surtout en termes de répartition spatiale des biais saisonniers, en raison du

comportement atypique de Betts-Miller-Janjic qui contrebalance les biais de KF et de GD. Ce résultat invite toutefois à ne pas utiliser ces moyennes inter-physiques (inter-modèles par extension) comme des *boîtes noires*, et à documenter systématiquement les incertitudes induites par la physique *via* des métriques statistiques de dispersion.

Une autre solution repose sur l'identification d'une ou plusieurs configurations pertinentes pour une problématique donnée, solution retenue dans ce travail, ce qui limite les coûts informatiques et garantit la cohérence physique des résultats. La méthode empirique de sélection peut consister à procéder par élimination, excluant les configurations physiques ne répondant pas à une liste de critères préétablis pour une problématique donnée et classés par degré d'exigence.

- **Nécessité de tester d'autres réglages ?**

(i) oui...

La quantification de la fourchette des incertitudes associée à la pluviométrie simulée est évidemment incomplète dans ce travail puisqu'elle ne repose que sur une infime partie des paramètres susceptibles de moduler la pluviométrie simulée. Pohl *et al.* (2011) ont récemment testés une large fourchette de paramètres susceptibles de moduler le cycle atmosphérique de l'eau de l'Afrique de l'Est, faisant varier la physique, l'occupation du sol, les forçages latéraux et la géométrie du domaine. En plus des LSM et de la taille du domaine depuis longtemps connus pour moduler significativement la solution des MCR, leurs résultats indiquent également un fort contrôle des schémas de radiations, surtout ondes courtes.

Ratnam *et al.* (2011) et Vigaud *et al.* (2011) ont récemment montré que WRF couplé à une couche de mélange océanique ne tend que légèrement à améliorer la pluviométrie simulée. Un véritable couplage entre l'atmosphère d'un MCR et un modèle océanique régional demeure nécessaire pour prendre finement en compte les interactions entre ces deux composantes. C'est un travail actuellement en cours au Laboratoire de Physique des Océans (<http://wwz.ifremer.fr/lpo>) entre WRF et ROMS (Regional Ocean Model System : Shchepetkin et McWilliams, 2005).

(ii) ... et non

Dans ce travail, la configuration retenue pour documenter la période 1971-1999 n'est clairement pas adaptée pour l'étude de la variabilité interannuelle des cumuls saisonniers. Pour autant, elle l'est significativement pour spatialiser de manière réaliste la géographie saisonnière moyenne, et surtout les structures pluviométriques récurrentes au pas de temps quotidien, débouchant sur de nombreuses perspectives (mentionnées plus bas). La dimension du domaine est en outre un compromis intéressant entre un *spin-up* spatial suffisant pour laisser la possibilité au modèle de générer son propre climat au-dessus de l'Afrique du Sud et des temps de calculs relativement courts.

- **Multiplier les saisons tests et étendre la période**

L'impératif est désormais de multiplier les saisons tests (saisons anormalement pluvieuses et anormalement sèches), pour apporter des conclusions robustes quant à la pertinence d'utiliser WRF, et les MCR en général, pour étudier les fluctuations interannuelles de la pluviométrie. Par exemple, Boulard *et al.* (2011) montrent sur la période 1971-1999 que :

- l'état moyen de la pluviométrie saisonnière simulée en Afrique australe avec GD est nettement plus satisfaisant qu'avec KF, mais la variabilité autour de cet état moyen est meilleure avec KF ;
- la variabilité interne de la pluviométrie saisonnière fluctue fortement d'une saison à une autre et s'avère être forte lors d'événements El Niño et La Niña.

Le problème de la profondeur temporelle des analyses est également à noter. **Même si une forte relation est trouvée entre l'ENSO et la pluviométrie observée (indice saisonnier et occurrence saisonnière des structures quotidiennes récurrentes), le faible nombre de degrés de liberté (29 saisons seulement) contraint à la prudence quant aux conclusions à en tirer pour la prévision saisonnière**, d'autant que la relation entre ce mode de variabilité quasi-globale et la pluviométrie est non-linéaire, intermittente, et présente des fluctuations basses fréquences ; cette relation étant nettement plus forte dans les années 1970 et 1980 que dans les années 1950 et 1960 (Richard *et al.*, 2000, 2001).

- **Utiliser ces simulations pour documenter des objets climatiques**

Les résultats obtenus au pas de temps quotidien sont plus robustes, parce que :

- le nombre de degrés de liberté est bien plus important ;
- l'ENSO semble impacter davantage l'occurrence saisonnière des structures pluviométriques récurrentes que les structures récurrentes elles-mêmes.

Malgré la difficulté de discrétiser en peu de classes un champ aussi discontinu et intermittent que la pluviométrie (ce quel que soit l'algorithme utilisé), la classification spatio-temporelle appliquée aux pluviomètres sud-africains a permis :

- de préciser et d'améliorer les résultats de Lindesay (1988) et Van Heerden *et al.* (1998), trouvant une covariance de seulement 20% entre l'ENSO et les cumuls saisonniers ;
- de mettre en évidence le poids des anomalies tropicales à subtropicales et des interactions tropicales-tempérées sur les structures les plus pluviogènes ;
- de suggérer un possible rôle de dépressions régionales au niveau du Kalahari, et de l'Angola et / ou du Botswana.

La perspective prioritaire est par conséquent l'utilisation de différents jeux de réanalyses et des simulations effectuées dans ce travail pour documenter les dépressions semi-permanentes du subcontinent. Il conviendrait alors de détailler leur état moyen, leur variabilité interannuelle et intrasaisonnière, et les interactions entre ces pas de temps. **Leur nature (thermique et / ou dynamique), leur durée de vie, leur propagation, de même que la distinction des échelles spatio-temporelles en jeu (échelle large à locale) sur leurs mises en place sont autant de caractéristiques fondamentales pour la compréhension de la variabilité pluviométrique en Afrique australe.**

Or ces éléments ne sont pas documentés dans la littérature. La résolution de 35km de WRF est suffisante pour étudier les possibles dépressions thermiques sur la région semi-désertique du Kalahari, et particulièrement bien adaptée pour documenter l'Angola Low qui, comme le suggère certains résultats de ce travail, semble intervenir sur le bilan atmosphérique de l'eau de l'Afrique du Sud. A court terme, les perspectives majeures de le vérifier à partir

des réanalyses et des protocoles expérimentaux de ce travail appliqués à différents jeux de forçage, pour notamment :

- quantifier l'effet de l'Angola Low sur la pluviométrie de l'Afrique australe, et les éventuels pas de temps impliqués (synoptique ou interannuel) ;
- déterminer si l'Angola Low peut être une clé de lecture pertinente pour expliquer la non-linéarité de l'impact de l'ENSO sur la région (par exemple : 1982-1983 vs. 1997-1998) montrée dans Usman et Reason, (2004) et Crétat *et al.* (2011a : Fig. 1a), ou pour expliquer une part complémentaire de la variabilité interannuelle des précipitations d'Afrique du Sud.

Bibliographie

- Alexandru A., de Elia R., Laprise R. (2007): Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Monthly Weather Review* **135**: 3221-3238.
- Alexandru A., de Elia R., Laprise R., Separovic L., Biner S. (2009): Sensitivity study of regional climate model simulations to large-scale nudging parameters. *Monthly Weather Review* **137**: 1666-1686.
- Anderson J.R., Hardy E.E., Roach J.T., Witmer R.E. (1976): A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. *USGS Professional Paper* **964**: 28 p.
- Andersson J.C.M., Zehnder A.J.B., Jewitt G.P.W., Yang H. (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**: 2329-2347.
- Antic S., Laprise R., Denis B., de Elia R. (2006): Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Climate Dynamics* **26**: 305-325.
- Anyah R.O., Semazzi F.H.M. (2004): Simulation of the sensitivity of Lake Victoria basin climate to lake surface temperatures. *Theoretical and Applied Climatology* **79**: 55-69.
- Arakawa A., Schubert W. (1974): Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. *Journal of the Atmospheric Sciences* **31**: 674-701.
- Arakawa A. (2004): The cumulus parameterization problem: past, present, and future. *Journal of Climate* **17**: 2493-2525.
- Bartholomé E., Belward A.S., Achard F., Bartalev S., Carmona-Moreno C., Eva H., Fritz S., Grégoire J.-M., Mayaux P., Stibig H.J. (2002): GLC 2000: Global Land Cover mapping for the year 2000. EUR 20524 EN, European Commission, Luxembourg.
- Bartman A., Landman W., Rautenbach C. (2003): Recalibration of general circulation model output to austral summer rainfall over Southern Africa. *International Journal of Climatology* **23**: 1407-1419.
- Bénard P. (2000): Le non-hydrostatisme pour les débutants. Note interne destinée au personnel technique de Météo-France. <http://www.cnrm.meteo.fr/gmapdoc/IMG/ps/nhd.ps>.
- Bengtsson L., Hodges K.I., Hagemann S. (2004): Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system: determination of the global atmospheric circulation from reduced observations. *Tellus* **56A**: 456-471.
- Betts A.K. (1986): A new convective adjustment scheme. Part I: observational and theoretical basis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **112**: 677-691.
- Betts A.K., Miller M.J. (1986): A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **112**: 693-709.
- Blamey R.C., Reason C.J.C. (2009): Numerical simulation of a mesoscale convective system over the east coast of South Africa. *Tellus* **61A**: 17-34.
- Boulard D., Pohl B., Crédat J., Vigaud N. (2011): Downscaling large-scale climate variability using a regional climate model: the case of ENSO in Southern Africa, in preparation.

- Brankovic T., Gregory D. (2001): Impact of horizontal resolution on seasonal integrations. *Climate Dynamics* **18**: 123-143.
- Bright D., Mullen S. (2002): The sensitivity of the numerical simulation of the southwest monsoon boundary layer to the choice of PBL turbulence parameterization in MM5. *Weather Forecast* **17**: 99-114.
- Camberlin P., Janicot S., Pocard I. (2001): Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical Sea-Surface Temperature: Atlantic VS ENSO. *International Journal of Climatology* **21**: 973-1005.
- Castro C.L., Pielke R.A. Sr, Leoncini G. (2005): Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research* **110**, doi:10.1029/2004JD004721.
- Challa V., Indracanti J., Rabarison M., Patrick C., Baham J., Young J., Hughes R., Hardy M., Swanier S., Yerramilli A. (2009): A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast. *Atmospheric Research* **91**: 9-25.
- Chen F., Mitchell K., Schaake J., Xue Y., Pan H.L., Koren V., Duan Q.Y., Ek M., Betts A. (1996): Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research* **101**: 7251-7268.
- Chen F., Dudhia J. (2001): Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Monthly Weather Review* **129**: 569-585.
- Chikoore H., Jury M.R. (2010): Intra-seasonal variability of satellite derived rainfall and vegetation over southern Africa. *Earth Interactions* **14**: 1-26.
- Cook K.H. (2000): The South Indian Convergence Zone and interannual rainfall variability over Southern Africa. *Journal of Climate* **13**: 3789-3804.
- Coppola E., Giorgi F. (2005): Climate change in tropical regions from high-resolution time-slice AGCM experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**: 3123-3145.
- Crétat J., Richard Y., Pohl B., Rouault M., Reason C.J.C., Fauchereau N. (2010): Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.2266.
- Crétat J., Pohl B., Richard Y., Drobinski P. (2011a): Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-011-1055-8.
- Crétat J., Macron C. Pohl B., Richard Y. (2011b): Quantifying internal variability in a regional climate model: a case study for Southern Africa. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-011-1021-5.
- Crétat J., Pohl B. (2011): How physical parameterizations can modulate internal variability in a regional climate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, doi:10.1175/JAS-D-11-0109.1.
- Dai A. (2006): Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate* **19**: 4605-4630.
- Davies H.C. (1976): A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **102**: 405-418.
- De Elia R., Laprise R., Denis B. (2002): Forecasting skill limits of nested limited-area models: a perfect-model approach. *Monthly Weather Review* **130**: 2006-2023.
- Denis B., Côté J., Laprise R. (2002a): Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using discrete cosine transform (DCT). *Monthly Weather Review* **130**: 1812-1829.
- Denis B., Laprise R., Caya D., Côté J. (2002b): Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. *Climate Dynamics* **18**: 627-646.

- Denis B., Laprise R., Caya D. (2003): Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics* **20**: 107-126.
- Déqué M., Piedelievre J.P. (1995): High-resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics* **11**: 321-339.
- De Ruijter W.P.M., Ridderinkhof H., Lutjeharms J.R.E., Schouten M.W., Veth C. (2002): Observations of the flow in the Mozambique Channel. *Geophysical Research Letter* **29**: 1401-1403.
- Dickinson R.E., Errico R.M., Giorgi F., Bates G.T. (1989): A regional climate model for the western United States. *Climatic Change* **15**: 383-422.
- Dimitrijevic M., Laprise R. (2005): Validation of the nesting technique in a regional climate model and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Climate Dynamics* **25**: 555-580.
- Douville H. (2004): Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: is it an initial value problem? *Climate Dynamics* **22**: 429-446.
- Dudhia J. (1989): Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences* **46**: 3077-3107.
- Duffy P.B., Govindasamy B., Iorio J.P., Milovich J., Sperber K.R., Taylor K.E., Wehner M.F., Thompson S.L. (2003): High-resolution simulations of global climate. Part 1: Present climate. *Climate Dynamics* **21**: 371-390.
- Dyer T.G.J. (1976): Meridional interactions between rainfall and surface pressure. *Nature* **264**: 48-49.
- Dyer T.G.J. (1977): The assignment of rainfall stations into homogeneous groups. An application of principal component analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **103**: 1005-1013.
- Ek M.B., Mitchell K.E., Lin Y., Rogers E., Grunmann P., Koren V., Gayno G., Tarpley J.D. (2003): Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research* **108**, doi:10.1029/2002JD003296.
- Engelbrecht F.A., Rautenbach C.J. De W., McGregor J.L., Katzfey J.J. (2002): January and July climate simulations over the SADC region using the limited-area model DARLAM. *Water SA* **4**: 361-374.
- Fairall C.W., Bradley E.F., Rogers D., Edson J.B., Young G. (1996): The TOGA COARE bulk flux algorithm. *Journal of Geophysical Research* **101**: 3747-3764.
- Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B. (2003): Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate* **16**: 571-591.
- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. (2007): The Shuttle Radar Topography Mission, *Reviews of Geophysics* **45**, doi:10.1029/2005RG000183.
- 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, Département de Géographie, Université de Bourgogne, 199 p.
- Fauchereau N., Pohl B., Reason C.J.C., Rouault M. Richard Y. (2009): Recurrent daily OLR patterns in the Southern Africa/Southwest Indian Ocean Region, implications for South African rainfall and teleconnections. *Climate Dynamics* **32**: 575-591.
- Flaounas E., Bastin S., Janicot S. (2010): Regional climate modeling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-010-0785-3.

- Fox-Rabinovitz M.S., Cote J., Dugas B., Déqué M., McGregor J.L. (2006): Variable resolution general circulation models: Stretched-grid model intercomparison project (SGMIP). *Journal of Geophysical Research* **111**: D16104, doi:10.1029=2005JD006520.
- Fox-Rabinovitz M.S., Cote J., Dugas B., Déqué M., McGregor J.L., Belochitski A. (2008): Stretched-grid Model Intercomparison Project: decadal regional climate simulations with enhanced variable and uniform-resolution GCMs. *Meteorology and Atmospheric Physics* **100**: 159-177.
- Friedl M.A., McIver D.K., Hodges J.C.F., Zhang X.Y., Muchoney D., Strahler A.H., Woodcock C.E., Gopal S., Schneider A., Cooper A., Baccini A., Gao F., Schaaf C. (2002): Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. *Remote Sensing Environment* **83**: 287-302.
- Gallus W.A. Jr (1999): Eta simulations of three extreme precipitation events: sensitivity to resolution and convective parameterization. *Weather Forecast* **14**: 405-426.
- Gibelin A.L., Déqué M. (2003): Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics* **20**: 327-339.
- Giorgi F., Bates G.T. (1989): The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review* **117**: 2325-2347.
- Giorgi F., Mearns L.O. (1991): Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics* **29**: 191-216.
- Giorgi F., Marinucci M.R., Bates G.T. (1993a): Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review* **121**: 2794-2813.
- Giorgi F., Marinucci M.R., Bates G.T. (1993b): Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review* **121**: 2814-2832.
- Giorgi F. (1995): Perspectives for regional earth system modeling. *Global and Planetary Change* **10**: 23-42.
- Giorgi F., Mearns L.O. (1999): Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research* **104**: 6335-6352.
- Giorgi F., Bi X. (2000): A study of internal variability of a regional climate model. *Journal of Geophysical Research* **105**: 29,503-29,521.
- Giorgi F., Hewitson B.C., Christensen J., Hulme M., Von Storch H., Whetton P., Jones R., Mearns L., Fu C. (2001): Regional climate information - evaluation and projections. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., Van Der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY. <http://www.ipcc.ch> (Chapter 10 of the IPCC WG1 Assessment).
- Giorgi F. (2006): Regional climate modeling: Status and perspectives. *Journal de Physique* **139**: 101-118.
- Gochis D., Shuttleworth W., Yang Z. (2002): Sensitivity of the modeled North American monsoon regional climate to convective parameterization. *Monthly Weather Review* **130**: 1282-1298.
- Goddard L., Graham N. (1999): Importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa. *Journal of Geophysical Research* **104(D16)**: 19009-19116.
- Grell G.A. (1993): Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review* **121**: 764-787.

- Grell G.A., Dévényi D. (2002): A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letter*, doi:10.1029/2002GL015311.
- Haensler A., Hagemann S., Jacob D. (2010): Dynamical downscaling of ERA40 reanalysis data over southern Africa: added value in the simulation of the seasonal rainfall characteristics. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.2242.
- Hanna S., Reen B., Hendrick E., Santos L., Stauffer D., Deng A., McQueen J., Tsidulko M., Jenjic Z., Jovic D., Sykes R. (2010): Comparison of observed, MM5 and WRF-NMM model-simulated, and HPAC-assumed boundary-layer meteorological variables for 3 days during the IHOP field experiment. *Boundary Layer Meteorology* **134**: 285-306.
- Harrison M.S.J. (1984): A generalized classification of South African rain-bearing synoptic systems. *Journal of Climatology* **4**: 547-560.
- Harrison M.S.J. (1986): *A synoptic climatology of South African rainfall variations*. PhD Thesis, Department of Geography, University of Witwatersrand, 341 p.
- Hart N.C.G., Reason C.J.C., Fauchereau N. (2010): Tropical-extratropical interactions over Southern Africa: three cases of heavy summer season rainfall. *Monthly Weather Review* **138**: 2608-2623.
- Hewitson B.C., Crane R.G. (1996): Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research* **7**: 85-95.
- Hewitson B.C., Reason C.J.C., Tennant W., Tadross M., Jack C., MacKellar N., Lennard C., Hansingo K., Walawege R., Mdoka M. (2004): Dynamical modelling of present and future climate systems. *WRC Research Report N°1154* ISBN N°1-77005-280-1, 101 p.
- Hoffman M.T., Carrick P.J., Gillson L., West A.G. (2009): Drought, climate change and vegetation response in the succulent karoo, South Africa. *South African Journal of Science* **105**: 54-60.
- Hong S.Y., Lim J.O.J. (2006): The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society* **42**: 129-151.
- Hong S.Y., Noh Y., Dudhia J. (2006): A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review* **134**: 2318-2341.
- Hudson D.A., Jones R.G. (2002): Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa. *Hadley Centre Technical Note* N°39, 42 p.
- Hulme M., Barrow E.M., Arnell N.W., Harrison P.A., Johns T.C., Downing T.E. (1999): Relative impacts of human-induced climate change and natural climate variability. *Nature* **397**: 688-691.
- Huth R. (1999): Statistical downscaling in central Europe: evaluation of methods and potential predictors. *Climate Research* **13**: 91-101.
- Im E., Ahn J., Remedio A., Kwon W. (2008): Sensitivity of the regional climate of East/Southeast Asia to convective parameterizations in the RegCM3 modeling system. Part 1: focus on the Korean peninsula. *International Journal of Climatology* **28**: 1861-1877.
- Janjic Z.I. (1994): The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review* **122**: 927-945.
- Janjic Z.I. (2002): Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso model. *NCEP Office Note* N°437, 61 p.
- Jankov I., Gallus W.A. Jr (2004): Some contrasts between good and bad forecasts of warm season MCS rainfall. *Journal of Hydrology* **288**: 122-152.
- Jankov I., Gallus W.A. Jr, Segal M., Shaw B., Koch S. (2005): The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Weather Forecast* **20**: 1048-1060.

- Jones R.G., Murphy J.M., Noguer M. (1995): Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Part I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *International Journal of Climatology* **121**:1413-1449.
- Jones R.G., (2002): Atmospheric regional climate model (RCMs): A multiple purpose tool? *Report of the Joint WGNE/WGCM ad hoc Panel on Regional Climate Modelling*, 19 p.
- Joubert A.M., Katzfey J.J., McGregor J.L., Nguyen K.C. (1999): Simulating midsummer climate over southern Africa using a nested regional climate model. *Journal of Geophysical Research* **104(D16)**: 19, 015-19, 025.
- Jury M.R., Pathack B., Legler D.M. (1991): Structure and variability of surface circulation anomalies over the tropical south-west Indian Ocean in the austral summer. *South African Journal of Marine Science* **11**: 1-14.
- Jury M.R., Mc Queen C., Levey K. (1994): SOI and QBO signals in the African Region. *Theoretical and Applied Climatology* **50**: 103-115.
- Jury M.R., Pathack B., Rautenbach C.J.D.W., Vanheerden J. (1996): Drought over South Africa and Indian Ocean SST: statistical and GCM results. *The Global Atmosphere and Ocean System* **4**: 47-63.
- Jury M.R., Nkosi S.E. (2000): Easterly flow in the tropical Indian Ocean and climate variability over south-east Africa. *Water SA* **26(2)**: 147-152.
- Jury M.R. (2002): Economic impacts of climate variability in South Africa and development of resource prediction models. *Journal of Applied Meteorology* **41**: 46-55.
- Kain J.S. (2004): The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology* **43**: 170-181.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**: 437-471.
- Kattenberg A., Giorgi F., Grassl H., Meehl G.A., Mitchell J.F.B., Stouffer R.J., Tokioka T., Weaver A.J., Wigley T.M.L. (1996): Climate models-projections of future climate, *The Science of Climate Change*, Cambridge University Press, 285-357.
- Kgatuke M.M., Landman W.A., Beraki A., Mbedzi M.P. (2008): The internal variability of the RegCM3 over South Africa. *International Journal of Climatology* **28**: 505-520.
- Knippertz P. (2007): Tropical-extratropical interactions related to upper-level troughs at low latitudes. *Dynamics of Atmosphere and Oceans* **43**: 36-62.
- Koster R. and the GLACE team (2004): Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* **305**:1138-1140.
- Krichak S., Alpert P., Kunin P. (2010): Numerical simulation of seasonal distribution of precipitation over the Eastern Mediterranean with a RCM. *Climate Dynamics* **34**: 47-59.
- Kumar O., Rao S., Krishna K. (2009): Role of cumulus parameterization schemes in simulating heavy rainfall episodes off the coast of Maharashtra state during 28 June-4 July 2007. *Meteorology and Atmospheric Physics* **105**: 167-179.
- Laing A.G., Fritsch J.M. (1997): The global population of mesoscale convective complexes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **123**: 389-405.
- Landman W., Mason S., Tyson P., Tennant W. (2001): Retro-active skill of multi-tiered forecasts of summer rainfall over southern Africa. *International Journal of Climatology* **21**: 1-19.
- Laprise R. (2008): Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics* **227**: 3641-3666.

- Laprise R., De Elia R., Caya D., Biner S., Lucas-Picher P., Diaconescu E., Leduc M., Alexandru A., Separovic L. (2008): Challenging some tenets of regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics* **100**: 3-22.
- Layberry R., Kniveton D., Todd M., Kidd C., Bellerby T. (2006): Daily precipitation over southern Africa: a new resource for climate studies. *Journal of Hydrometeorology* **7(1)**: 149-159.
- Leduc M., Laprise R. (2009): Regional climate model sensibility to domain size. *Climate Dynamics* **32**: 833-854.
- Leung L., Qian Y., Bian X., Washington W., Han J., Roads J. (2004): Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the Western United States. *Climatic Change* **62**: 75-113.
- Levey K.M. et Jury M.R. (1996): Composite intraseasonal oscillations of convection over Southern Africa. *Journal of Climate* **9**: 1910-1920.
- Liang X.Z., Kunkel K.E., Samel A.N. (2001): Development of a regional climate model for U.S. midwest applications. Part 1: Sensitivity to buffer zone treatment. *Journal of Climate* **14**: 4363-4378.
- Liang X.Z., Xu M., Kunkel K.E., Grell G.A., Kain J.S. (2007): Regional climate model simulation of U.S.-Mexico summer precipitation using the optimal ensemble of two cumulus parameterizations. *Journal of Climate* **20**: 5201-5207.
- Lim J., Hong S. (2005): Effects of bulk ice microphysics on the simulated monsoonal precipitation over East Asia. *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2005JD006166.
- Lindesay J.A. (1988): South African rainfall, the Southern Oscillation and a southern hemisphere semi-annual cycle. *International Journal of Climatology* **8**: 17-30.
- Liu Y., Guo L., Wu G., Wang Z. (2010): Sensitivity of ITCZ configuration to cumulus convective parameterizations on an aqua planet. *Climate Dynamics* **34**: 223-240.
- Lo J.C.F., Yang Z.L., Pielke R.A. Sr (2008): Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *Journal of Geophysical Research* **113**, doi:10.1029/2007JD009216.
- Lorant V., Royer J.F. (2001) Sensitivity of equatorial convection to horizontal resolution in aquaplanet simulations with variable resolution GCM. *Monthly Weather Review* **129**: 2730-2745.
- Lorenz E.N. (1963): Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences* **20**: 130-141.
- Lorenz P., Jacob D. (2005): Influence of regional scale information on the global circulation: A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research Letter* **32**, doi:10.1029/2005GL023351
- Lucas-Picher P., Caya D., De Elia R., Laprise R. (2008a): Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Climate Dynamics* **31**: 927-940.
- Lucas-Picher P., Caya D., Biner S., Laprise R. (2008b): Quantification of the lateral boundary forcing of a regional climate model using an aging tracer. *Monthly Weather Review* **136**: 4980-4996.
- Lutjeharms J.R.E., Wedepohl P.M., Meeuwis J.M. (2000): On the surface drift of the East Madagascar and the Mozambique Currents. *South African Journal of Science* **96**: 141-147.
- Lynch S.D. (2003): Development of a raster database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa. *WRC Report N°1156/1/03*, 78 p.
- Madden R.A., Julian P.R. (1971): Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences* **28**: 702-708.

- Madden R.A., Julian P.R. (1972): Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences* **29**: 1109-1123.
- Mason S.J. (1995): Sea-Surface Temperature – South African rainfall associations, 1910-1989. *International Journal of Climatology* **15**: 119-135.
- Mason S.J., Jury M.R. (1997): Climatic variability and change over Southern Africa: a reflection on underlying processes. *Progress in Physical Geography* **21**: 23-50.
- Makarau A., Jury M.R. (1997): Seasonal cycle of convective spells over Southern Africa during austral summer. *International Journal of Climatology* **17**: 1317-1332.
- May W., Roeckner E. (2001): A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: The impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Climate Dynamics* **17**: 407-420.
- Mayaux P., Bartholomé E., Cabral A., Cherlet M., Defourny P., Di Gregorio A., Diallo O., Massart M., Nonguirma A., Pekel J.F., Pretorius C., Vancutsem C., Vasconcelos M. (2003): The land cover map for Africa in the year 2000, GLC2000 database. *European Commission Joint Research*, <http://www-gem.jrc.it/glc2000>.
- Mazarakis N., Kotroni V., Lagouvardos K., Argiriou A.A. (2009): The sensitivity of numerical forecasts to convective parameterization during the warm period and the use of lightning data as an indicator for convective occurrence. *Atmospheric Research* **94**: 704-714.
- McGregor J. L. (1997): Regional climate modeling. *Meteorology and Atmospheric Physics* **63**: 105-117.
- McGregor J.L., Nguyen K.C., Katzfey J.J. (2002): Regional climate simulations using a stretched-grid global model. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling Report No. 32*, WMO/TD-No. 1105: 3.15-3.16.
- Mellor G.L., Yamada T. (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics* **20**: 851-875.
- Meynadier R., Bock O., Guichard F., Boone A., Roucou P., Redelsperger J.L. (2010): The West African monsoon water cycle. Part I: a hybrid water budget dataset. *Journal of Geophysical Research* **115**, doi:10.1029/2010JD013917.
- Miao J.F., Chen D., Wyser K., Borne K., Lindgren J., Strandvall M.K.S., Thorsson S., Achberger C., Almkvist E. (2008): Evaluation of MM5 mesoscale model at local scale for air quality applications over the Swedish west coast: Influence of PBL and LSM parameterizations. *Meteorology and Atmospheric Physics* **99**: 77-103.
- Misra V. (2002) The influence of Pacific SST variability on the precipitation over Southern Africa. *Journal of Climate* **16**: 2408-2418.
- Mitchell T.D., Carter T.R., Jones P.D., Hulme M., New M. (2004): A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). *Tyndall Centre Working Paper N°55*, 30 p.
- Mitchell T.D., Jones P.D. (2005): An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology* **25**: 693-712.
- Mlawer E., Taubman S., Brown P., Iacono M., Clough S. (1997): Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *Journal of Geophysical Research* **102**: 16663-16682.
- Morrison H., Thompson G., Tatarskii V. (2009): Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line : comparison of one-and two-moment schemes. *Monthly Weather Review* **137**: 991-1007.
- Mulenga H. (1998): *Southern African Climatic Anomalies, Summer Rainfall and the Angola Low*. PhD Thesis, University of Cape Town, South Africa, 261 p.

- New M., Hulme M., Jones P. (2000): Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate* **13**: 2217-2238.
- New M., Washington R., Jack C., Hewitson B. (2003): Sensitivity of southern African climate to soil-moisture. *CLIVAR Exchanges* **8**: 45-47.
- Nicholson S.E. (1986a): The spatial coherence of African rainfall anomalies: inter-hemispheric teleconnections. *Journal of Climate and Applied Climatology*. **25**: 1365-1381.
- Nicholson S.E. (1986b): The Nature of rainfall variability in Africa south of the equator. *Journal of Climatology* **6**: 515-530.
- Nicholson S.E. (1989): Long-term changes in African rainfall. *Weather* **44**: 47-56.
- Nicholson S.E., Selato J.C. (2000): The influence of La Niña on African rainfall. *International Journal of Climatology* **20**: 1761-1776.
- Nicholson S.E. (2003): Comments on "The South Indian Convergence Zone and interannual rainfall variability over Southern Africa" and the question on ENSO's influence on Southern Africa. *Journal of Climate* **16**: 555-562.
- Nikiema O., Laprise R. (2010): Diagnostic budget study of the internal variability in ensemble simulations of the Canadian RCM. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-010-0834-y.
- Noh Y., Cheon W.G., Hong S.Y. (2003): Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorology* **107**: 401-427.
- Onogi K. (2000): The long-term performance of the radiosonde observing system to be used in ERA-40. *ERA-40 Project Report Series N°2*, 77 p.
- Pal J.S., Giorgi F., Bi X.Q., Elguindi N., Solmon F., Gao X.J., Ashfaq M., Francisco R., Bell J., Diffenbaugh N., Sloan L., Steiner A., Winter J., Zakey A. (2007): The ICTP RegCM3 and RegCNET: regional climate modeling for the developing world. *Bulletin of the American Meteorological Society* **88**: 1395-1409.
- Pleim J.E. (2007a): A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: model description and testing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **46**: 1383-1395.
- Pleim J.E. (2007b): A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: application and evaluation in a mesoscale meteorological model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **46**: 1396-1409.
- Poccard I., Janicot S., Camberlin P. (2000): Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over Tropical Africa. *Climate Dynamics* **16**: 897-915.
- Poccard I. (2000) : *Étude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale*. Thèse de Doctorat, Département de Géographie, Université de Bourgogne, 244 p.
- Pohl B., Richard Y., Fauchereau N. (2007): Influence of the Madden-Julian Oscillation on southern African summer rainfall. *Journal of Climate* **20**: 4227-4242.
- Pohl B. (2007) : *L'Oscillation de Madden-Julian et la variabilité pluviométrique régionale en Afrique Subsaharienne*. Thèse de Doctorat, Département de Géographie, Université de Bourgogne, 282 p.
- Pohl B., Fauchereau N., Richard Y., Rouault M., Reason C.J.C. (2009): Interactions between synoptic, intraseasonal and interannual convective variability over Southern Africa. *Climate Dynamics* **33**: 1033-1050.
- Pohl B., Crétat J., Camberlin P. (2011): Testing WRF capability in simulating the atmospheric water cycle over Equatorial East Africa. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-011-1024-2.

- Preston-Whyte R., Tyson P. (1988): *The atmosphere and weather of Southern Africa*. Oxford Univ. Press, Cape Town, 334 p.
- Qian J.H., Seth A., Zebiak S. (2003): Reinitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling. *Monthly Weather Review* **131**: 2857-2874.
- Rao Y., Hatwar H., Salah A., Sudhakar Y. (2007): An experiment using the high resolution Eta and WRF models to forecast heavy precipitation over India. *Pure and Applied Geophysics* **164**: 1593-1615.
- Rapaic M., Leduc M., Laprise R. (2010): Evaluation of the internal variability and estimation of the downscaling ability of the Canadian Regional Climate Model for different domain sizes over the north Atlantic region using the Big-Brother experimental approach. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-010-0845-8.
- Ratnam J.V., Giorgi F., Kaginalkar A., Cozzini S. (2009): Simulation of the Indian monsoon using the RegCM3–ROMS regional coupled model. *Climate Dynamics* **33**: 119-139.
- Ratnam J.V., Behera S., Masumoto Y., Takahashi K., Yamagata T. (2011): A simple regional coupled model experiment for summer-time climate simulation over southern Africa. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-011-1190-2.
- Rauscher S.A., Seth A., Qian J.H., Camargo S.J. (2006): Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America. *Theoretical and Applied Climatology* **86**: 229-246.
- Rautenbach C., Smith I. (2001): Teleconnections between global sea surface temperatures and the interannual variability of observed and model simulated rainfall over southern Africa. *Journal of Hydrology* **254**: 1-15.
- Rayner N.A., Horton E.B., Parker D.E., Folland C.K., Hackett R.B. (1996): Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903-1994. *Hadley Centre Technical Note* **Vol. 74**, 21 p.
- Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A. (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research* **108**, doi:10.1029/2002DJ002670.
- Reason C.J.C., Mulenga H. (1999): Relationships between African rainfall and SST anomalies in the Southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **19**: 1651-1673.
- 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**: 49-65.
- Reason C.J.C., Allan R.J., Lindesay J.A., Ansell T.J. (2000): ENSO and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context. Part I: Interannual composite patterns. *International Journal of Climatology* **20**: 1285-1327.
- Reason C.J.C. (2001): Subtropical Indian Ocean SST dipole events and Southern African rainfall. *Geophysical Research Letter* **28**: 2225-2227.
- Reason C.J.C. (2002): Sensitivity of the Southern African circulation to dipole Sea-Surface Temperature patterns in the South Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **22**: 377-393.
- Reason C.J.C., Rouault M. (2002): ENSO-like decadal variability and South African rainfall. *Geophysical Research Letter* **29**: 16.1-16.4.
- Reason C.J.C., Jagadheesha D. (2005a): A model investigation of recent ENSO impacts over Southern Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics* **89**: 181-205.
- Reason C.J.C., Jagadheesha D. (2005b): Relationships between South Atlantic SST variability and atmospheric circulation over the South African region during austral winter. *Journal of Climate* **18**: 3059-3075.

- Reason C.J.C., Landman W., Tennant W. (2006): Seasonal to Decadal Prediction of Southern African Climate and Its Links with Variability of the Atlantic Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi:10.1175/BAMS-87-7-941.
- Richard Y., Pocard I. (1998): A statistical study of NDVI sensitivity to seasonal and interannual rainfall variations in Southern Africa. *International Journal of Climatology* **19**: 2907-2920.
- Richard Y., Trzaska S., Roucou P., Rouault M. (2000): Modification of the Southern African rainfall variability/ENSO relationship since the late 1960s. *Climate Dynamics* **16**: 883-895.
- Richard Y., Fauchereau N., Pocard I., Rouault M., Trzaska S. (2001): 20th century droughts in Southern Africa: spatial and temporal variability, teleconnections with oceanic and atmospheric conditions. *International Journal of Climatology* **21**: 873-885.
- Richard Y., Camberlin P., Fauchereau N., Mulenga H. (2002): Cohérence intrasaisonnière de la variabilité pluviométrique interannuelle en Afrique du Sud. *L'Espace Géographique* **31**: 63-72.
- Rinke A., Marbaix P., Dethloff K. (2004): Internal variability in Arctic regional climate simulations: case study for the SHEBA year. *Climate Research* **27**: 197-209.
- Rouault M., Reason C.J.C., Lutjeharms J.R.E., Beljaars A.C.M. (2003a): NCEP Reanalysis and ECMWF operational model underestimation of latent and sensible heat fluxes above the Agulhas Current. *Journal of Climate* **16**: 776-782.
- Rouault M., Florenchie P., Fauchereau N., Reason C.J.C. (2003b): South East Tropical Atlantic warm events and Southern African rainfall. *Geophysical Research Letter* **30**, doi:10.1029/2002GL014840.
- Rouault M., Richard Y. (2003): Intensity and spatial extension of drought in South Africa at different time scales. *Water SA* **29**: 489-500.
- Rouault M., Richard Y. (2005): Spatial extent and intensity of droughts in Southern Africa. *Geophysical Research Letter* **32**, doi:10.1029/2005GL022436.
- Salameh T., Drobinski P., Dubos T. (2010): The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modeling: Application to the Mediterranean basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **136**: 170-182.
- Sanchez-Gomez E., Somot S., Déqué M. (2009): Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961-2000. *Climate Dynamics* **33**: 723-736.
- Schulze R.E., Maharaj M. (2004): Development of a database of gridded daily temperatures for Southern Africa. *WRC Report N°1156/2/04*, 82 p.
- Seo H., Xie S.P., Murtugudde R., Miller A.J. (2009): Seasonal effects of Indian Ocean freshwater forcing in a regional coupled model. *Journal of Climate* **22**: 6577-6596.
- Separovic L., de Elia R., Laprise R. (2008): Reproducible and irreproducible components in ensemble simulations with a regional climate model. *Monthly Weather Review* **136**: 4942-4961.
- Seth A., Giorgi F. (1998): The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *Journal of Climate* **11**: 2698-2712.
- Shchepetkin A.F., McWilliams J.C. (2005): Regional Ocean Model System: a split-explicit ocean model with a freesurface and topography-following vertical coordinate. *Ocean Modelling* **9**: 347-404.
- Shongwe M.E., Landman W.A., Mason S.J. (2006): Performance of recalibration systems for GCM forecasts for Southern Africa. *International Journal of Climatology* **26**: 1567-1585.
- Simmons A.J., Gibson J.K. (2000): The ERA-40 project plan. *ERA-40 Project Report Series N°1*, 63 p.

- Skamarock W., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D., Barker D., Duda M., Huang X., Wang W., Powers J. (2008): A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR Technical Note*, NCAR/TN\2013475 + STR, 123 p.
- Small R.J., Xie S.P., Maloney E.D., de Szoeko S.P., Miyama T. (2010): Intraseasonal variability in the far-east pacific: investigation of the role of air-sea coupling in a regional coupled model. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-010-0786-2.
- Stensrud D.J. (2007): *Parameterization schemes. Keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press, Cambridge. ISBN: 9780521865401, 478 p.
- Streten N.A. (1973): Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review* **101**: 486-495.
- Tadross M.A., Hewitson B.C., Usman M.T. (2005): The interannual variability of the onset of the maize growing season over South Africa and Zimbabwe. *Journal of Climate* **18**: 3356-3372.
- Tadross M.A., Gutowski W. Jr, Hewitson B., Jack C., New M. (2006): MM5 simulations of interannual change and the diurnal cycle of Southern African regional climate. *Theoretical and Applied Climatology* **86**: 63-80.
- Tapiador F.J. (2010): A joint estimate of the precipitation climate signal in Europe using eight regional models and five observational datasets. *Journal of Climate* **23**: 1719-1738.
- Taylor K.E. (2001): Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research* **106**: 7183-7192.
- Tchotchou L., Kamga M. (2010): Sensitivity of the simulated African monsoon of summers 1993 and 1999 to convective parameterization schemes in RegCM3. *Theoretical and Applied Climatology* **100**: 207-220.
- Tennant W.J., Hewitson B.C. (2002): Intra-seasonal rainfall characteristics and their importance to the seasonal prediction problem. *International Journal of Climatology* **22**: 1033-1048.
- Todd M.C, Washington R. (1999): Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in southern Africa and the south west Indian Ocean. *Climate Dynamics* **15**: 937-951.
- Todd M.C., Washington R., Palmer P.I. (2004): Water vapor transport associated with tropical-temperate trough systems over Southern Africa and the southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **24**: 555-568.
- Trenberth K.E. (1991): Climate diagnostics from global analyses: conservation of mass in ECMWF analyses. *Journal of Climate* **4**: 707-722.
- Trenberth K.E., Stepaniak P., Hurrell J.W., Fiorino M. (2001): Quality of reanalyses in the Tropics. *Journal of Climate* **14**: 1499-1510.
- Tyson P.D. (1971): Spatial variation of rainfall spectra in South Africa. *Annals of the Association of American Geographers* **61**: 711-720.
- Tyson P.D. (1986): *Climatic change and variability in Southern Africa*. Cape Town, Oxford University Press, 220 p.
- Tyson P.D., Preston-Whyte R.A. (2000): *The weather and climate of Southern Africa*. (2nd edition), Oxford University Press, Cap Town, South Africa, 396 p.
- Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Bechtold V.D.C., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., Van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Holm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A.,

- Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Laine J. (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**: 2961-3012.
- USGS (1996): GTOPO30. U.S. Geological Survey, Earth Resources Observation System Data Center (EROS Data Center). <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30.html>.
- Usman M.T., Reason C.J.C. (2004): Dry spell frequencies and their variability over Southern Africa. *Climate Research* **26**: 199-211.
- Van Heerden J., Taljaard J.J. (1998): *Meteorology of the Southern Hemisphere*. American Meteorological Society Monograph, Karoly D.J., Vincent D.G. (eds), Boston, Massachusetts, 307-336.
- Van Zyl J.J. (2001): The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronautica* **48**: 559-565.
- Vigaud N., Richard Y., Rouault M., Fauchereau N. (2007): Water vapor transport from the Tropical Atlantic and summer rainfall in Tropical Southern Africa. *Climate Dynamics* **28**: 113-123.
- Vigaud N., Richard Y., Rouault M., Fauchereau N. (2009): Moisture transport between the South Atlantic Ocean and Southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. *Climate Dynamics* **32**: 113-123.
- Vigaud N., Roucou P., Fontaine B., Sijikumar S., Tyteca S. (2010): WRF/ARPEGE-CLIMAT simulated climate trends over West Africa. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-009-0707-4.
- Vogel C. (2000): Climate and climatic change: causes and consequences. In R. Fox and K. Rowntree (eds), *The Geography of South Africa in a Changing World*. Oxford University Press, Cape Town, 509 p.
- Von Storch H. (1995): Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorological Zentrum für Naturwissenschaft und Friedensforschung* **4**: 72-82.
- Von Storch H., Langenberg H., Feser F. (2000): A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review* **128**: 3664-3673.
- Waliser D., Gautier C. (1993): A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate* **6**: 2162-2174.
- Walker N.D. (1990): Links between South African summer rainfall and temperature variability of the Agulhas and Benguela system. *Journal of Geophysical Research* **95**: 3297-3319.
- Wang W., Seaman N. (1997): A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Monthly Weather Review* **125**: 252-278.
- Wang W., Bruyère C., Duda M., Dudhia J., Gill D., Lin H.C., Michalakes J., Rizvi S., Zhang X. (2009): ARW Modeling System User's Guide version 3.1. *NCAR Technical Note*, Boulder - Colorado, USA, 362 p.
- Wang Y., Leung L.R., McGregor J.L., Lee D.K., Wang W., Ding Y., Kimura F. (2004): Regional climate modeling: Progress, challenges, and prospects. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**: 1599-1628.
- Washington R., Todd M. (1999): Tropical-temperate links in Southern African and southwest Indian Ocean satellite-derived daily rainfall. *International Journal of Climatology* **19**: 1601-1616.
- Washington R., Preston A. (2006): Extreme wet years over Southern Africa: role of Indian Ocean Sea Surface Temperatures. *Journal of Geophysical Research* **111**, doi:10.1029/2005JD00672415.
- Weare B.C., Nasstrom J.S. (1982): Example of extended empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review* **110**: 481-485.

- Wilby R.L., Wigley T.M.L. (1997): Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography* **21**: 530-548.
- Wilby R.L., Charles S.P., Zorita E., Timbal B., Whetton P., Mearns L.O. (2004): *Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods*. 27 pp. <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk>.
- Wilks D.S. (1995): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, ISBN-13 9780127519654, 467p.
- Williams C., Kniveton D., Layberry R. (2010): Assessment of a climate model to reproduce rainfall variability and extremes over Southern Africa. *Theoretical and Applied Climatology* **99**: 9-27.
- Wisse J., Vilà-Guerau de Arellano J. (2004): Analysis of the role of the planetary boundary layer schemes during a severe convective storm. *Annales Geophysicae* **22**: 1861-1874.
- Wolter K., Timlin M.S. (1993): Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *17th Climate Diagnostics Workshop Norman (OK)*: 52-57.
- Xie P., Janowiak J.E., Arkin P.A., Adler R., Gruber A., Ferraro R., Huffman G.J., Curtis S. (2003): GPCP pentad precipitation analyses: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate* **16**: 2197-2214.
- Yau M.K., Rogers R.R. (1989): *Short Course in Cloud Physics*. (3rd edition) Butterworth-Heinemann, ISBN 0750632151, 304 p.
- Yu L., Weller R.A. (2007): Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981-2005). *Bulletin of the American Meteorological Society* **88**: 527-539.
- Yu L., Jin X., Weller R.A. (2008): Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and Sensible Heat Fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables. *Technical Report OAFlux Project Technical Report (OA2008-01)*, Woods Hole Oceanographic Institution.
- Zanis P., Douvis C., Kapsomenakis I., Kioutsoukis I., Melas D., Pal J.S. (2009): A sensitivity study of the regional climate model (RegCM3) to the convective scheme with emphasis in Central Eastern and Southeastern Europe. *Theoretical and Applied Climatology* **97**: 327-337.
- Zhang N., Williams Q.L., Liu H. (2010): Effects of land-surface heterogeneity on numerical simulations of mesoscale atmospheric boundary layer processes. *Theoretical and Applied Climatology* **102**: 307-317.
- Zhong Z., Wang X., Lu W., Hu Y. (2010): Further study on the effect of buffer zone size on regional climate modeling. *Climate Dynamics* **35**: 1027-1038.

Listes des Figures et des Tables

Figures

- Figure 1.1 :** Topographie de l'Afrique australe selon trois résolutions horizontales. Résolution de (a) 30 secondes d'arc d'un MNT (SRTM V2), (b) grossière de 250 km typique des MCG, et (c) intermédiaire de 35km. Unité : mètres. 22
- Figure 1.2 :** Occupation du sol de l'Afrique australe en 2000 à 1 km x 1 km de résolution selon le *Global Land Cover*. 23
- Figure 1.3 :** Végétation dominante en Afrique australe à (a) 250 km et (b) 35 km de résolution horizontale. Données utilisées : USGS. 25
- Figure 1.4 :** (a) Cycle pluviométrique annuel moyen (1971-1999) en Afrique australe d'après le fichier CRU TS3.1 (fichier présenté en Section 1.2.1.1). La moyenne des points de grille continentaux montrés en (b) est considérée. (b) Déclinaison spatiale mois par mois du cycle annuel moyen. 28
- Figure 1.5 :** (a) Pluviométrie saisonnière moyenne de la partie continentale de l'Afrique australe sur la période DJF 1971-1999 selon les données CRU à 0.5° x 0.5° de résolution. (b) Idem pour les données GPCP renseignant également la pluviométrie sur les océans sur la période DJF 1980-1999 à 2.5° x 2.5° de résolution. Les fichiers sont présentés en Section 1.2.1.1. 29
- Figure 1.6 :** Flux saisonniers moyens (a) d'humidité et (b) de masse d'ERA40, intégrés entre la surface et 200 hPa (vecteurs), et convergence associée (aplats de couleurs), sur la période DJF 1971-1999. Les couleurs froides / chaudes indiquent la convergence / divergence des flux. 30
- Figure 1.7 :** Comme en Fig. 1.5a pour 5 352 pluviomètres (fichier présenté en Section 1.2.1.1) décrivant l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical. 31
- Figure 1.8 :** Transect latitudinal moyenné entre 16.5°E et 33°E des composantes zonale (aplats de couleurs, m.s⁻¹), méridienne et verticale (vecteurs, sans unité) des flux de masse, et de l'humidité de la masse d'air (traits bleus, g.kg⁻¹) au pas de temps saisonnier sur la période DJF 1971-1999. Les couleurs chaudes / froides indiquent des vents d'ouest / est. 32
- Figure 1.9 :** (a) Localisation des 5 352 stations sud-africaines (et avoisinantes) renseignant la pluviométrie quotidienne de l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical, de décembre à février sur la période 1971-1999. Les croix en gras localisent les cinq radiosondages disponibles sur le trimestre décembre-février 1993-1994. (b) Localisation des 851 stations sud-africaines renseignant les températures quotidiennes minimales et maximales sur la même période. 37
- Figure 1.10 :** Nombre de publications internationales comprenant les termes *regional climate model* recensées par an sur la période 1991-2010 dans la base de données de Web of Science (<http://apps.isiknowledge.com>). 43
- Figure 1.11 :** Interactions complexes entre les paramétrisations physiques des composantes atmosphériques et surfaciques du système climatique. Source : http://128.138.136.5/science/groups/pielke/classes/at7500/Bianco_PresentationWRF.pdf. 45

Figure 1.12 : (a) Illustration d'un domaine à aire géographique limitée dans un MCR (grille bleue) alimenté aux bornes latérales (flèches noires) par des données à plus faible résolution spatiale (grille rouge). (b) Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par une meilleure prise en compte des états de surface. Source : http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/modelcc/scalediag.jpg .	47
Figure 1.13 : Illustration des composantes du modèle de surface continentale NOAA. Traduit de http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm/mm5_1-500.gif .	50
Figure 1.14 : Représentation théorique d'un signal (a) reproductible et (b) non reproductible au cours du temps.	52
Figure 1.15 : Organigramme du cœur dynamique ARW de WRF. Source : Wang <i>et al.</i> (2009).	56
Figure 1.16 : Les trois étapes de la préparation des données. Source : Wang <i>et al.</i> (2009).	57
Figure 1.17 : Coordonnées verticales en niveaux σ pour lesquels les équations ARW sont résolues. Voir le texte pour les détails. Source : Skamarock <i>et al.</i> (2008).	58
Figure 1.18 : Grille Arakawa C sur laquelle sont résolues les équations du modèle. Chaque carré représente une maille horizontale du domaine. U et V représentent respectivement les composantes zonale et méridienne du vent. θ représente toutes les autres variables.	59
Figure 1.19 : Protocoles expérimentaux mis en place dans ce travail.	61
Figure 1.20 : Domaine de 132 x 156 points de grille (points de grille de relaxation inclus) sur lequel toutes les expériences numériques sont menées.	61
Figure 1.21 : Indice standardisé du MEI bimensuel moyenné de décembre-janvier à janvier-février pour la période 1971-1999, et indice pluviométrique saisonnier (décembre à février) des stations sud-africaines à régime pluvial tropical pour la même période.	63
Figure 2.1 : Diagramme thermodynamique sur lequel sont indiqués la température (T), la température du thermomètre mouillé (Tw) et le parcours d'une parcelle d'air en ascension. Les acronymes sont définis dans le texte. D'après Yau et Rogers (1989).	73
Figure 2.2 : Diagramme de Taylor (Taylor, 2001) de la variabilité (a) spatiale et (b) temporelle des pluies sud-africaines observées, réanalysées et simulées par WRF. Les coordonnées radiales et angulaires indiquent respectivement l'écart-type de chaque jeu de données et les corrélations entre ERA40 / WRF et les observations. La distance entre les observations et chaque expérience WRF / ERA40 est proportionnelle à l'erreur quadratique moyenne (RMS) calculée sur les biais. Les trois diagrammes de la colonne de gauche (droite) représentent la même information en distinguant les trois types de schémas testés, <i>i.e.</i> convection, PBL et microphysique respectivement.	109
Figure 2.3 : Flux saisonniers de chaleur sensible et latente selon (a) la moyenne inter-expériences et (b) OAFlux. (c) Biais saisonniers et RMS associée. (d) Coefficients de variation inter-expériences pour les points de grille dont les flux saisonniers dépassent 20 W.m ⁻² et 40 W.m ⁻² , respectivement.	111
Figure 2.4 : Boîtes à moustache montrant la dispersion des corrélations spatiales (r de Bravais-Pearson) entre les structures saisonnières des flux de chaleur de chaque expérience et (a) celle estimée par OAFlux à l'interface océan-	

atmosphère ; (b) celle restituée par la moyenne inter-expériences à l'interface continent-atmosphère. (a-b) Les trois lignes des boîtes indiquent, de bas en haut, le 1^{er} quartile, la médiane et le 3^{ème} quartile. L'étoile noire correspond à la moyenne. La moustache basse (haute) est placée 1.5 fois plus bas (haut) que le 1^{er} (3^{ème}) quartile. Les points colorés correspondent à chacun des trois schémas de CO / PBL / MP testés. 112

Figure 2.5 : Biais saisonniers entre les flux de chaleurs (a) sensible et (b) latente de chaque expérience et ceux du fichier OAFflux. Les valeurs en gras indiquent la RMS. Les expériences sont ordonnées de la même manière que la Fig. 3f de Crétat *et al.* (2011a). 114

Figure 2.6 : Comme en Fig. 2.5 pour les différences entre chaque expérience et la moyenne inter-expériences. Les valeurs en gras correspondent aux RMS calculées sur les points de grille continentaux. 116

Figure 2.7 : Boîtes à moustache montrant la dispersion inter-expériences de la répartition spatiale des différences entre les flux saisonniers de chaleur (a) sensible et (b) latente de chaque expérience et ceux de la moyenne inter-expériences à l'interface continent-atmosphère. (a-b) La première boîte à moustache indique les coefficients de corrélation de Bravais-Pearson entre toutes les paires d'expériences (351 combinaisons). Les suivantes indiquent les corrélations entre toutes les expériences configurées avec chacun des neuf schémas testés (36 combinaisons). Les caractéristiques des boîtes à moustache sont indiquées en Fig. 2.4. 117

Figure 3.1 : Pluviométrie saisonnière (a) ERA40 interpolée à la résolution de WRF et (b) simulée par WRF sur la période DJF 1971-1999. (c) Différences (WRF - ERA40) significatives à 95% selon un t-test de Student. 120

Figure 3.2 : Biais saisonniers (a) ERA40 et (b) WRF par rapport au fichier CRU sur la période DJF 1971-1999. (c-d) Comme (a-b) par rapport au fichier GPCP sur la période DJF 1980-1999. Les biais sont testés comme en Fig. 3.1c. Les RMS des parties (a-b) continentale et (c-d) uniquement océanique du domaine sont indiquées en gras. 121

Figure 3.3 : (a) Comme en Fig. 3.1a pour les différents jeux de données documentant la période DJF 1971-1999. (b) Biais saisonniers (par rapport aux observations) testés comme en Fig. 3.1c. 123

Figure 3.4 : Cumuls pluviométriques saisonniers moyens sur la période DJF 1971-1999, moyennés spatialement sur le domaine sud-africain, selon les observations, CRU, ERA40 et WRF. 124

Figure 3.5 : Transects (a) longitudinal et (b) latitudinal, respectivement moyennés sur les segments [4.5°S-46.5°S] et [3°E-57°E] (représentant les points de grille ERA40 forçant WRF aux bornes du domaine), des composantes (a) méridienne et (b) zonale des flux de masse et de l'humidité de la masse d'air au pas de temps saisonnier, sur la période DJF 1971-1999. Les couleurs chaudes / froides indiquent des vents (a) de sud / nord et (b) d'ouest / est en $m.s^{-1}$. Les contours bleus représentent l'humidité en $g.kg^{-1}$. 126

Figure 3.6 : Flux (a) d'humidité et (b) de masse saisonniers intégrés entre 1 000 et 200 hPa et (c) vitesse verticale saisonnière à 500 hPa sur la période DJF 1971-1999 selon ERA40 et WRF, et différences significatives testées comme en Fig. 3.1c. Les couleurs chaudes / froides montrent la divergence / convergence des flux et la subsidence / ascendance de la masse d'air. 128

Figure 3.7 : Transect latitudinal (moyenné entre les limites ouest et est du domaine sud-africain indiquées par les tiretés) des flux saisonniers d'humidité selon (a) ERA40 et (b) WRF sur la période DJF 1971-1999. Aplats de couleurs ($\text{g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) : flux zonaux. Vecteurs (sans unité) : flux méridiens et verticaux. Les couleurs chaudes / froides indiquent des flux d'ouest / est. L'échelle des vecteurs est ajustée automatiquement aux valeurs de chaque coupe, ne permettant pas une comparaison directe des états moyens d'ERA40 et de WRF. (c) Différences significatives testées comme en Fig. 3.1c. 130

Figure 3.8 : Comme en Fig. 3.7 pour le transect longitudinal (moyenné entre les limites nord et sud du domaine sud-africain indiquées par les tiretés). Aplats de couleurs ($\text{g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) : flux méridiens. Vecteurs (sans unité) : flux zonaux et verticaux. Les couleurs chaudes / froides indiquent des flux de sud / nord. 131

Figure 3.9 : (a) Variabilité interannuelle relative de la pluviométrie saisonnière CRU (GPCP) sur la période DJF 1971-1999 (DJF 1980-1999) quantifiée par le coefficient de variation, et différences sur la période DJF 1980-1999. (b) Comme (a) pour ERA40, et différences avec CRU et GPCP sur leurs périodes respectives. (c) Comme (b) pour WRF. 134

Figure 3.10 : Comme en Fig. 3.9 pour (a) les observations, CRU, ERA40 et WRF, et (b) différences par rapport aux observations. 135

Figure 3.11 : Corrélation linéaire entre la pluviométrie saisonnière des différents jeux de données sur les points de grille (a) continentaux et (b) du domaine WRF. Les corrélations montrées sont significatives à 95% selon le test de Bravais-Pearson. 136

Figure 3.12 : Comme en Fig. 3.11 sur le domaine sud-africain. 136

Figure 3.13 : Corrélations interannuelles entre la pluviométrie saisonnière de l'indice sud-africain et celle de chaque point de grille utilisé dans sa construction. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11. 137

Figure 3.14 : (a) Variabilité interannuelle des cumuls saisonniers de l'indice sud-africain selon les observations, CRU, ERA40 et WRF sur la période DJF 1971-1999. (b) Biais pluviométriques de CRU, ERA40 et WRF par rapport aux observations. 138

Figure 3.15 : Corrélations interannuelles entre la pluviométrie saisonnière des points de grille du domaine sud-africain et l'indice MEI bi-mensuel moyenné entre décembre-janvier et janvier-février sur la période DJF 1971-1999. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11. 140

Figure 3.16 : (a-d) Corrélations linéaires entre la température saisonnière ERA40 aux quatre bornes du domaine et les biais saisonniers de WRF (Fig. 3.14b). (e-h) Comme (a-d) en corrélations partielles. Le MEI saisonnier est utilisé pour supprimer les variations liées à l'ENSO. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11. 141

Figure 3.17 : Comme en Fig. 3.16 pour la hauteur géopotentielle. 141

Figure 3.18 : Corrélations interannuelles entre l'indice pluviométrique saisonnier du domaine sud-africain obtenu à partir des observations (ligne du haut), d'ERA40 (ligne centrale) et de WRF (ligne du bas), et la composante méridienne du vent (colonnes de gauche) et l'humidité de la masse d'air (colonnes de droite) fournies par ERA40 le long des bornes nord (panel de gauche) et sud (panel de droite) du domaine WRF. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11. 144

Figure 3.19 : Comme en Fig. 3.18 pour la composante zonale du vent et l'humidité de la masse d'air fournies par ERA40 le long des bornes ouest (panel de gauche) et est (panel de droite) du domaine WRF. 145

Figure 3.20 : Corrélations interannuelles entre l'indice pluviométrique saisonnier sud-africain (a-c) observé, (b) réanalysé et (d) simulé et les flux saisonniers d'humidité, intégrés entre 1 000 et 200 hPa, (a-b) réanalysés et (c-d) simulés, de même que leur convergence. Les corrélations sont testées comme en Fig. 3.11.	146
Figure 3.21 : Comme la Fig. 3.20 pour les flux de masse.	147
Figure 3.22 : Comme la Fig. 1 de Crétat <i>et al.</i> (2010) pour la pluviométrie simulée sur le domaine sud-africain.	164
Figure 3.23 : Anomalies composites de la pluviométrie simulée pour les six classes. Seules les anomalies significatives à 95% selon un t-test de Student sont montrées. Les valeurs en gras indiquent la part (%) des points de grille du domaine sud-africain ayant des anomalies significatives.	165
Figure 3.24 : Comme en Fig. 3.23 pour les flux d'humidité intégrés entre 1 000 et 200 hPa et leur convergence.	166
Figure 3.25 : Persistance de chaque séquence associée à chaque classe.	168
Figure 3.26 : (a) Moyennes et (b) anomalies composites de chaque classe obtenue à partir des observations, interpolées à la résolution de WRF sur le domaine sud-africain. Les anomalies sont testées comme en Fig. 3.23.	171
Figure 3.27 : (a) Comme en Fig. 3.23 pour la pluviométrie simulée projetée sur les classes observées. (b-c) Biais pluviométriques associés aux nouvelles classes #1-2-3-4-6 WRF par rapport aux observations synchrones et aux six centroïdes des classes observées (Fig. 3.26), respectivement.	172
Figure 3.28 : Anomalies composites des flux de masse et de la vorticité des classes #1-2-3-4-6 WRF issues de la projection sur la classification observ�e, à (a) 850, (b) 700, (c) 500, et (d) 200 hPa. Les anomalies sont test�es comme en Fig. 3.23.	173
Figure 4.1 : (a) Discrétisation en 6 classes de la pluviométrie quotidienne de la saison DJF94 simulée par les 30 membres et projetée sur les 6 centroïdes de la classification obtenue à partir des simulations régionales sur la p�eriod�e DJF 1971-1999. (b) Part (%) des membres dont le résultat converge. (c) Part (%) de succès entre le calendrier des 30 membres et celui calcul�e sur la p�eriod�e DJF 1971-1999. (d-f) Comme (a-c) en projetant la pluviométrie quotidienne des 30 membres sur les 6 centroïdes obtenus par classification des observations quotidiennes.	231
Figure 4.2 : (a) Synthèse de la Figure 4.1b-c sous forme de boîtes à moustache. Les étoiles noires représentent la moyenne d'ensemble. (b) Reproductibilité (%) du nombre de jours affiliés à chaque classe au cours de la saison DJF94. Les étoiles rouges représentent le nombre de jours associés à chaque classe pendant la saison DJF94, identifiés à partir de la classification des pluies WRF obtenues sur la p�eriod�e DJF 1971-1999. (c-d) Comme (a-b) pour la projection sur les centroïdes observés. Les caractéristiques des boîtes à moustache sont indiquées en Fig. 2.4.	232

Tables

Table 1.1 : Corrélations spatiales des structures pluviométriques mensuelles moyennes (1971-1999) de l'Afrique australe d'après le fichier CRU. Excepté les valeurs étoilées, toutes les corrélations sont significatives à 99% selon le test de Bravais-Pearson.	27
Table 1.2 : Principales caractéristiques des variables atmosphériques et surfaciques des réanalyses ERA40 utilisées pour cette étude.	42
Table 1.3 : Exemple de programmes scientifiques récents basés sur la modélisation climatique régionale.	43
Table 2.1 : Liste des schémas de convection, de couche limite planétaire et de microphysique testés.	76
Table 2.2 : Les changements de phase de l'eau dans l'atmosphère.	81
Table 3.1 : Corrélations spatiales entre la pluviométrie saisonnière ERA40 / WRF et celle du fichier CRU (GPCP) sur la période DJF 1971-1999 (DJF 1980-1999). Les données ERA40, CRU et GPCP sont interpolées à la résolution de WRF.	120
Table 3.2 : Coefficients de détermination (r^2 en %) entre la géographie saisonnière de la pluviométrie des jeux de données montrés Fig. 3.3a.	123
Table 3.3 : Coefficients de corrélation linéaire entre l'indice sud-africain observé et les indices CRU, ERA40 et WRF (CRU, ERA40 et WRF), et RMS des biais saisonniers moyens.	138
Table 3.4 : Comme en Fig. 3.15 pour l'indice sud-africain.	140
Table 3.5 : Transitions entre les classes. Les valeurs en gras indiquent les associations significatives selon le test du Khi-2 à 99 %.	168
Table 3.6 : Croisement des deux classifications de la pluviométrie observée et simulée en Afrique du Sud. Les valeurs en gras indiquent une relation significative à 99 % entre les deux classifications selon le test du Khi-2.	170
Table 3.7 : Comme en Tab. 3.6 pour la pluviométrie simulée projetée sur les classes observées.	171

Listes des Acronymes

ACM2	: Asymmetrical Convective Model V2
ACP	: Analyse en Composantes Principales
AMD	: Advanced Micro Devices
ARW	: Advanced Research WRF
BMJ	: Betts-Miller-Janjic
CAPE	: Convective Available Potential Energy
CCUB	: Centre de Calcul de l'Université de Bourgogne
CNRS	: Centre National de la Recherche Scientifique
CO	: schéma de COnvection
COARE	: Coupled-Ocean-Atmosphere Response Experiment
CRC	: Centre de Recherches de Climatologie
CRU	: Climate Research Unit
CSIRO	: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization
DARLAM	: Division of Atmospheric Research Limited-Area Model
DJF	: Décembre-Janvier-Février
ECMWF	: European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EF	: Eta Ferrier
EL	: Equilibrium Level
ENSO	: El Niño Southern Oscillation
ERA40 :	: 40-year ECMWF re-Analysis
GD	: Grell-Dévényi
GIEC	: Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GISST	: Global sea-Ice coverage and Sea Surface Temperature
GPCP	: Global Precipitation Climatology Project
GPFS	: General Parallel File System
GTOPO30	: Global 30 arc TOPOgraphic data
HadISST	: Hadley centre sea-Ice and Sea Surface Temperature
IFS	: Integrated Forecasting System
INTEL	: INTEgrated ELelectronics Corporation
ISCW	: Institute for Soil, Climate and Water
KF	: Kain-Fritsch
LCL	: Lifting Condensation Level
LFC	: Level of Free Convection
LSM	: Land Surface Model
MCG	: Modèle de Circulation Générale
MCR	: Modèle Climatique Régional
MEI	: Multivariate ENSO Index

MIRA	: Microwave Infrared Rainfall Algorithm
MJO	: Madden-Julian Oscillation
MM5	: 5 ^{ème} génération du Mesoscale Model
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
MODIS	: MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MP	: schéma de MicroPhysique
MPI	: Message Parsing Interface
MRF	: Medium Range Forecast model
MYJ	: Mellor-Yamada-Janjic
M2M	: Morrison 2-Moment
NCAR	: National Center for Atmospheric Research
NCEP	: National Centers for Environmental Prediction
NCL	: NCAR Command Language
NMM	: Non-hydrostatic Meso-scale Model
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
NOAH	: NCEP, Oregon State University, Air Force, Hydrologic Research Laboratory
OAFflux	: Objectively Analyzed air-sea Fluxes
PBL	: schéma de couche limite planétaire (Planetary Boundary Layer)
PICS	: Programme International de Coopération Scientifique
PICS PESOCA	: PICS sur les Précipitations aux échelles hydrologiques et États de Surface Océanique et Continentaux en Afrique australe
RegCM	: Regional Climate Model
REMO	: REgional climate MOdel
RMS	: Root Mean Square
ROMS	: Regional Ocean Model System
RRTM	: Rapid Radiative Transfer Model
SGE	: Sun Grid Engine
SOI	: Southern Oscillation Index
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
SST	: Sea Surface Temperature
TKE	: Turbulent Kinetic Energy
TSO	: Températures de Surface Océanique
TTT	: Talweg Tropical-Tempéré
USGS	: United State Geological Survey
VOS	: Voluntary Observing Ships
WRC	: Water Research Commission
WRF	: Weather Research Forecast
WSM6	: WRF Single-Moment 6-class
YSU	: YonSei University
ZCIT	: Zone de Convergence Inter-Tropicale
ZCSA	: Zone de Convergence Sud-Atlantique
ZCSI	: Zone de Convergence Sud-Indienne
ZCSP	: Zone de Convergence Sud-Pacifique

Résumé | Abstract

RESUME : L'étude porte sur l'Afrique australe et surtout l'Afrique du Sud, pays bénéficiant d'un excellent réseau d'observations. La capacité du modèle climatique régional WRF à simuler la pluviométrie et la circulation atmosphérique y est évaluée pendant le cœur de la saison des pluies d'été austral (décembre à février : DJF) au travers de trois séries de simulations. WRF est forcé toutes les 6h par les réanalyses ERA40. La résolution horizontale est de 35km.

La première série détermine la sensibilité aux paramétrisations de la convection atmosphérique, de la couche limite planétaire et de la microphysique nuageuse. La saison étudiée (DJF 1993-94 : DJF94) est représentative de la climatologie des pluies sud-africaines. La géographie des cumuls saisonniers, leurs intensités et leurs caractéristiques intrasaisonniers sont surtout contrôlées par la paramétrisation de la convection atmosphérique. En Afrique du Sud, les biais saisonniers varient du simple au double en fonction des trois schémas testés (Kain-Fritsch, Betts-Miller-Janjic et Grell-Dévényi). Les schémas de couche limite et de microphysique génèrent des différences moindres, mais pouvant se cumuler avec celles liées à la convection.

La deuxième série évalue l'état saisonnier moyen et les structures pluviométriques quotidiennes récurrentes sur la période 1971-1999 au travers d'une configuration physique satisfaisante sur DJF94. La climatologie de la pluviométrie sud-africaine réanalysée (ERA40) est nettement améliorée par WRF, notamment en raison d'une dépression subcontinentale plus creusée au-dessus de l'Angola. Excepté les jours faiblement pluvieux, WRF restitue les principales structures pluviométriques observées au pas de temps quotidien, malgré des décalages fréquents de l'ordre de quelques jours.

La troisième série quantifie la variabilité interne à partir de deux simulations d'ensemble de 30 membres. La variabilité interne est modulée par la paramétrisation de la convection atmosphérique (Kain-Fritsch en générant plus que Grell-Dévényi). De fortes similitudes sont néanmoins trouvées. Elles concernent la géographie de la variabilité interne, maximale le long d'une large bande étendue du nord-ouest au sud-est du domaine au pas de temps quotidien. Les incertitudes concernent la morphologie et la vitesse de propagation des bandes pluvieuses synoptiques, de l'ordre de 1 000 km dans le sens zonal pour les bandes pluvieuses tropicales-tempérées. Ces incertitudes sont indicatives des limites théoriques de la prévision opérationnelle en raison de la composante chaotique de l'atmosphère sur la région.

MOTS-CLES : Afrique australe ; circulation atmosphérique ; modélisation régionale ; paramétrisation physique ; pluviométrie ; variabilité interne ; WRF.

ABSTRACT: This study evaluates the capability of the regional climate model WRF to simulate Southern African rainfall and associated atmospheric circulation, particularly over South Africa, a country covered by a dense network of in situ observations. Three sets of simulations are performed at a 35km horizontal resolution during the core of the austral rainy season (December to February: DJF) with 6-hourly forcings provided by ERA40 reanalysis.

The first set quantifies sensitivity of the simulated climate to the parameterizations of atmospheric convection, planetary boundary layer and microphysics. The retained case study (DJF 1993-1994: DJF94) is representative of the South African rainfall climatology. Seasonal rainfall patterns, their intensities and their intraseasonal characteristics are primarily controlled by convective schemes. Seasonal biases vary by 100% according to the three tested schemes (Kain-Fritsch, Betts-Miller-Janjic and Grell-Dévényi). Planetary boundary layer and microphysics schemes produce lesser uncertainties, but they can cumulate their effects with convection schemes.

The second set evaluates the seasonal mean state and the recurrent daily rainfall patterns for the 1971-1999 period using one satisfactory configuration determined for DJF94. WRF clearly improves the South African rainfall climatology upon ERA40, in particular due to a stronger depression over Angola. Except for weak rainy days, WRF simulates accurately the main observed rainfall patterns at the daily timescale, despite frequent shifts of a few days.

The third set quantifies internal variability through two 30-member ensemble simulations. Internal variability is modulated by the parameterization of atmospheric convection (stronger in Kain-Fritsch compared to Grell-Dévényi). In both cases, the geography of the internal variability at daily timescale is very close, with maximum located along a large band oriented north-west to south-east. Uncertainties concern the morphology and propagation speed of synoptic rain-bearing systems, with an order of magnitude of 1 000 km in longitude for tropical-temperate troughs. These uncertainties are indicative of theoretical limits of operational weather forecasts, owing to the chaotic component atmospheric variability over the region.

KEY-WORDS: atmospheric circulation; internal variability; physical parameterization; rainfall; regional modelling; Southern Africa; WRF.