



HAL
open science

Etude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale

Isabelle Pocard-Leclercq

► **To cite this version:**

Isabelle Pocard-Leclercq. Etude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale. Géographie. Université de Bourgogne, 2000. Français. NNT : . tel-00012042

HAL Id: tel-00012042

<https://theses.hal.science/tel-00012042>

Submitted on 26 Mar 2006

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

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



UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE

THÈSE DE DOCTORAT

Spécialité Géographie option climatologie

Isabelle Pocard

Étude diagnostique de nouvelles
données climatiques : les réanalyses.
Exemples d'application aux précipitations
en Afrique tropicale

soutenue publiquement le 14 décembre 2000

devant le jury composé de :

Rapporteurs :

Madame Annick Douguédroit - Professeur à l'Université d'Aix-Marseille I

Monsieur Serge Janicot - Ingénieur des Travaux Divisionnaire Météo-France

Examineurs :

Monsieur Gérard Beltrando - Professeur à l'Université de Lille I

Monsieur Bernard Fontaine - Directeur de recherches CNRS Université de Bourgogne

Madame Jocelyne Pérard - Professeur à l'Université de Bourgogne (directeur de thèse)

Monsieur Yves Richard - Maître de Conférences à l'Université de Bourgogne (co-directeur)

Remerciements

Ce travail n'aurait sûrement pas été possible sans l'intervention de personnes qui, tant par leurs compétences scientifiques que par leur soutien moral, ont su m'apporter une aide précieuse pour mener à bien cette thèse.

Je commencerai par remercier le Professeur Jocelyne Pérard pour avoir accepté de diriger mes recherches et de m'avoir apporté soutien et conseils jusqu'à la rédaction finale de ce document.

Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur Bernard Fontaine, Directeur du Centre de Recherches de Climatologie, pour m'avoir accueilli dans son équipe de recherche depuis l'année de Maîtrise, qui a su me prodiguer de nombreux conseils et encouragements.

J'associe à ces remerciements Monsieur Yves Richard, Maître de Conférences à l'Université de Bourgogne, pour avoir co-dirigé cette thèse de manière continue et efficace, pour son travail, ses remarques et conseils, sa patience durant toute cette période de recherche et son long travail de relecture finale. Je garde un très bon souvenir de ces six ans de collaboration en continu.

Mes plus vifs remerciements vont à Madame Annick Douguédroit, Professeur à l'Université d'Aix-Marseille I et à Monsieur Serge Janicot, Ingénieur Divisionnaire à Météo-France pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, malgré leur nombreuses charges.

Je remercie Monsieur Gérard Beltrando, Professeur à l'Université de Lille I, pour avoir accepté de faire partie du jury.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude aux membres du CRC qui m'ont aidé de près ou de loin dans l'élaboration de cette thèse et pour leur soutien permanent, notamment Pierre Camberlin pour ses nombreuses interventions et remarques constructives. Je pense plus particulièrement à Karine Hernandez, Constant Houdenou, Nicolas Fauchereau, Pascal Roucou, Romuald M'Baye, Marie-Laure Houzé, Gratien Tchiadeu et Gaston Samba. Un merci tout spécifique à Nathalie Philippon qui m'a spontanément déchargée de la préparation des travaux dirigés au cours du premier semestre.

Mes attentions se portent en direction de Pascal Périchon du laboratoire LE2I, qui a résolu avec la plus grande gentillesse et le plus grand humour, tous mes petits et gros soucis en L^AT_EX. Je tiens à remercier Mickael Choisnard de l'IUFM de Paris, pour

sa collaboration active à la réalisation de la page web dédiée aux NCEP. Je remercie Laurent Besson du laboratoire LE2I pour la réalisation de la page de présentation de ce document ainsi que François Tainturier du laboratoire de cartographie pour la mise à disposition de ses moyens techniques et pour ses encouragements permanents.

Merci à Michèle Dalby et à son compagnon "Bob" pour le travail de relecture finale.

Mes remerciements et mes encouragements s'adressent aussi plus particulièrement aux doctorants du CRC sur le point de terminer leur thèse ou au commencement de leurs recherches.

Par ailleurs, je tiens à remercier John Janowiak du NMC, Wesley Ebisuzaki du NCEP, Richard Reynold du CPC, Pedro Viterbo de l'ECMWF, Hervé Douville du CNRM pour avoir répondu à mes nombreuses questions concernant les réanalyses.

Merci également à Rémi et Florence, Armelle et aux autres amis pour leurs encouragements.

Enfin, je suis heureuse d'associer à ce travail toute ma famille et surtout Éric pour son soutien et sa présence.

Table des matières

1	Introduction générale et problématique	1
I	Données et méthodes	11
2	Bases de données sélectionnées	13
2.1	Données conventionnelles	14
2.1.1	Fichier pluviométrique CRC "Afrique tropicale"	14
2.1.2	Indices de Températures de Surface Océanique	15
2.1.3	Radiosondages	18
2.2	Données atmosphériques non conventionnelles : définition de la notion de réanalyse	19
2.2.1	Projet de réanalyse du NCEP/NCAR : description générale	20
2.2.2	Précisions techniques relatives au modèle NCEP	23
2.2.3	Classification des champs réanalysés	27
3	Méthodes	29
3.1	Détermination des structures de variabilité	30
3.1.1	Analyse en Composantes Principales	30
3.1.2	Classification Hiérarchique Ascendante	31
3.2	Téléconnexions	32
3.2.1	Corrélations linéaires	32
3.2.2	Analyses composites	32
3.2.3	Régressions linéaires multiples	33
3.3	Analyse du signal dans les séries temporelles : SMWDA	34
3.3.1	Principe de la méthode	35
3.3.2	Signification statistique des résultats et influence de la taille de la fenêtre	35

II Étude diagnostique des données de réanalyse NCEP en Afrique tropicale	39
4 Précipitations	43
4.1 Apports et limites des réanalyses NCEP pour l'étude des précipitations et du cycle hydrologique	44
4.1.1 NCEP et climatologie en zone intertropicale	44
4.1.2 Première utilisation des réanalyses du NCEP en Afrique tropicale	47
4.2 Analyse de l'homogénéité temporelle des précipitations	48
4.2.1 Une rupture principale : 1967/1968	48
4.2.2 Trois ruptures secondaires : 1975, 1983 et 1987	52
4.3 Comparaisons entre précipitations réanalysées du NCEP et observées du CRC	53
4.3.1 Répartition spatiale des totaux annuels	54
4.3.2 Cycles saisonniers	57
4.3.3 Variabilité interannuelle	63
4.4 Diagnostic des précipitations NCEP en Afrique tropicale	70
5 Autres paramètres atmosphériques	73
5.1 Recherche des discontinuités dans les réanalyses par SMWDA	75
5.1.1 Une rupture d'extension continentale : 1967/1968	75
5.1.2 Trois ruptures d'extension régionale	77
5.2 Origine des ruptures : problèmes d'assimilation des bases de données dans le modèle	81
5.2.1 Apparition de nombreux enregistrements de données climatiques à la fin des années 60 en Afrique tropicale	82
5.2.2 Impact de l'introduction des données satellitales	86
5.3 Étude de cas à partir de radiosondages en Afrique tropicale	89
5.4 Bilan sur l'homogénéité temporelle des réanalyses en Afrique tropicale . .	92
III Téléconnexions entre précipitations d'Afrique tropicale et températures de surface océanique	97
6 Connaissances en l'an 2000	101
6.1 Les acquis	101
6.1.1 Téléconnexions avec l'océan Pacifique	102

6.1.2	Téléconnexions avec l'océan Atlantique	103
6.1.3	Téléconnexions avec l'océan Indien	104
6.2	Des interrogations persistantes	106
6.2.1	Questions non résolues sur les téléconnexions	106
6.2.2	Sélection des indices de TSO	107
6.2.3	Démarche proposée	110
7	Étude statistique des relations entre précipitations en Afrique tropicale et TSO du Pacifique équatorial oriental et de l'Atlantique tropical sud	113
7.1	Impact de l'Atlantique tropical sud sur la variabilité des précipitations africaines	114
7.1.1	Cinq téléconnexions saisonnières principales	115
7.1.2	Remarques sur le forçage des TSO de l'Atlantique sud sur les précipitations en Afrique tropicale	119
7.2	Impact de l'ENSO sur la variabilité des précipitations africaines	122
7.2.1	Quatre téléconnexions saisonnières principales	122
7.2.2	Remarques sur le forçage des précipitations en Afrique tropicale par l'ENSO	129
7.3	Poids combiné de l'ENSO et de l'Atlantique sud et stabilité temporelle du signal	131
7.3.1	Analyse par régression multiple de l'impact des forçages de TSO sur la variabilité pluviométrique	132
7.3.2	Analyse de la stabilité temporelle des téléconnexions	134
8	Dynamiques atmosphériques associées	139
8.1	Saison des pluies d'été boréal (juillet-septembre)	145
8.1.1	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud et du Pacifique équatorial oriental	146
8.1.2	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations dans la zone soudano-sahélienne	154
8.1.3	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations sur la zone guinéenne	163
8.2	Petite saison des pluies en Afrique orientale (octobre-décembre)	167
8.2.1	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental	168

8.2.2	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations en Afrique orientale	170
8.3	Saison des pluies d'été austral (janvier-mars)	176
8.3.1	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud et du Pacifique équatorial oriental	177
8.3.2	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations dans la baie du Biafra	184
8.3.3	Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations en Afrique australe	189
9	Conclusion générale	199
	Bibliographie	205
	Table des abréviations et des acronymes	229
	Index des auteurs	231
	Index	237

Introduction générale et problématique

Les réanalyses : de nouvelles données en climatologie

Une étude menée en 1998 par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) montre que l'état du système mondial d'observations météorologiques s'est dégradé sérieusement dans certaines parties du monde, notamment en Afrique, au cours de la décennie 90. En proie au marasme économique, parfois à la famine ou à la guerre civile, de nombreux pays en voie de développement n'ont plus les moyens d'assurer correctement la veille météorologique minimale qui leur est assignée par l'OMM, que ce soit l'observation au sol ou en altitude (World Meteorological Organisation, 1998). Le déclin des réseaux classiques d'observations menace gravement la recherche en climatologie, la détection des changements du climat et la détermination de leurs causes.

La climatologie, comme toutes les sciences, est très dépendante de la disponibilité des données. Mais son objet, le climat, nécessite pour la compréhension des mécanismes, que ces données soient disponibles sur des périodes suffisantes et que leur couverture spatiale soit planétaire, tout en constituant un réseau dense. Pendant longtemps, les études diagnostiques ont reposé essentiellement sur les données *in situ*. Ces données posent pourtant un problème de densité et de répartition spatiale de l'information, de même qu'un problème de représentativité.

Avec les progrès conceptuels, technologiques et informatiques, les climatologues ont développé de nouvelles bases de données qui ont favorisé, de manière significative, l'avancée dans les connaissances du système terre-océan-atmosphère. Notamment, dès la fin des années 70, les produits dérivés des satellites ont permis de mettre en place des fichiers

comportant un grand nombre de paramètres atmosphériques comme les variables du bilan radiatif terrestre ou encore des données concernant l'activité photosynthétique de la végétation. De nombreux programmes de recherche internationaux ont ainsi privilégié l'utilisation des satellites pour le suivi, à l'échelle globale, des variations du climat. On peut citer, par exemple, la mission ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) à la fin des années 80, qui avait pour objectif de mesurer la répartition géographique et saisonnière du flux solaire absorbé par l'ensemble du système climatique, ainsi que la puissance rayonnée par la terre vers l'espace dans l'infrarouge. Cependant, les données satellitaires sont entachées de problèmes d'hétérogénéité, ainsi que de biais instrumentaux non négligeables.

Au milieu des années 90, un nouveau moyen d'investigation apparaît en climatologie : les réanalyses. Il s'agit d'utiliser un système d'analyse et de prévision performant pour effectuer des assimilations de bases de données hétérogènes (données bateaux, avions, bouées, satellites, radiosondages ...), en utilisant un modèle atmosphérique afin d'obtenir des champs atmosphériques complets, cohérents entre eux, répartis en points de grille à l'échelle du globe, en surface comme à différents niveaux géopotentiels. Cette combinaison, observation et modélisation, offre, par rapport à la seule observation, de nombreux avantages. Elle permet :

- d'obtenir une couverture spatiale et temporelle continue à l'échelle du globe ;
- d'étudier le climat en temps réel, même sur des espaces sans population ou avec de très faibles densités de peuplement (Sahara, Kalahari ...) ;
- de s'affranchir des problèmes liés aux frontières politiques (Angola, Congo ...).

Par rapport à l'utilisation des simples Modèles de Circulation Générale de l'Atmosphère (MCGA), celle des réanalyses évite des erreurs trop importantes d'estimation des paramètres atmosphériques, en recalant systématiquement le modèle avec les observations.

Face aux problèmes de l'actualisation des fichiers de données stationnelles et de la grande hétérogénéité de leur couverture spatio-temporelle, les réanalyses constituent actuellement la solution pour résoudre le problème lié à l'insuffisance qualitative et quantitative des données.

Des contrôles préalables indispensables

Il convient d'abord de tester la fiabilité des données de réanalyse. Le géographe climatologue n'est pas un simple utilisateur de données, mais un scientifique qui apporte une

réflexion de fond par rapport à ces données. Comme toute base de données climatiques, les données de réanalyse peuvent contenir certaines erreurs qui faussent l'interprétation des résultats. Il peut s'agir, par exemple, de ruptures de stationnarité liées à l'introduction ou à la suppression d'observations dans une base de données.

Un thème et un espace pour tester l'apport des réanalyses

L'objet de la thèse est de proposer une démarche objective pour diagnostiquer les conditions pertinentes d'utilisation des réanalyses dans les études de climatologie de l'Afrique tropicale. L'analyse critique permet d'identifier des périodes et des espaces homogènes pour lesquels les réanalyses ont une qualité suffisante pour être intégrées dans une étude du climat. À ce titre, et en fonction de la réduction des mesures *in situ* sur le continent africain, une étude approfondie des précipitations, paramètre climatique-clef en domaine tropical, est primordiale. La pluviométrie est, en effet, le premier facteur de différenciation climatique aux latitudes intertropicales, où les saisons thermiques n'existent pratiquement pas et s'effacent devant les saisons pluviométriques (Pagney, 1976). Sous les tropiques, ce sont en effet les variations du cycle de l'eau qui régissent la succession des saisons sèches et des saisons pluvieuses.

L'objectif premier de notre démarche est donc de vérifier si les données de précipitations réanalysées seraient à même de compléter le réseau défaillant de mesures en Afrique tropicale. Cela sous-tend deux approches : d'une part une détection des périodes fiables d'utilisation, d'autre part une comparaison entre observations et réanalyses pour déterminer la qualité de ces dernières, notamment en termes de volumes précipités, de cycles saisonniers et de variabilité interannuelle.

Le second objectif est d'appliquer cette démarche à d'autres paramètres atmosphériques, afin d'identifier les paramètres les plus fiables, ainsi que des périodes et des espaces homogènes sur le continent.

Cette recherche, pour une utilisation optimale des réanalyses, ne doit pas cacher ce qui est au cœur de la problématique de l'ouvrage : l'étude de la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale et de ses relations avec la dynamique du système terre-océan-atmosphère.

Le lien entre conditions de surface et précipitations

Initialement, un des objectifs de notre travail était d'analyser les relations entre la variabilité pluviométrique et les conditions de surface continentale, *via* le cycle de l'eau, sur le continent africain, en combinant, entre autres, des paramètres atmosphériques réanalysés (évaporation, écoulement . . .), des données sur l'activité photosynthétique (Normalized Difference Vegetation Index), des données sur les sols. Toutefois, de nombreuses difficultés se sont présentées, notamment des problèmes de cohérence à différents niveaux. Lors d'études préliminaires, un manque de fiabilité des données relatives aux conditions de surface continentale a été mis en évidence. En outre, nous avons rencontré un problème de compatibilité de périodes. Le NDVI n'était disponible que pour la période 1983-1992, soit dix ans, dont deux avec des données manquantes, ce qui limitait les études sur la variabilité interannuelle. Les données de réanalyse, elles, couvraient la période 1958-1996, alors que le fichier pluviométrique des données observées (fichier CRC) s'arrêtait en 1988. La période commune aux différents fichiers étant très restreinte, et ne couvrant pas la décennie 90, nous avons dû renoncer à l'analyse des conditions de surface continentale. Toutefois, nous renvoyons le lecteur à deux articles traitant de ce sujet. Le premier, Pocard et Richard (1996), étudie les relations entre précipitations et activité photosynthétique en Afrique tropicale, afin d'identifier des régions où on observe une réponse homogène de la végétation à la répartition saisonnière des pluies. Le second, Richard et Pocard (1998), s'attache à identifier, grâce au NDVI, la sensibilité de l'activité photosynthétique de la végétation aux variations saisonnières et interannuelles des précipitations, en Afrique australe, en fonction des différents types de végétation et de sol.

Il nous a donc fallu privilégier l'étude des relations entre précipitations en Afrique tropicale et conditions de surface océanique, en particulier les Températures de Surface Océanique (TSO), sans perdre de vue le travail nécessaire de validation des données de réanalyse. Cette étude a été rendue possible parce que l'espace et le thème choisis sont largement étudiés depuis une vingtaine d'années. Ces travaux ont fourni d'abondantes et solides connaissances nous permettant de réaliser les comparaisons et les tests que nous voulions effectuer.

Pour analyser les téléconnexions entre précipitations en Afrique tropicale et TSO, il faut identifier les différentes relations, en fonction de leur évolution saisonnière et les localiser sur le continent. Cependant, diagnostiquer des co-variations entre des états de surface à l'échelle globale et des précipitations à l'échelle régionale n'a pas grand intérêt si

on se limite à un simple constat. L'enjeu est donc de mesurer l'influence des variations de TSO sur le climat. La mise en évidence de connexions statistiques doit par conséquent s'accompagner d'une étude des mécanismes atmosphériques pouvant les expliquer, ou permettant de vérifier certaines hypothèses. Nous cherchons ainsi à mesurer l'apport des réanalyses dans la compréhension du rôle de l'atmosphère dans les relations entre TSO et précipitations en tentant de mettre en évidence des mécanismes de la circulation encore jamais montrés.

Cadre géographique : l'Afrique tropicale

Du point de vue physique, le continent africain s'individualise par sa masse continentale imposante : $30\,180\,808\text{ km}^2$, soit environ 20% de la masse continentale mondiale (figure 1.1).

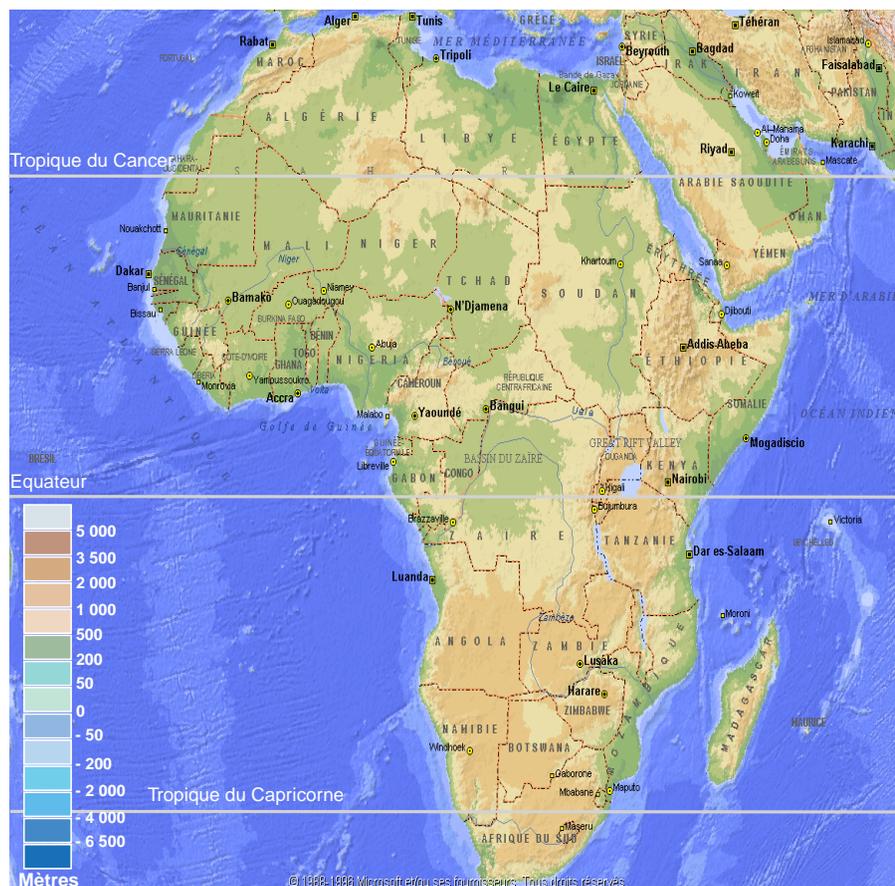


FIG. 1.1 – Cadre géographique (extrait de l'atlas Encarta)

Par ailleurs, 75% du continent sont localisés entre les tropiques. En termes de quantité

d'énergie, la convection en Afrique équatoriale représente la troisième source du globe, après celles du continent maritime et de l'Amérique du Sud. À l'exception de sa marge nord, ce continent est entouré de façades maritimes, océan Atlantique à l'ouest, océan Austral au sud et océan Indien à l'est, ce qui en fait un espace privilégié d'échanges entre océans et continent.

La seconde originalité est son orographie. Les reliefs importants sont situés à la périphérie (Atlas, massif éthiopien, Grand Escarpement . . .) et les espaces de plus faibles altitudes (cuvette congolaise, du Kalahari, de l'Orange . . .) occupent le centre du continent. L'Afrique est ainsi le seul espace qui possède une barrière orographique nord-sud sur sa façade est. Plus à l'ouest, les reliefs ont plutôt une orientation est-ouest.

La troisième originalité de l'Afrique réside dans la zonation de sa végétation. On trouve la forêt sempervirente au cœur de l'Afrique centrale, qui se dégrade en direction du nord et du sud en différentes forêts claires et formations savanicoles, pour laisser place ensuite à une végétation adaptée aux environnements semi-arides, puis désertiques (Sahara et désert de Libye au nord, Kalahari et Namib au sud). Ce contraste entre forêt équatoriale et déserts subtropicaux est à mettre en relation avec la circulation méridienne de Hadley et la localisation des zones d'ascendance et de subsidence.

Ce continent est aussi frappé par des irrégularités pluviométriques. Ainsi, au cours du XXème siècle, l'histoire du continent africain a été régulièrement jalonnée par des sécheresses comme par des inondations. L'Afrique australe, par exemple, a enregistré des sécheresses dramatiques en 1972-1973, 1982-1985, en 1991-1992, cette dernière étant considérée comme la plus sévère (Hulme, 1996), ou en 1994-1995 avec, à chaque fois, une perte totale des récoltes agricoles et une réduction brutale et massive du cheptel. Par ailleurs, plus récemment, en 1996, la Namibie a souffert d'une forte sécheresse, au cours de laquelle plus de 40 000 têtes de bétail ont péri, alors que le reste du sous-continent connaissait, au contraire, une année assez bien arrosée, avec même, au sud et à l'est de l'Afrique du Sud, des inondations catastrophiques. Les sécheresses sahéliennes ont persisté de 1968 à 1985, avec deux périodes où elles ont atteint leur paroxysme (1972-1973 et 1983-1984), affectant les pays du Sahel, de la Mauritanie à l'Éthiopie. De même, les excédents pluviométriques conduisant à des inondations, ont des conséquences tout aussi désastreuses que les sécheresses sur le continent africain. L'année 1961, en Afrique orientale, en est un bon exemple.

L'estimation des ressources et des contraintes climatiques en Afrique tropicale est nécessaire au développement du grand continent, essentiellement agricole et pastoral, où les sécheresses récentes ont fortement ébranlé les structures économiques, sociales et politiques (Perard, 1992). Mainguet (1995) montre que l'impact des sécheresses sur le

milieu, leurs incidences socio-économiques et politiques entraînent la rupture des équilibres, des crises du système de production, la baisse de la production vivrière, et des bouleversements sociaux. Ainsi, la FAO (Food and Agriculture Organization) effectue un suivi régulier de ce problème, par l'intermédiaire du Système Mondial d'Information et d'Alerte Rapide sur l'Alimentation et l'Agriculture.

Ce problème d'irrégularité pluvieuse est d'autant plus important que l'Afrique tropicale reste majoritairement rurale (environ 75% de sa population) et largement dépendante des ressources vivrières. Son économie, de type traditionnel, est tournée vers l'agriculture et l'élevage. Les cultures pluviales sont majoritaires, et, à ce titre, sont très sensibles aux aléas climatiques : le déroulement de la saison des pluies conditionne, pour une bonne part, les bonnes ou mauvaises récoltes ; 300 millions d'Africains sont directement touchés par ces problèmes d'aléas, sans parler de l'instabilité politique, guerres civiles et tensions permanentes. Les guerres civiles au Rwanda en 1994, au Congo en 1993, puis en 1996, ainsi qu'en Angola depuis 1975, en sont quelques exemples.

Dans cette étude, nous avons sélectionné l'Afrique tropicale au sud du Sahara, entre 25°N et 35°S (figure 1.2). Nous avons exclu de cette recherche la marge méditerranéenne et toute la zone autour du massif de l'Atlas. La limite sud du domaine correspond à celle du continent africain, et englobe donc des régions dont le climat n'est pas tropical. Cependant, la faible extension spatiale des régions soumises au régime méditerranéen et la résolution spatiale des bases de données utilisées expliquent le choix de conserver ces espaces dans notre étude.

Contexte scientifique

Le continent africain est actuellement l'objet privilégié de nombreux programmes internationaux qui soutiennent la recherche en climatologie. Notre travail s'intègre plus spécifiquement dans deux programmes internationaux. Il s'agit d'une part du programme CLIVAR et d'autre part du programme France-Afrique du Sud.

— Le programme CLIVAR, sous la tutelle du Programme National d'Étude de la Dynamique du Climat pour la partie française (PNEDC, 1997), a pour objectif principal de décrire et de comprendre les processus physiques responsables de la variabilité climatique, essentiellement aux échelles saisonnières, interannuelles et décennales. Il analyse, par exemple, le rôle des températures de surface de l'océan mondial ou d'événements particuliers comme El Niño Southern Oscillation (ENSO). Il privilégie l'échelle globale

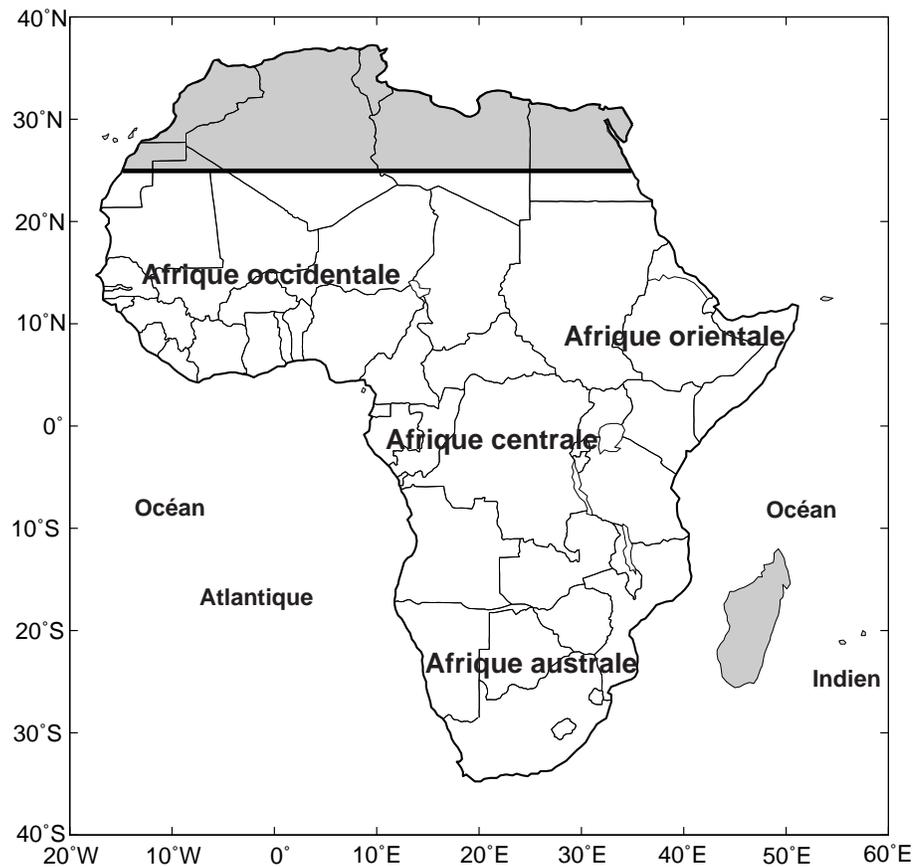


FIG. 1.2 – Localisation du domaine d'étude (les zones grisées représentent les espaces non intégrés dans l'étude)

et les couplages océan/atmosphère. Notre travail s'intègre plus précisément dans la partie CLIVAR-Afrique du programme (CLIVAR, 1999), qui étudie la variabilité climatique du continent africain, notamment le couplage entre la variabilité océanique et les régimes climatiques continentaux. Il s'agit de répondre au troisième objectif du programme CLIVAR-Afrique : évaluer la fiabilité des réanalyses sur l'Afrique et les océans environnants et leur adéquation aux échelles synoptique à interannuelle.

— Le programme France-Afrique du Sud, qui regroupe le Laboratoire de Météorologie Dynamique à Paris, le CRC à Dijon et le laboratoire d'Océanographie de l'Université de Cape Town en Afrique du Sud, étudie la variabilité pluviométrique des précipitations en Afrique du Sud. Ses objectifs sont triples. D'une part, il cible l'étude de la variabilité temporelle et des structures spatiales des circulations estivales en Afrique australe à l'échelle interannuelle. D'autre part, il cherche à comprendre les mécanismes responsables des sécheresses et de la variabilité interannuelle. Enfin, il vise à analyser le rôle des

Articulations de l'ouvrage

Cette recherche comporte trois parties. Dans la première partie, nous exposons les données et les méthodes employées.

La seconde partie est consacrée à une étude de la qualité des précipitations réanalysées en Afrique tropicale en les comparant avec les observations, ainsi qu'à une analyse de l'homogénéité temporelle des autres paramètres atmosphériques servant à caractériser le climat en Afrique tropicale.

Dans la troisième partie, relative aux téléconnexions avec les TSO, après avoir présenté les principaux travaux menés sur les téléconnexions précipitations/TSO en Afrique tropicale, nous exposons nos résultats sur les connexions statistiques précipitations/TSO, puis nous présentons les résultats de l'étude de la dynamique atmosphérique associée à ces différentes téléconnexions.

Première partie

Données et méthodes

Bases de données sélectionnées

Sommaire

2.1	Données conventionnelles	14
2.1.1	Fichier pluviométrique CRC "Afrique tropicale"	14
2.1.2	Indices de Températures de Surface Océanique	15
2.1.3	Radiosondages	18
2.2	Données atmosphériques non conventionnelles : définition de la notion de réanalyse	19
2.2.1	Projet de réanalyse du NCEP/NCAR : description générale	20
2.2.2	Précisions techniques relatives au modèle NCEP	23
2.2.3	Classification des champs réanalysés	27

La qualité des résultats obtenus dans un travail de recherches en climatologie diagnostique dépend étroitement de la pertinence, de la couverture spatio-temporelle et de la fiabilité des bases de données. Dans le cadre de notre problématique, un grand nombre de jeux de données était disponible. Nous en avons sélectionné plusieurs afin de répondre au mieux à nos objectifs. Ainsi, notre travail croise-t-il à la fois des données observées (précipitations, TSO) et des données réanalysées (paramètres atmosphériques). Ce chapitre présente tout d'abord les fichiers de données conventionnelles ou observées, et les données non conventionnelles, les réanalyses. Nous présentons de façon plus détaillée les données de réanalyse qui constituent l'originalité de notre travail. Après avoir décrit le projet des réanalyses et expliqué notre choix, nous exposons les contraintes liées à l'utilisation de ces données. Puis, nous présentons les méthodes statistiques utilisées. Il ne s'agit pas de faire un catalogue de ces méthodes, mais de justifier l'utilisation des méthodes adoptées

en fonction des données et de montrer la logique sous-tendant la succession des analyses effectuées.

2.1 Données conventionnelles

Nous en utilisons trois : le fichier pluviométrique CRC "Afrique tropicale", le fichier de températures de surface océanique et le fichier de données de radiosondages.

2.1.1 Fichier pluviométrique CRC "Afrique tropicale"

La base de données pluviométriques utilisée dans ce travail, créée au CRC, couvre l'ensemble du continent africain au sud du Sahara. Elle permet l'étude du cycle saisonnier et de la variabilité interannuelle des précipitations. Elle intègre quatre fichiers de données mensuelles, développés respectivement sur l'Afrique occidentale (Moron, 1994), l'Afrique orientale (Camberlin, 1994), l'Afrique centrale (Bigot, 1997) et l'Afrique australe (Richard, 1993). Cette base est constituée d'environ 600 stations testées et vérifiées pour la période 1951-1999.

Une mise à jour du fichier CRC a été effectuée récemment sur l'Afrique afin d'obtenir une couverture spatiale et temporelle plus dense (décennie 90), à partir du fichier GHCNv2 (Global Historical Climatology Network, version 2) du CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center). Une présentation générale de ces données est faite dans Vose *et al.* (1992). Pour notre part, nous avons effectué la mise à jour des données stationnelles en Afrique australe. En plus des contrôles statistiques préalables effectués par le CDIAC, visant à éliminer les données aberrantes, nous avons mené un long travail de vérification sur les séries afin d'identifier les hétérogénéités, de comparer entre elles les séries pluviométriques d'une même station provenant de sources différentes pour combler les manques. Plus de 500 stations ont ainsi été vérifiées sur l'ensemble de l'Afrique australe. Si l'actualisation du fichier CRC a permis d'obtenir une couverture spatiale plus dense, elle a difficilement résolu le problème de lacunes des données pour la décennie 90.

La figure 2.1 A montre en effet des disparités dans la répartition des stations. On note que les espaces lacunaires sont les zones de faible peuplement et donc peu documentées, soit dans les espaces arides (par exemple au nord de 15°N, ou le long de la côte de la Namibie), soit au cœur de la forêt dense en Afrique centrale. Pour d'autres régions, comme par exemple l'Angola ou le Mozambique, le nombre de stations disponibles dépend de la difficulté pour obtenir les données. À l'inverse, des pays tels que l'Afrique du Sud

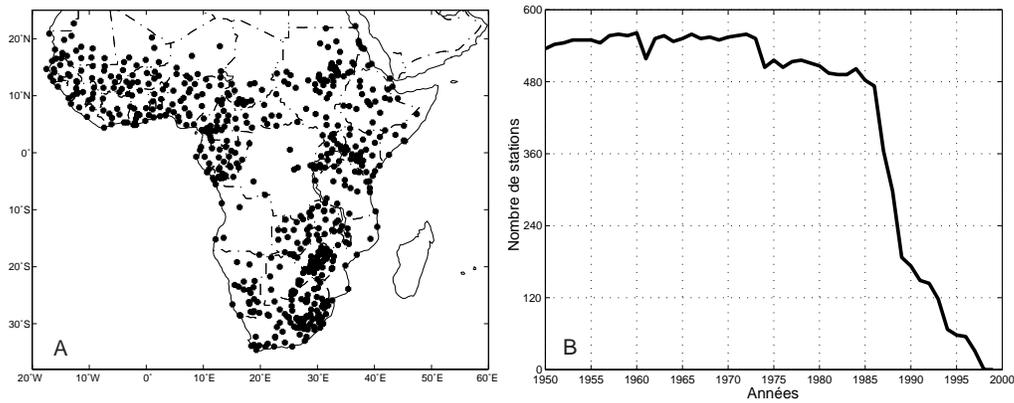


FIG. 2.1 – Base de données pluviométriques "CRC Afrique tropicale " (1951-1999)

- A : Localisation des stations pluviométriques africaines
- B : Nombre de stations possédant des données entre janvier 1951 et décembre 1999

ont une couverture stationnelle dense. Par ailleurs, la couverture temporelle du fichier est relativement stable dans le temps (figure 2.1 B). Cependant, alors que les manques sont assez rares jusqu'au début des années 80, la situation se dégrade progressivement jusqu'en 1985, puis brutalement jusqu'à la fin de la décennie 90. C'est la fin de la période qui concentre la majeure partie des données manquantes. Cette figure illustre bien les propos de l'OMM sur la dégradation du système de surveillance du climat en Afrique tropicale.

Nous avons néanmoins utilisé le fichier de données CRC sur la période 1951-1997. Les données stationnelles ont été interpolées sur une grille carrée de $3^{\circ}75 \times 3^{\circ}75$ (soit un carré d'environ 416 km de côté à l'équateur). La valeur du point de grille obtenue correspond à la moyenne des valeurs mesurées dans les différentes stations incluses dans le point de grille. Le choix d'une grille plus fine a été éliminé du fait d'un trop grand nombre de lacunes spatiales qui en résultait. Cette résolution lâche n'est pas trop problématique pour une étude de la variabilité pluviométrique à l'échelle du continent.

2.1.2 Indices de Températures de Surface Océanique

Les Températures de Surface Océanique (TSO) sont les données privilégiées de la climatologie en raison de l'étendue de l'océan mondial et de l'importance des interactions océan-atmosphère dans le fonctionnement du système climatique. Les TSO constituent un paramètre diagnostique essentiel dont le rôle dans la détermination des flux d'énergie

et de matière à l'interface en fait le marqueur essentiel des échanges entre l'océan et l'atmosphère (Khalsa, 1983). L'emploi en climatologie de données océaniques de surface repose sur l'acquisition de relevés par les navires marchands, vérifiés puis compilés dans des fichiers historiques. Les données utilisées pour créer ces indices sont des données *in situ* collectées par des navires ou des bouées (Reynolds et Smith, 1994). Le fichier COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) est la principale source d'informations pour constituer ces indices. Ces données sont ensuite interpolées en points de grille de $2^\circ \times 2^\circ$ (soit un carré d'environ 222 km de côté à l'équateur) à partir de la méthode de l'interpolation optimale (Smith *et al.*, 1994). Grâce à elles, il est possible d'accéder à une information globale, couvrant près de 70% de la surface océanique sur une période d'environ cent ans. Cependant leur utilisation est soumise à plusieurs biais qui tiennent en partie à une mauvaise répartition spatiale des relevés, à une durée des enregistrements variables et à une modification des conditions de mesure au cours du temps.

Dans cette étude, nous ne considérons que la température de surface océanique, sans prendre en compte les éléments de la variabilité interne à l'océan, à savoir les apports d'eaux douces ou la salinité dont les fluctuations sont associées aux TSO (Reverdin *et al.*, 1994). La TSO est déterminante dans l'intensité des échanges entre l'atmosphère et l'océan, même si d'autres paramètres comme la salinité ou la turbidité ne doivent pas être négligés.

Pour étudier les téléconnexions entre la pluviométrie africaine et les TSO, nous avons choisi de ne retenir que deux des principaux signaux reconnus de la variabilité spatio-temporelle de la température de surface océanique à l'échelle globale. Les deux indicateurs de TSO sélectionnés, dénommés NIÑO3 et SATL, sont des indices pré-définis provenant du Climate Prediction Center (CPC) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), qui sont largement reconnus :

- l'indice NIÑO3, localisé entre 5°N et 5°S , et entre 90°W et 150°W , est très utilisé dans l'étude des événements ENSO/LNSO (El Niño Southern Oscillation/La Niña Southern Oscillation), et il est représentatif des variations des TSO du Pacifique équatorial oriental ;
- l'indice SATL (South Atlantic), compris entre l'équateur et 20°S , et entre 30°W et 10°E , caractérise la variabilité des conditions thermiques de surface de l'Atlantique tropical sud.

Ces indices sont cohérents avec les modes de variabilité interannuelle des TSO globales issus d'ACP obtenus entre autres par Moron *et al.* (1995) et Fontaine *et al.* (1999a). La

localisation spatiale de chacun d'eux correspond à la zone de maximum de corrélation des composantes principales et les chroniques des modes et des indices sont fortement corrélées entre elles.

La figure 2.2 localise la fenêtre géographique de ces deux indices de TSO. Pour une question de clarté et dans un souci d'uniformité, nous avons repris dans notre travail les noms donnés par le CPC à ces deux indices.

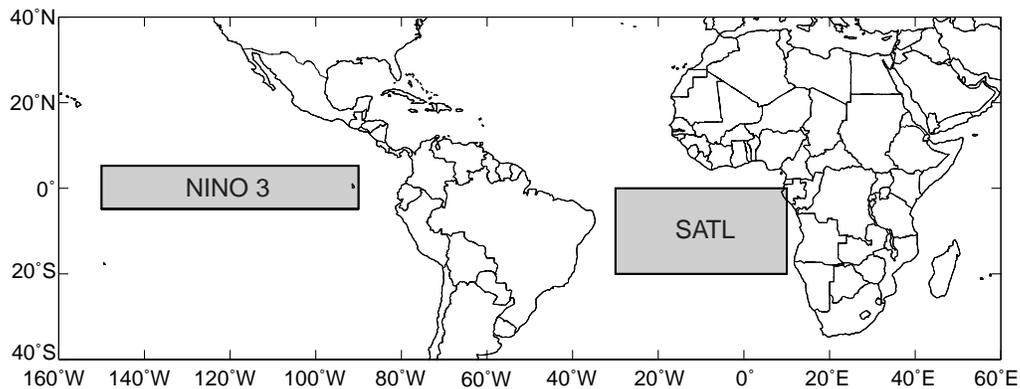


FIG. 2.2 – Localisation des deux indices de températures de surface océanique sélectionnés

L'utilisation de l'indice SATL, restreint aux latitudes 0° à 20°S, a été préféré à des indices d'échelle plus petite. Le CPC propose également un indice de TSO dans l'Atlantique sud couvrant les latitudes 0° à 70°S. Toutefois, au-delà de 20°S, les données disponibles sont beaucoup plus rares, car l'espace est faiblement documenté par le peu de routes maritimes existantes.

La figure 2.3 présente la variabilité interannuelle des deux indices sur la période 1950-1997. Pour l'indice NIÑO3, les anomalies positives (températures plus chaudes que la normale dans le Pacifique équatorial oriental) correspondent au développement d'un épisode El Niño, et les anomalies négatives (températures plus fraîches que la normale) à un épisode La Niña. Dans l'Atlantique tropical sud, les anomalies positives (négatives) signent un réchauffement (refroidissement) des TSO. La figure 2.3 montre que l'indice NIÑO3 enregistre des variations plutôt en haute fréquence, alors que SATL se caractérise plutôt par des oscillations de période plus longue, quasi-décennale. De ce fait, il y a une plus grande fréquence d'occurrence des événements ENSO/LNSO, par rapport aux phases de réchauffement/refroidissement de l'Atlantique tropical sud. Par ailleurs, on note que l'amplitude des variations est plus forte pour NIÑO3 que pour SATL (entre

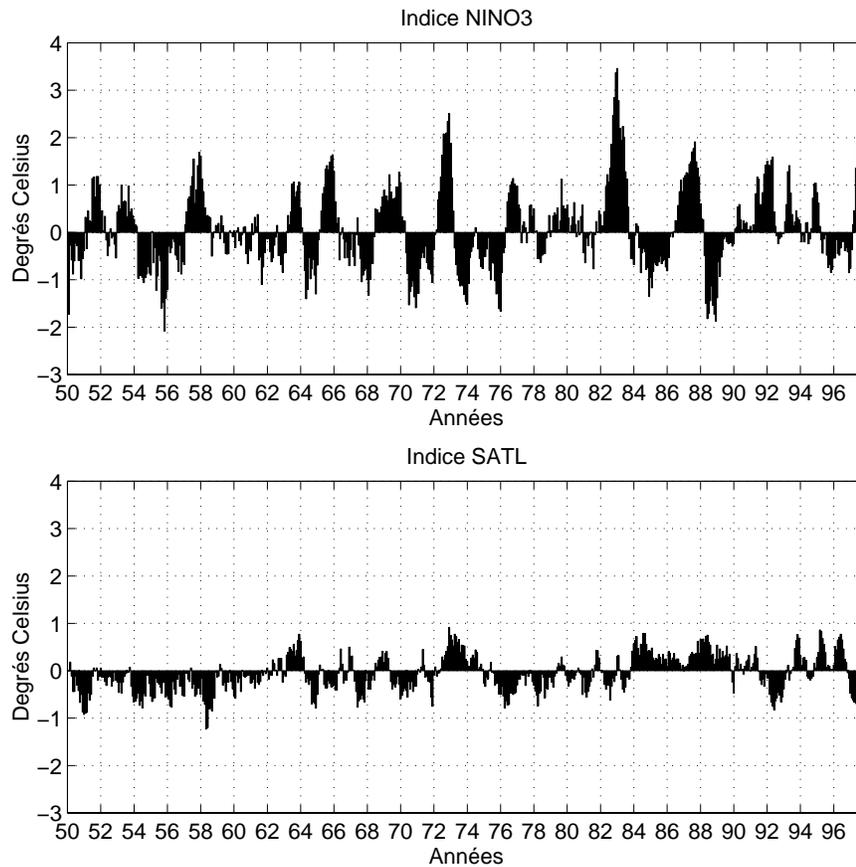


FIG. 2.3 – Variabilité interannuelle des deux indices de température de surface océanique (1950-1997)

-1°C et +1°C).

2.1.3 Radiosondages

Les principales sources d'observations de l'atmosphère sont les relevés *in situ* en surface et en altitude, ainsi que les données satellitales. Les données d'altitude provenant de radiosondages ont été compilées par le Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) de la NOAA, sur la période 1958-1990 (Oort, 1978, 1983; Oort et Liu, 1993). Les paramètres sont la température de l'air, la hauteur du géopotentiel, l'humidité spécifique et les composantes zonale et méridienne du vent.

Nous avons extrait de la base de données mondiales les données mensuelles des stations de Nairobi, Niamey, Dakar, Bangui et Durban. Ces cinq stations ne couvrent pas l'ensemble de la période. Par exemple, les enregistrements à la station de Durban ne débutent qu'en 1968.

Nous utiliserons ces données pour estimer leur intégration dans le modèle des réana-

lyses et les comparer avec les valeurs issues de la réanalyse.

2.2 Données atmosphériques non conventionnelles : définition de la notion de réanalyse

Pour mettre en évidence les mécanismes produisant des connexions associées entre la variabilité océanique, pluviométrique et atmosphérique, nous avons recours à une base de données atmosphériques originale. Le fichier du GDFL est lacunaire et ne couvre pas la décennie 1990-2000. Une des méthodes les plus novatrices actuellement, pour pallier le problème des disparités spatiales et temporelles des données, est l'assimilation ou réanalyse des données météorologiques. En effet, les réanalyses permettent non seulement d'augmenter la quantité de données en intégrant des fichiers provenant de sources différentes, mais offrent également la possibilité d'améliorer leur qualité en recoupant les données entre elles et en les testant. Une réanalyse, ou analyse *a posteriori*, croise des données issues de l'observation directe ou indirecte et des données issues de la modélisation. Cette combinaison unique en son genre permet, par rapport à l'observation traditionnelle, d'obtenir une couverture spatiale et temporelle continue à l'échelle du globe, et ainsi de pouvoir étudier le climat même sur des espaces vides ou avec de très faibles densités de peuplement (par exemple le Sahara) ou encore de s'affranchir du problème des frontières politiques (Rwanda, Nigéria ...).

Cette assimilation se fait sur les données quotidiennes par l'intermédiaire d'un modèle numérique de prévision à 6 heures servant à homogénéiser l'ensemble des relevés météorologiques en une présentation cohérente de l'état de l'atmosphère à un moment donné, tout en fournissant une couverture globale homogène. Il s'agit de fichiers organisés en quatre dimensions : temps, altitude, latitude, longitude.

Ces réanalyses sont une alternative aux traditionnelles méthodes d'interpolation utilisées jusqu'ici en climatologie (Peixoto et Oort, 1992). D'un point de vue pratique, les réanalyses fournissent un ensemble de variables cohérentes entre elles pour étudier les fluctuations du temps et du climat à différents pas de temps (par exemple horaire, journalier, mensuel ou interannuel).

Trois organismes produisent ce type de données :

1. ECMWF : European Center for Medium-Range Weather Forecasts
2. NASA DAO : National Aeronautics and Space Administration Data Assimilation

Office

3. NCEP/NCAR : National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research

Notre choix s'est porté sur les réanalyses américaines du NCEP/NCAR pour les trois raisons suivantes :

- **la longueur de la couverture temporelle.** Les réanalyses européennes ERA15 n'ont actuellement que 15 années disponibles, de 1979 à 1993 (Gibson *et al.*, 1997). Les réanalyses du NASA DAO ont une couverture temporelle quasi équivalente à celle de ERA15, de 1979 à 1994 (Schubert *et al.*, 1993, 1995). Les réanalyses du NCEP/NCAR couvrent la période la plus longue, de 1958 à 1998, intégrant ainsi la décennie 90. Elles ont été récemment étendues à la période 1946-2000 (Kistler et Kalnay, 1999).
- **une large politique de diffusion des données du NCEP/NCAR.** Ces deux organismes ont choisi de mettre ces données en libre accès, notamment par l'intermédiaire du web, et de la mise à disposition de CD-ROM gratuit.
- **une mise à jour des données en temps réel.** Les réanalyses NCEP/NCAR sont disponibles avec un délai d'un mois. Par exemple, les données de septembre 2000 sont accessibles au cours du mois d'octobre suivant.

2.2.1 Projet de réanalyse du NCEP/NCAR : description générale

Le NCEP et le NCAR coopèrent à un projet pour produire, dans un premier temps, 41 ans (1958-1998) d'analyses globales de différents champs dans l'atmosphère et au sol, destinées à la recherche, en utilisant un système performant d'assimilation des données globales. Ce projet s'intègre dans les nombreux efforts faits pour réanalyser les données historiques avec un système d'assimilation fixe. On peut citer notamment les projets de Bengtsson et Shukla (1988), de Schubert *et al.* (1993) et de Gibson *et al.* (1996).

La première motivation de ce projet est de limiter le problème suivant : les systèmes opérationnels d'assimilation de données subissent des mises à jour fréquentes qui introduisent des signaux artificiels dans les données, pouvant être facilement interprétés comme des anomalies climatiques (Higgins *et al.*, 1996b). Les quantités estimées relatives au cycle hydrologique, telles que les précipitations, l'évaporation, la convergence du flux de vapeur d'eau, sont particulièrement sensibles à ces changements. Du fait d'un système d'assimilation fixe dans le modèle du NCEP, Higgins *et al.* (1996b) en déduisent que de tels changements artificiels dans les enregistrements globaux sont supprimés. Cependant,

même avec cette amélioration, certaines discontinuités semblent inévitables.

Le système de réanalyse du NCEP/NCAR est constitué du modèle spectral du NCEP Medium Range Forecasting (MRF) (Kanamitsu, 1989) et de l'interpolation statistique spectrale SSI (Spectral Statistical Interpolation) du NCEP (Parrish et Derber, 1992). Le modèle global utilisé dans ce projet a une résolution T62 (Kanamitsu *et al.*, 1991), soit une grille de 192 longitudes par 94 latitudes, ce qui correspond à une résolution horizontale d'environ 211 kilomètres à l'équateur, sur 28 niveaux d'atmosphère. Dix-sept niveaux sont actuellement disponibles : 1 000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 et 10 hPa.

Les bases de données sont générées à partir d'un système homogène d'assimilation des données (Schubert *et al.*, 1993). De ce fait, elles ne souffrent pas d'incohérences introduites par les changements de modèle ou de schémas d'assimilation des données qui caractérisent les analyses précédentes à l'ECMWF et au National Meteorological Center (NMC actuellement NCEP) (Sperber *et al.*, 1997). Les détails de la physique et de la dynamique du modèle sont décrits dans le rapport NOAA/NMC Development Division (1988), dans Kalnay et Jenne (1991) et dans Kanamitsu *et al.* (1991). Dans le modèle, sont paramétrés à l'échelle globale tous les processus physiques majeurs comme par exemple la convection. Kanamitsu *et al.* (1991) donnent des précisions sur cette question.

Le système de réanalyse se compose de 3 modules majeurs :

- un module de décodage et de pré-traitement des données avec un processus de contrôle de qualité ;
- un module d'assimilation des données par le modèle MRF avec un système de contrôle automatique de qualité ;
- un module d'archivage des sorties de réanalyse au format universel binaire de représentation de l'OMM.

La collecte des données observées est une des priorités de ce projet. En surface, la première base de données assimilée dans le modèle est le réseau de stations synoptiques implanté sur les continents. Les radiosondages fournissent la source principale d'observations en altitude. Les données de surface sur l'océan proviennent des fichiers COADS. Des données aéronautiques et de surface récentes, ou datant de campagnes d'expérimentation, sont également disponibles. Les données satellitales permettent de compléter notamment les paramètres radiatifs et les vents en altitude.

Le modèle MRF produit le premier champ initial en effectuant une prévision à 6 heures. Aux temps 0Z, 6Z, 12Z et 18Z, les données intégrées (*in situ*, avion, satellite . . .) sont comparées avec ce champ initial. Le système de contrôle de qualité QC (Quality Control) teste les différences entre chacune des données entrantes et les valeurs de la première estimation : si la différence est comprise entre certaines limites définies, les données entrantes sont acceptées, sinon les données sont rejetées, et donc non utilisées. Le système d'assimilation intègre ainsi les données entrantes pour construire la première estimation et produit une analyse par l'intermédiaire du système d'assimilation GDAS (Global Data Assimilation and Forecast System) (Kanamitsu, 1989).

Le GDAS a l'avantage d'utiliser une grande quantité de données simultanément avec un bon contrôle de qualité de données observées. Il produit des analyses et des prévisions pour fournir une prévision mondiale. Ce système consiste à traiter les données observées, à faire une analyse objective, puis une initialisation, une prévision numérique et enfin un post-traitement de la prévision. Utiliser un système d'assimilation à quatre dimensions a pour avantage de produire des conditions initiales (ou hypothèse de départ) les plus précises pour la prochaine analyse. C'est un point important dans les régions où les données sont ponctuelles dans le temps et dans l'espace. Pour la phase de l'assimilation des données, le NCEP a choisi d'utiliser le maximum d'observations disponibles à un moment donné (Kalnay *et al.*, 1993).

À partir de cette première analyse qui construit des champs globaux homogénéisés par interpolation et proches de la réalité, le modèle produit une autre prévision à 6 heures et ce sont ces champs qui servent à leur tour de champs initiaux pour la prévision des 6 heures suivantes. Le champ estimé est créé par une prévision à 6 heures et, de ce fait, sa qualité dépend du réalisme du modèle et de la qualité de l'analyse précédente (Mo *et al.*, 1995). Dans le cas où les données sont inexistantes sur un espace donné, comme par exemple sur les océans austraux, c'est le champ initial qui est utilisé sans aucune modification. Pour exemple, considérons qu'à la station "Gough", dans le sud de l'océan Atlantique (40°20'S, 10°W), une mesure de pression au niveau de la mer soit de 990 hPa. Si le système de contrôle de qualité considère que la valeur est trop basse et rejette la donnée, alors l'analyse produite sera directement issue du modèle de prévision à 6 heures. Si le système QC accepte la donnée, il est probable que l'analyse produira une valeur de pression un peu plus élevée sur cet espace (environ 992 hPa), si c'est la seule station sur cette région (communication personnelle du Professeur Kingste Mo du NCEP — deuxième conférence internationale sur les réanalyses, Reading, 1999).

Ainsi, globalement, il faut considérer les champs atmosphériques réanalysés comme des champs d'observation plutôt que comme des sorties de modèle. Du fait de l'intégration d'un grand nombre d'observations, les réanalyses semblent plus proches de la climatologie observée que de la climatologie du modèle. En cela, elles offrent un atout supplémentaire et peuvent être considérées comme une nouvelle source d'investigations dans l'analyse du climat. De janvier 1958 à décembre 1998, 60 champs atmosphériques différents sont disponibles, sur une grille régulière de pas variables suivant les paramètres (soit $2^{\circ}5 \times 2^{\circ}5$, soit $1^{\circ}9 \times 1^{\circ}9$), et cela, toutes les six heures.

2.2.2 Précisions techniques relatives au modèle NCEP

Cette section précise certains points plus techniques du modèle NCEP, mais sa lecture n'est pas essentielle pour la compréhension de l'ensemble de notre étude.

Pour pallier le risque de biais artificiels, le NCEP et le NCAR ont pris un certain nombre de précautions.

1. Dans le module d'assimilation du NCEP, des modifications introduites dans le système GDAS pour améliorer les prévisions ont abouti à des changements climatiques apparents. Ces sauts dans les paramètres atmosphériques obtenus masquent, dans une certaine mesure, des signaux éventuels de vrais changements climatiques à court terme ou encore la variabilité interannuelle (Kalnay *et al.*, 1993). L'idée de base du projet CDAS (Climate Data Assimilation System) dans les réanalyses est d'utiliser un système d'analyse/prévision "gelée" pour produire une assimilation de données en utilisant des données historiques de 1946 à nos jours.
2. D'autre part, dans le but d'éliminer l'impact possible de l'introduction de nouvelles observations sur les données climatiques réanalysées, le NCEP et le NCAR ont produit deux calculs parallèles de réanalyse, sur une période de plus d'un an, un avec intégration de nouveaux systèmes d'observation, et un autre sans (Kalnay *et al.*, 1996). Les auteurs expliquent que cela permet aux utilisateurs d'estimer la proportion avec laquelle le nouveau système d'observation peut influencer le climat issu du modèle, et notamment le cycle annuel.
3. Enfin, Higgins *et al.* (1996a) suggèrent que l'intégration de très grosses bases de données en entrée réduit ce problème. Ainsi, à l'échelle globale, Mo *et al.* (1995)

suggèrent que les analyses ne sont pas affectées par des changements issus de la disponibilité des données, comme par exemple l'intégration des données satellitales. Toutefois, ils supposent que l'impact de ces changements peut être plus grand à une échelle régionale.

Malgré une certaine prudence dans la réalisation des réanalyses, un certain nombre de problèmes peuvent exister dans le modèle du NCEP. Il peut s'agir, entre autres, des choix liés à la paramétrisation du modèle qui génère les réanalyses. Nous présentons ici quelques informations relatives à ce sujet.

— Rôle de la paramétrisation des processus physiques du climat dans le modèle NCEP

L'amélioration de la modélisation du cycle hydrologique est essentielle pour obtenir une meilleure estimation de ses composantes qui ne sont généralement pas observées, à l'exception des précipitations ou de données ponctuelles d'échelle fine issues de campagnes de mesure. Avant 1980, les données provenant de prévisions opérationnelles donnaient une image biaisée de la branche atmosphérique du cycle hydrologique (Rosen et Salstein, 1980). Des améliorations récentes dans les modèles eux-mêmes et dans leur système d'assimilation ont conduit à de meilleures estimations du cycle hydrologique, particulièrement pour les quantités dérivées des processus physiques, comme les précipitations ou l'évaporation (Roads *et al.*, 1992; Chen et Pfaendtner, 1993). Les réanalyses qui intègrent ces améliorations fournissent actuellement un certain nombre de paramètres permettant d'analyser les composantes du cycle hydrologique :

- des variables assimilées par le modèle (vent, humidité spécifique . . .) qui sont des champs instantanés disponibles toutes les 6 heures (variables des classes A et B) ;
- des champs pronostiques (précipitations . . .), qui sont générés à partir de la paramétrisation physique du modèle, en accord avec les quantités précédemment assimilées (variables de la classe C).

Ainsi, bien que les réanalyses utilisent des observations d'altitude et des données synoptiques de surface, le cycle diurne de la température, l'humidité et les flux de surface sur les continents sont tous calculés à partir de la paramétrisation des surfaces continentales du modèle (Betts *et al.*, 1995).

La troposphère est un système chauffé par le bas, ce qui conditionne toute sa dynamique. Ainsi, les processus de surface, du fait de leur complexité et de l'importance des interactions d'échelles, ne sont pas simples à intégrer dans un modèle. Une mauvaise prise en compte de ces facteurs dans la phase de paramétrisation du modèle entraîne des

biais dans les champs réanalysés dont ils dépendent. Or, Viterbo et Beljaars (1995) expliquent que la paramétrisation des processus de surface continentale dans les prévisions numériques météorologiques ou les MCGA, est importante pour deux raisons majeures :

- les flux de chaleur sensible et latente sont les conditions limites pour les équations de chaleur et d’humidité dans l’atmosphère. En donnant le forçage radiatif correct à la surface, les schémas de surface continentale sont aussi largement responsables de la qualité des paramètres météorologiques en subsurface produits par le modèle, comme par exemple le point de condensation ou la nébulosité dans les basses couches.
- les conditions de surface doivent produire les mécanismes de rétroaction adéquates influençant les autres processus physiques dans l’atmosphère, comme par exemple, la nébulosité des basses couches qui influence le bilan radiatif de surface, ou les flux de chaleur sensible et latente qui influencent les échanges dans la couche limite et l’intensité des processus de convection (humide et sèche).

— Variables intégrées dans la paramétrisation des conditions de surface

La version actuelle du modèle de surface continentale MRF du NCEP/NCAR utilise un schéma de sol à deux couches fondé sur les travaux de Mahrt et Pan (1984) et de Pan et Mahrt (1987). Ce modèle inclut, entre autres, l’hydrologie du sol, modélisée comme un processus de diffusion. L’évaporation est modélisée à partir de trois composantes : l’évaporation directe à partir de la surface de sol nu, la transpiration à travers les stomates des feuilles et la ré-évaporation des précipitations interceptées par la canopée. Les détails de ces différentes composantes et leur calcul sont donnés dans Betts *et al.* (1995). La convection humide est représentée par une forme simplifiée du schéma de paramétrisation de Arakawa-Schubert développé par Pan et Wu (1994). Il a été choisi car il donne de meilleures estimations des précipitations sur les États-Unis et des configurations de précipitations plus réalistes dans la bande tropicale (Higgins *et al.*, 1996b). L’albédo provient de la base de données de Matthews (1985). L’humidité du sol est mise en évidence pendant le cycle de l’analyse en utilisant le modèle du sol de Pan et Mahrt (1987). La longueur de rugosité et la résistance de la végétation proviennent du SiB (Simple Biosphere Model) (Dorman et Sellers, 1989). Pour plus de précision, le schéma de surface continentale implanté dans le modèle NCEP/NCAR est décrit dans Betts *et al.* (1996b).

Un certain nombre de travaux se sont attachés à analyser les paramètres de surface et de la couche limite. Nous pouvons citer, par exemple, ceux de Betts *et al.* (1995, 1996a,b, 1998). Les auteurs ne cherchent pas à étudier précisément la bonne concordance entre

les données du modèle et l'observation, mais plutôt à donner des indications sur des biais systématiques, les situations où la paramétrisation du modèle ne représente pas les données observées de façon réaliste. Ce type de confrontation avec l'observation donne à l'utilisateur une information sur la qualité des réanalyses, et aux modélisateurs une indication sur la direction à prendre pour une amélioration du modèle dans la formulation des surfaces continentales et de la couche limite.

La comparaison avec l'observation se fait avec les données du programme FIFE (First International satellite land surface climatology project Field Experiment). Son site d'expérimentation de 225 km^2 se situe dans le Kansas, aux États-Unis. Ce programme se fonde sur une série tri-horaire d'observations météorologiques de surface, de radiosondages et de mesures de bilan d'énergie en surface, collectés pendant la saison de croissance estivale de l'année 1987. Les détails du projet FIFE sont décrits dans Sellers *et al.* (1988) et Sellers et Hall (1992). Betts et Beljaars (1993) ont utilisé cette base de données pour identifier, entre autres, les erreurs de formulation des conditions de surface continentale et de couche limite dans le modèle utilisé pour les réanalyses de l'ECMWF.

Betts *et al.* (1995) analysent les deux composantes, respectivement la surface continentale et la couche limite du système de réanalyse NCEP/NCAR, et se focalisent sur les forces et faiblesses apparentes de ces données. Ils comparent les séries temporelles moyennes de FIFE avec des sorties du modèle MRF. La représentation du modèle en terme de cycles diurne et saisonnier leur semble encourageante, bien que les données identifient des aspects de la paramétrisation du modèle qui nécessitent des développements ultérieurs. Par ailleurs, ils montrent que le cycle saisonnier des flux de surface journaliers dans les réanalyses est relativement bon. Une des clés d'un schéma acceptable de surface continentale est la précision de l'évapotranspiration de surface. En général, le modèle MRF modélise assez bien la diminution saisonnière de l'évapotranspiration entre fin juin et octobre. Ainsi, le cycle saisonnier global de l'interaction des surfaces continentales dans les réanalyses est comparable avec celui des données FIFE dans le Kansas (Betts *et al.*, 1996b).

En fonction de ces résultats relatifs à la paramétrisation du schéma de surface dans le modèle du NCEP, il faut noter que l'obtention des données journalières s'effectue en moyennant trois valeurs à 12, 18 et 24 UTC. De ce fait, cette valeur est moins représentative que la moyenne sur six valeurs effectuée à partir des données observées FIFE. Cela peut donc entraîner un biais relatif dans la comparaison.

Un des problèmes majeurs concernant la paramétrisation du modèle MRF est l'absence de schéma de végétation interactive. Le modèle n'intègre qu'un seul type de végé-

tation qui a une valeur fixe à l'échelle globale de 0,7, contrairement à celui de l'ECMWF qui a une distribution globale de la végétation (Betts *et al.*, 1998). Cette valeur est une fraction du couvrir végétal correspondant à la résistance minimum de la végétation dérivée du modèle SiB. Ainsi, une valeur fixe de végétation à l'échelle du globe va interagir de façon significative en faussant les interactions entre la surface continentale, la couche limite, la radiation et les schémas de convection. De plus, le modèle ne possède pas de cycle saisonnier de végétation explicite, comme le montrent Betts *et al.* (1995).

Cette valeur de végétation uniforme et constante est une approximation grossière qui peut notamment conduire à une mauvaise estimation des flux turbulents (la chaleur sensible et la chaleur latente étant régulées par l'évaporation) et radiatifs (régulés par l'albédo) en surface. Toutefois, ces erreurs ne sont pas toujours évidentes à quantifier par rapport aux autres incertitudes qui affectent le bilan de l'eau et le bilan d'énergie en surface. Par exemple, les biais sur les précipitations que l'on rencontre parfois dans les MCGA peuvent générer des erreurs sur l'évaporation, plus importantes encore qu'une mauvaise estimation de la couverture végétale.

2.2.3 Classification des champs réanalysés

Chacun des champs réanalysés est classé parmi quatre catégories qui décrivent l'influence des observations ou de la physique du modèle sur les résultats (Kalnay *et al.*, 1996). On distingue 4 classes :

- La **classe A** indique que la variable analysée est fortement influencée par les observations. C'est le cas de la température d'altitude et des vents. Ces variables sont généralement bien définies dans l'observation et leur assimilation permet, par exemple, une meilleure estimation de l'état de l'atmosphère que les seules observations. Nous considérons que l'information issue de la classe A est la plus fiable.
- La **classe B** comprend les variables qui dépendent à la fois de l'observation et du modèle, comme la température de surface et l'humidité. Le taux d'humidité dans l'atmosphère dépend de la façon dont sont paramétrés les processus convectifs ; il est donc influencé par la climatologie du modèle.
- La **classe C** pour laquelle les observations n'affectent pas directement la variable analysée. Elle est dérivée du modèle qui assimile les observations afin qu'elles soient conformes à la physique atmosphérique. C'est le cas des précipitations et des flux de surface. Cependant, si ces phénomènes sont bien paramétrés, on peut obtenir une meilleure estimation que celle fournie par les données observées.

- La **classe D** qui caractérise les variables dépendant exclusivement du modèle, par exemple, la résistance des plantes.

Cette classification ne doit pas être utilisée de façon trop rigide. Nous la considérons comme une aide à l'interprétation des réanalyses, notamment des variables des catégories B et C. Cela ne signifie pas pour autant que ces variables sont éloignées de la réalité. Les variables retenues pour ce travail sont présentées en fonction de leur catégorie d'appartenance (tableau 2.1).

Catégorie	Paramètre	Unité	Niveau	Résolution spatiale (long. × lat.)
A	Hauteur du géopotentiel	<i>mgp</i>	17 niveaux	144 × 73
A	Température de l'air	°C	17 niveaux	144 × 73
A	Vent zonal et vent méridien	<i>m/s</i>	17 niveaux	144 × 73
A	Pression au niveau de la mer	<i>m</i>	surface	144 × 73
B	Eau précipitable	<i>kg/m²</i>	colonne d'air	144 × 73
B	Humidité spécifique	<i>g/kg</i>	8 niveaux	144 × 73
B	Vitesse verticale	<i>Pascal/s</i>	8 niveaux	144 × 73
C	Flux de chaleur latente	<i>W/m²</i>	surface	192 × 94
C	Flux de chaleur sensible	<i>W/m²</i>	surface	192 × 94
C	Flux solaire incident de courte longueur d'ondes	<i>W/m²</i>	surface	192 × 94
C	Flux sortant de grande longueur d'ondes	<i>W/m²</i>	surface	192 × 94
C	Précipitations	<i>mm/j</i>	surface	192 × 94
17 niveaux: de 1 000 à 100 hPa 144 × 73: soit 2°5×2°5 (≈ 277 km à l'équateur)				
8 niveaux: de 1 000 à 300 hPa 192 × 94: soit ≈ 1°9×1°9 (≈ 211 km à l'équateur)				

TAB. 2.1 – *Classification par catégorie des données de réanalyse du NCEP/NCAR retenues*

Dans la suite du document, nous désignerons les données de réanalyse du NCEP/NCAR sous les termes suivants : données NCEP, données de réanalyse ou réanalyses.

Méthodes

Sommaire

3.1	Détermination des structures de variabilité	30
3.1.1	Analyse en Composantes Principales	30
3.1.2	Classification Hiérarchique Ascendante	31
3.2	Téléconnexions	32
3.2.1	Corrélations linéaires	32
3.2.2	Analyses composites	32
3.2.3	Régressions linéaires multiples	33
3.3	Analyse du signal dans les séries temporelles: SMWDA	34
3.3.1	Principe de la méthode	35
3.3.2	Signification statistique des résultats et influence de la taille de la fenêtre	35

Un certain nombre de méthodes statistiques sont utilisées tout au long de ce travail. Ce chapitre permet au lecteur d'avoir une description orientée en fonction des besoins du sujet à traiter. Il faut rappeler que le choix des méthodes statistiques, notamment en géographie, doit être adapté en grande partie au type de données utilisées, à leur qualité et à leur répartition spatio-temporelle.

Toutes ces méthodes ont déjà été largement décrites pour leur utilisation en climatologie diagnostique (Lebart *et al.*, 1982; Bouroche et Saporta, 1987; Beltrando, 1990b; Fontaine, 1990; Richard, 1993; von Storch et Navarra, 1993; Camberlin, 1994; Moron, 1994; Roucou, 1997). Seuls les principes essentiels de chacune des méthodes sont repris

ici, ainsi que les précautions à prendre en terme d'utilisation et d'interprétation des résultats. Un développement plus important est donné avec la SMWDA (Split Moving-Window Dissimilarity Analysis), méthode moins largement diffusée. Cette méthode est employée dans la recherche de ruptures de stationnarité dans des séries chronologiques.

3.1 Détermination des structures de variabilité

Les méthodes présentées dans cette section sont essentiellement utilisées pour décrire la variabilité spatiale et temporelle des précipitations.

3.1.1 Analyse en Composantes Principales

L'analyse conjointe d'un grand nombre de séries statistiques se trouve grandement facilitée par la quasi-généralisation des méthodes factorielles, telles que les Analyses en Composantes Principales (ACP). C'est tout particulièrement vrai dans le cas de l'étude des variations spatio-temporelles de paramètres climatiques comme les précipitations. Cette méthode linéaire est maintenant largement utilisée en climatologie pour le traitement des données hétérogènes (Richman, 1981). Bouroche et Saporta (1987) la considèrent comme la méthode de base de l'analyse des données. Cette méthode, discutée dans Richman (1986) puis dans O'Lenic et Livezey (1988), permet d'**identifier des modes cohérents de variabilité interannuelle** pour les paramètres climatiques (Dyer, 1975; Barnston et Livezey, 1987; Janowiak, 1988; Ogallo, 1989; Bigot *et al.*, 1995). Elle permet d'extraire le maximum d'informations, sous une forme simple, à partir d'un ensemble très important de données, et elle sert à mettre en évidence les interrelations entre les variables et les ressemblances ou oppositions entre les observations.

Une ACP sur des données climatiques aboutit à une information spatiale qui localise un phénomène particulier avec une population propre (composante principale), associée à un résumé temporel des variables initiales obtenu par combinaison linéaire (chronique). Elles sont ainsi décorrélées. À chaque composante est associé un pourcentage de la variance totale des individus, qui décroît au fur et à mesure que le rang de la composante augmente. Il est donc intéressant de retenir un nombre minimum de composantes expliquant un maximum de variance. Les seuils de signification statistique utilisés pour retenir le nombre de composantes principales sont donnés par le *scree-test* (Cattell, 1966) et par le test de North (North *et al.*, 1982), afin d'éviter une dégénérescence de l'information (deux valeurs propres successives ayant des pourcentages de variance pratiquement équivalents sont le signe d'une dégénérescence ou redondance de l'information).

Une présentation plus détaillée de la méthode se trouve dans Richman (1986) et Escofier et Pagès (1998).

Afin d'obtenir, après ACP, des structures spatiales plus claires et plus facilement interprétables, les composantes principales sont soumises à rotation. La **rotation orthogonale Varimax** (Kaiser, 1958) respecte les contraintes d'orthogonalité et d'indépendance entre les axes. C'est généralement la rotation orthogonale algébrique analytique la plus reconnue comme étant exacte et la plus utilisée (Richman, 1986; O'Lenic et Livezey, 1988). Dans ce travail, l'ACP avec rotation Varimax, est effectuée à partir de la **matrice de corrélation**.

3.1.2 Classification Hiérarchique Ascendante

La Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) est une méthode qui cherche à diviser un groupe initial d'individus en plusieurs groupes, afin que les individus d'un même groupe soient à la fois très proches entre eux et très différents de ceux des autres groupes. La méthode hiérarchique, non-linéaire, choisie dans ce travail, permet de suivre l'évolution successive des groupes de variabilité homogène. Cette technique est dite ascendante, car dans un premier temps, sont créées autant de classes que d'individus, puis dans un second temps, sont regroupés en une unité les deux individus les plus proches, jusqu'à obtention d'un groupe unique. La CHA procède donc par **regroupements successifs des unités élémentaires en fonction de leur ressemblance** par rapport à un ensemble de critères (Sanders, 1989).

Le critère d'estimation de la **distance de Ward** (SAS/STAT, 1987; Bouroche et Saporta, 1987), basé sur la variance minimale, a été choisi dans ce travail comme méthode d'agglomération des individus, car il permet d'obtenir des groupes de taille homogène (Bouroche et Saporta, 1987). La méthode complémentaire qui sert à retenir le nombre de classes n'est pas détaillée dans notre travail, mais est développée, par exemple, dans Sanders (1989).

La CHA a été utilisée pour déterminer des types de configurations de téléconnexion entre les TSO et les précipitations en Afrique tropicale en fonction de leur évolution saisonnière. Le nombre de classes dépend théoriquement de la précision que l'on désire atteindre. Dans la pratique, il se trouve limité par la cohérence spatiale et climatique des types de téléconnexions obtenus. Il faut noter un problème d'effet de taille dans cette méthode qui peut conduire à la mise en évidence de classes ayant une répartition spatiale peu cohérente. L'interprétation des résultats ne se fera donc que sur les classes significatives ayant une forte cohérence spatiale.

3.2 Téléconnexions

L'analyse des relations statistiques entre deux champs distincts, ou distants l'un de l'autre, peut être effectuée de plusieurs manières. Les méthodes les plus simples sont les corrélations, les régressions linéaires, et les analyses composites. Ces techniques ont l'avantage d'être faciles à mettre en œuvre, surtout si l'on travaille à partir d'indices spatiaux.

3.2.1 Corrélations linéaires

Très utilisée en climatologie, cette méthode consiste à calculer des coefficients de corrélation linéaire **mesurant l'intensité de la relation entre des variables**. Les détails de la méthode sont largement exposés dans les travaux de Snedecor et Cochran (1967) et Moore (1979). Le carré du coefficient de corrélation (noté R^2 ou coefficient de détermination) qui associe deux variables correspond à la part de variance commune entre ces deux variables. Toutefois, la validité du coefficient de corrélation est fondée sur l'existence d'une **relation linéaire** entre les deux variables étudiées. Or, un coefficient de corrélation élevé n'implique **pas de relation de causalité** entre les variables. Il peut s'agir d'une relation de covariation entre deux variables en fonction d'un forçage extérieur. Inversement, un faible coefficient peut cacher une relation forte, mais non linéaire entre des variables. Une certaine prudence s'impose donc quant à l'interprétation des résultats obtenus. Il est important d'essayer de rattacher les résultats des corrélations à des mécanismes climatiques ou météorologiques pour leur donner un sens. Par ailleurs, cette méthode est sensible à la taille de l'échantillon étudié. Une faible valeur de corrélation sur un grand échantillon sera jugée plus significative qu'une valeur élevée sur un échantillon réduit. Une autre contrainte de cette méthode est qu'elle est très sensible aux valeurs extrêmes puisqu'elle utilise les moments d'ordre 2. Les coefficients de corrélation obtenus sont testés statistiquement avec le **test de Bravais-Pearson** dépendant du nombre de degrés de liberté rattachés à ces valeurs, aux seuils de 95 ou 99%. Cette notation signifie qu'il y a une probabilité de 95% (respectivement 99%) que la relation statistique soit vérifiée ; la marge d'erreur est donc de 5% (respectivement 1%).

3.2.2 Analyses composites

Complémentaire des corrélations, l'analyse composite est une méthode souple d'emploi, fréquemment utilisée en climatologie diagnostique pour **mettre en évidence l'existence de téléconnexions entre des variables**. Dans notre travail, elle sert principale-

ment à l'analyse des relations entre les anomalies de températures de surface océanique et leur impact sur la variabilité pluviométrique. Cette méthode consiste à **comparer entre elles les moyennes de deux échantillons extraits d'une même série chronologique**. Les deux échantillons contiennent les valeurs extrêmes de la série chronologique. Le choix des échantillons à tester s'opère en fonction d'un critère extérieur. La différence entre les deux échantillons est évaluée, puis validée par le **test en t de Student**. La table de Student permet de comparer les résultats avec des valeurs théoriques au-delà desquelles la différence est jugée significative. Ce test paramétrique suppose que les échantillons sélectionnés soient indépendants. Les détails de ce test sont développés dans Federighi (1959) et AFNOR (1978).

Cette méthode sera très largement employée dans la troisième partie de ce travail, afin d'étudier les configurations atmosphériques correspondant à différents types d'anomalies de TSO et de précipitations en Afrique tropicale. Toutefois, on doit remarquer que la seule prise en compte de cas pluviométriques extrêmes dont on veut examiner les connexions n'exclue nullement le mélange d'anomalies résultant de mécanismes très divers.

3.2.3 Régressions linéaires multiples

La régression multiple consiste à **expliquer un phénomène Y par la conjonction de variables de plusieurs phénomènes $X_{1...n}$** , en principe indépendants, appelées régresseurs. L'équation de la régression multiple est du type :

$$Y' = a_1X_1 + a_2X_2 + a_jX_j + \dots + a_pX_p + b$$

$$\text{avec } \begin{cases} Y' : & \text{variable estimée par l'équation,} \\ X_j : & \text{régresseurs } (j = 1, 2, \dots, p), \\ a_j \text{ et } b : & \text{paramètres à calculer.} \end{cases}$$

Plus les résidus E , correspondant à $Y - Y'$, sont faibles, meilleure est l'équation de régression qui se rapproche de la réalité ; inversement, plus ils sont forts, plus ils s'en éloignent, traduisant par exemple :

- une variable oubliée dans le modèle de régression ;
- des caractéristiques locales, qui tiennent, pour chaque lieu, à des facteurs particuliers ;
- une imprécision des données entraînant du bruit.

L'importance des résidus indique la prise en compte de conditions non satisfaisantes dans le modèle. En effet, l'application du modèle de régression n'est justifiée au plan

statistique que si un certain nombre d'hypothèses sur les résidus sont vérifiées, comme leur distribution normale ou leur moyenne proche de zéro (Vigneron, 1997).

La **méthode pas à pas** (ou stepwise) consiste à recueillir un grand nombre de variables jugées explicatives, et à choisir parmi elles l'ensemble le plus explicatif. Le but est d'obtenir une régression optimale, c'est-à-dire le plus fort coefficient de détermination R^2 pour un minimum de variables explicatives. La première étape consiste à intégrer dans le modèle de régression tous les régresseurs et à éliminer celui qui apporte le moins d'information spécifique (celui qui a le plus petit coefficient de corrélation partielle avec Y). Les autres étapes consistent à relancer le modèle de régression afin de ne retenir à la fin que les meilleurs régresseurs.

Un des problèmes de la régression multiple est l'existence de dépendance entre les régresseurs. Chaque régresseur a une part d'explication de Y . Mais, s'ils sont corrélés entre eux, ils apportent des explications partiellement redondantes et l'interprétation de cette régression multiple devient alors complexe (Chadule, 1987).

Dans notre travail, nous cherchons à analyser la part de variance de la variabilité des précipitations tropicales sur le continent africain expliquée par la combinaison de plusieurs indices de températures de surface océanique et à différencier les espaces soumis à un seul forçage océanique ou à la combinaison de plusieurs.

3.3 Analyse du signal dans les séries temporelles : SMWDA

Une série temporelle de valeurs climatiques, ou chronique, constitue un signal au sens physique du terme, c'est-à-dire une quantité variable en fonction du temps, porteuse d'informations. Dans notre travail, l'analyse des chroniques a pour but l'**identification d'éventuelles ruptures d'homogénéité** dans les séries atmosphériques des réanalyses du NCEP/NCAR. L'existence d'une rupture dans une chronique conduit ensuite à chercher son origine, ce qui conditionne son interprétation. La méthode utilisée dans ce travail est la SMWDA (Split Moving-Windows Dissimilarity Analysis).

Un certain nombre de tests statistiques classiques existent pour analyser le signal temporel et mettre en évidence des ruptures d'homogénéité. Nous pouvons citer, par exemple, le test de Pettitt (Pettitt, 1979) combiné au test de Student (Federighi, 1959). Plus récemment, la SMWDA, ou analyse des dissemblances par fractionnement de fe-

nêtres glissantes, est une **méthode multivariée** qui peut être utilisée pour situer les ruptures intervenant dans une série de données. Elle fournit une **chronologie détaillée des dates de changement de rythme**. Développée initialement en pédologie pour repérer des discontinuités dans des séries pédologiques d'apparence homogène (Webster, 1973, 1978), la SMWDA a été adaptée à la climatologie pour dater précisément des changements climatiques (Kemp *et al.*, 1994). Elle a été, par exemple, utilisée avec succès dans l'analyse des ruptures pluviométriques en Afrique centrale (Bigot *et al.*, 1998).

3.3.1 Principe de la méthode

Cette méthode, fondée sur le principe des moyennes mobiles, permet de **détecter la durée et la nature des fluctuations d'une variable** donnée. L'analyse débute par le positionnement d'une fenêtre Q de longueur donnée (par exemple 20 ans) au début d'une série chronologique de longueur N . La valeur de Q doit être paire et inférieure à N . La fenêtre Q est divisée en deux, la moyenne de chacun des deux échantillons est calculée (pour notre exemple, deux moyennes sur 10 ans) et leur différence est testée par le **test de Student**.

L'opération est répétée tout au long de la série en faisant progresser la fenêtre d'un an à chaque fois. Ensuite, les valeurs séquentielles de différence sont représentées graphiquement et les pics éventuels indiquent alors une discontinuité potentielle dans la série temporelle. Une description détaillée de la méthode est donnée dans Cornelius et Reynolds (1991) et Kemp *et al.* (1994).

La SMWDA traite donc toutes les moyennes mobiles d'une variable simultanément comme autant de variables indépendantes et a l'avantage de préserver la chronologie des séries.

3.3.2 Signification statistique des résultats et influence de la taille de la fenêtre

La SMWDA s'accompagne d'une méthode objective pour déterminer la signification statistique des pics qu'elle génère, puisque des ruptures sont décelées même sur des séries aléatoires (Cornelius et Reynolds, 1991). La **méthode de Monte Carlo** (Livezey et Chen, 1983), utilisée dans ce travail, établit des lois de probabilité en fonction de 1 000 séries pseudo-aléatoires générées ayant la même corrélation sériale de rang 1 et la même variance que la série à tester. Des seuils de signification à 5 et 1% sont alors calculés à partir de cette distribution.

La nature des discontinuités mises en évidence par la SMWDA dépend largement

de la **taille de la fenêtre** utilisée. Toutefois, on ne considère pas qu'il y ait une taille de fenêtre optimale. On utilise plutôt une série de fenêtres de différentes tailles pour analyser l'ensemble des ruptures d'une chronique. Plus la taille de la fenêtre est grande, plus on réduit le bruit associé, par exemple à une année atypique, et plus on augmente la capacité de la méthode à détecter un changement peu marqué, comme une tendance, significative sur le long terme.

L'avantage d'une fenêtre de taille 4 ou 6 ans réside dans la précision de la localisation temporelle de l'événement. Une taille de fenêtre plus grande supprime la détection des petites variations aléatoires de la série et permet de mettre en évidence des ruptures plus significatives à long terme. Les tailles de fenêtres au-delà de 20 ans ont été négligées car la précision temporelle est faussée par un décalage dans le temps de la date de rupture dû à un étalement dans le temps de cette date de rupture. Ainsi, il est nécessaire d'utiliser des tailles de fenêtres inférieures pour une datation plus précise des ruptures. En effet, nos propres analyses ont montré que pour deux dates de rupture proches dans le temps, une taille de fenêtre trop grande de plus de 20 ans tend à ne détecter qu'une seule rupture dont le pic se situe entre les deux dates de ruptures effectives. De plus, une taille de fenêtre trop importante raccourcit la série initiale d'autant d'observations, et elle n'offre pas la possibilité de détecter des ruptures en début et en fin de période. Par exemple, pour une taille de fenêtre de 20 ans, aucune rupture ne pourra être décelée pendant les 10 premières et les 10 dernières années de la série.

Nous avons utilisé la SMWDA afin de déterminer précisément les dates de ruptures d'homogénéité dans les séries pluviométriques du NCEP et du CRC sur le continent africain pour la période 1958-1997. Afin d'éliminer les biais issus de l'utilisation de différentes sources de données, une même résolution spatiale a été adoptée pour chacune des deux bases de données. Les moyennes mensuelles de pluie ont été interpolées sur le continent africain en une grille régulière de $3^{\circ}75$ par $3^{\circ}75$ (soit un carré d'environ 416 km de côté à l'équateur). Le choix d'une résolution spatiale assez lâche est nécessaire du fait de la faible densité des stations pluviométriques en Afrique centrale et dans la partie nord-est du continent. Dans ce travail, l'analyse par SMWDA est effectuée sur la base de tailles de fenêtre de 8, 12, 16 et 20 ans, cherchant ainsi le meilleur compromis entre le court terme et l'échelle décennale. Il semble en effet judicieux de prendre en compte simultanément les résultats de plusieurs tailles de fenêtre : afin de valider statistiquement une rupture dans le temps (tailles de fenêtre de 16 et 20 ans), pour localiser la rupture le plus précisément possible (tailles de fenêtre de 8 et 12 ans), et pour connaître les caractéristiques d'une rupture en comparant les pics d'une fenêtre à l'autre. Toutefois,

il ne faut pas oublier que quantifier statistiquement le degré de signification des ruptures climatiques est insuffisant ; il faut également chercher à les relier à des processus physiques, et les expliquer.

Dans cette partie, l'accent a été mis sur la description des données observées et ré-analysées et des techniques statistiques utilisées, le but étant de rechercher des connexions entre les structures spatio-temporelles pluviométriques et les conditions océano-atmosphériques. Les paramètres (précipitations, TSO, variables atmosphériques) sont ainsi sélectionnés pour répondre aux objectifs fixés dans la problématique : d'une part, l'évaluation de la fiabilité des données de réanalyse dans l'étude du climat africain, et d'autre part, l'analyse de l'impact régional de conditions de surface océanique sur la variabilité pluviométrique en Afrique et la dynamique de l'atmosphère. La mise en évidence de liens statistiques est une première étape, leur explication est la seconde. Les données de réanalyse sont ici l'outil privilégié aidant à l'interprétation.

Deuxième partie

Étude diagnostique des données de réanalyse NCEP en Afrique tropicale

La mise à disposition des données NCEP pour l'étude du climat en Afrique tropicale ouvre des perspectives de recherche dans l'analyse de la dynamique du système terre-océan-atmosphère et des interactions entre ses composantes. Ces données conduisent à une vision moins parcellaire du système climatique. La première étape en climatologie consiste à tester statistiquement les capacités des données à reproduire les mécanismes climatiques qu'elles caractérisent. Nous privilégions l'analyse des précipitations car elles sont la signature la plus visible et la plus sensible du climat pour les hommes, en particulier dans la zone intertropicale. Par ailleurs, si l'on se réfère au constat de l'OMM en Afrique, la mesure des précipitations y est de plus en plus problématique.

Dans ce contexte, notre premier objectif est de voir **dans quelle mesure les précipitations estimées par les réanalyses peuvent compléter le réseau de mesures afin de pallier le déficit d'observations, et même d'affiner leur étude sur les vastes espaces dépourvus de mesures**. L'analyse comparée avec une base de données observées est le point de départ de l'étude de la qualité des précipitations réanalysées à l'échelle de l'Afrique tropicale. Nous nous attachons plus spécifiquement à trois aspects fondamentaux dans l'étude des précipitations. D'une part, nous vérifierons l'absence de ruptures de stationarité artificielle dans les séries temporelles. D'autre part, nous analyserons la cohérence des différents rythmes saisonniers qui caractérisent la répartition spatiale des précipitations en Afrique tropicale (unimodal boréal, bimodal, unimodal austral) en s'appuyant sur les totaux précipités et sur l'amplitude saisonnière. Enfin, nous aborderons la prise en compte de la variabilité interannuelle des pluies dans les réanalyses, et l'identification des événements extrêmes (années anormalement sèches ou très pluvieuses). L'étude à l'échelle du continent africain sera précisée par plusieurs analyses régionales.

Le second objectif est d'**étendre l'étude aux principaux paramètres atmosphériques utilisés dans l'analyse de la dynamique du climat**. Nous généralisons l'analyse de l'homogénéité temporelle des séries afin de détecter la présence possible de biais artificiels pouvant fausser l'interprétation des résultats et conduire à des constats erronés. L'identification éventuelle de biais systématiques au travers des différents paramètres retenus nous conduit à la recherche de leurs origines principales, utiles pour comprendre les erreurs d'interprétation qu'elles entraînent.

Répondant à ces objectifs, cette partie comporte deux volets. L'étude des précipitations réanalysées sur l'Afrique tropicale et la comparaison avec l'observation feront l'objet du chapitre 4. L'analyse de l'homogénéité temporelle des données climatiques NCEP sera développée dans le chapitre 5.

Précipitations

Sommaire

4.1 Apports et limites des réanalyses NCEP pour l'étude des précipitations et du cycle hydrologique	44
4.1.1 NCEP et climatologie en zone intertropicale	44
4.1.2 Première utilisation des réanalyses du NCEP en Afrique tropicale .	47
4.2 Analyse de l'homogénéité temporelle des précipitations	48
4.2.1 Une rupture principale : 1967/1968	48
4.2.2 Trois ruptures secondaires : 1975, 1983 et 1987	52
4.3 Comparaisons entre précipitations réanalysées du NCEP et observées du CRC	53
4.3.1 Répartition spatiale des totaux annuels	54
4.3.2 Cycles saisonniers	57
4.3.3 Variabilité interannuelle	63
4.4 Diagnostic des précipitations NCEP en Afrique tropicale	70

L'objectif de ce chapitre est d'estimer le degré de fiabilité des données de précipitations issues de la base de données de réanalyse du NCEP/NCAR à l'échelle de l'Afrique tropicale. Plus précisément, notre but est de vérifier si ces données peuvent être utilisées en complément de l'observation. Dans un premier temps, nous présentons une synthèse des travaux qui permettent d'identifier bénéfices et contraintes liés à l'utilisation des réanalyses pour l'étude des précipitations et du cycle hydrologique en domaine tropical. Ensuite, nous développons notre analyse sur l'Afrique tropicale à partir de trois aspects qui feront chacun l'objet d'une section. D'une part, nous testons en parallèle

l'homogénéité temporelle des séries pluviométriques en Afrique tropicale afin d'identifier d'éventuelles ruptures de stationnarité. Ensuite, nous comparons la répartition spatiale des précipitations africaines associée au cycle saisonnier, en nous attachant à l'analyse des quantités précipitées et de l'amplitude saisonnière à l'échelle du continent, puis sur des domaines régionaux. Enfin, nous analysons la variabilité interannuelle des précipitations aux deux échelles spatiales : à l'échelle du continent, pour déterminer la concordance entre observation et réanalyse concernant l'identification des principaux modes de variabilité pluviométrique africaine ; à l'échelle régionale, pour étudier la succession des événements anormalement secs et humides dans les deux bases de données.

4.1 Apports et limites des réanalyses NCEP pour l'étude des précipitations et du cycle hydrologique

Nous présentons ici une synthèse de différentes études du cycle hydrologique en domaine tropical s'appuyant sur des données de réanalyse du NCEP/NCAR. Notre objectif n'est pas de recenser de façon exhaustive l'ensemble des travaux effectués, mais de mettre l'accent sur quelques constats formulés sur la validité des NCEP, afin de définir les traitements préalables de validation à effectuer avant toute utilisation.

4.1.1 NCEP et climatologie en zone intertropicale

Un certain nombre de travaux ont été menés sur le bilan de l'humidité atmosphérique (Trenberth et Guillemot, 1995; Mo et Higgins, 1996; Rasmusson et Mo, 1996; Wang et Paegle, 1996; Trenberth et Guillemot, 1998) ou sur les précipitations (Janowiak, 1994; Janowiak *et al.*, 1995, 1998; Stendel et Arpe, 1997) dans la zone intertropicale. L'évaluation du bilan d'humidité du NCEP est faite par comparaison avec d'autres sorties de réanalyse (ECMWF, NASA DAO) ou avec des bases de données comme par exemple NVAP (NASA water VApor Project) qui mesure l'humidité atmosphérique en combinant radiosondages et données satellitales (Randel *et al.*, 1996). L'évaluation des précipitations issues des réanalyses s'effectue, quant à elle, par comparaison avec des bases de données pluviométriques observées ou des bases de données intégrant des données *in situ* et des mesures satellitales.

Dans ces travaux, les auteurs s'accordent sur le fait que les réanalyses du NCEP offrent un **champ d'investigation novateur pour décrire les caractéristiques**

générales de la branche atmosphérique du cycle hydrologique en domaine tropical. Alors que ces champs sont tous dépendants du modèle, les résultats obtenus montrent des configurations spatiales réalistes du cycle hydrologique à l'échelle globale. Par exemple, Trenberth et Guillemot (1995) évaluent l'eau précipitable et le bilan global d'humidité dans l'atmosphère à partir des analyses de l'ECMWF, du NCEP et du NASA DAO, et examinent plus spécifiquement la variabilité de la différence E-P (Évaporation-Précipitation) sur la période 1987-1993. Par ailleurs, l'eau précipitable issue de ces analyses globales est comparée avec celle issue des données SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) estimées par satellite. Les auteurs considèrent que **les données NCEP reproduisent correctement les processus dominant à l'échelle globale du cycle hydrologique dans sa partie atmosphérique.** En outre, en comparant les données de réanalyse du NCEP avec trois types de données combinées issues principalement de l'estimation par satellite (NVAP, GPCP et CMAP), Trenberth et Guillemot (1998) obtiennent des configurations spatiales conformes à l'observation pour l'humidité atmosphérique et le cycle hydrologique à l'échelle globale sur la période 1979-1995. Il convient de remarquer que le Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (Huffman *et al.*, 1997) et le Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (Arkin et Xie, 1994), utilisés dans les travaux de Trenberth et Guillemot (1998), sont deux projets de mesures de précipitations faites à partir de données *in situ* et d'estimations par satellite.

Toutefois, à l'échelle régionale, Rasmusson et Mo (1996) et Mo et Higgins (1996) mettent en évidence l'existence de **problèmes de sur et/ou de sous-estimation des valeurs des différentes composantes de la branche atmosphérique du cycle hydrologique, notamment pour l'évaporation et les précipitations**, en les comparant avec les données GPCP. Cependant, dans le domaine tropical à subtropical, Trenberth et Guillemot (1995) suggèrent que le bilan d'humidité est plus dépendant du champ de divergence des flux d'humidité que de la quantité d'humidité *in situ*. De ce fait, la phase d'initialisation de l'analyse a un impact sur le bilan d'humidité obtenu, d'où les écarts enregistrés entre les différentes sorties de modèles.

Par ailleurs, d'autres études sur le cycle hydrologique se sont focalisées sur la validité des données de précipitations du NCEP, principalement par l'analyse de leur variabilité à différentes échelles spatio-temporelles. Dans les réanalyses, les précipitations sont des prévisions du modèle, elles sont donc fortement dépendantes de la paramétrisation du modèle, particulièrement dans les régions tropicales (Janowiak *et al.*, 1998). La comparaison peut donc se faire avec des bases de données indépendantes, observées comme

celles du CRC et du Climatic Research Unit (CRU), ou combinées avec des estimations par satellite (GPCP). D'ailleurs, une des premières applications de la base de données GPCP est la validation des champs de précipitations mensuelles produits par les modèles numériques (Huffman *et al.*, 1997). Ce type de comparaison est motivé par le besoin d'évaluer la qualité des prévisions issues des modèles numériques.

Par exemple, Janowiak (1994) étudie les précipitations mensuelles dans la zone tropicale entre 1986 et 1988, en comparant les sorties réanalysées du NCEP et de l'ECMWF avec la base de données GPCP. Il note la bonne concordance des configurations des processus pluviométriques majeurs dans la bande tropicale, comme la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) ou la zone de convergence du Pacifique sud et il montre que, sur cette période, la variabilité interannuelle dans les NCEP est semblable à celle de l'observation. Par ailleurs, il compare les cumuls pluviométriques entre l'épisode chaud de 1987 et l'épisode froid de 1988 et montre une réponse pluviométrique réaliste dans le domaine intertropical.

Stendel et Arpe (1997) comparent les précipitations à l'échelle globale sur la période 1988-1993 pour détecter des biais dans les données de réanalyse provenant de la paramétrisation des processus de convection et de précipitations. Ils utilisent pour cela différentes bases de données pluviométriques, en particulier celles du NCEP, de la NASA, de l'ECMWF, du GPCP, et la climatologie développée par Legates et Willmott (1990). Leurs résultats montrent que **les écarts de pluie les plus importants entre les bases de données se concentrent principalement sur les océans.**

Par ailleurs, Janowiak *et al.* (1998) étudient le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle des précipitations NCEP et GPCP entre 70°N et 60°S sur la période 1988-1995. Afin de déterminer plus objectivement les différences entre les deux bases de données, ils calculent en parallèle les pourcentages d'erreur des estimations des précipitations du GPCP et identifient des modes communs de variabilité pluviométrique à partir d'EOF (Extended Orthogonal Function) combinées. Ils mettent ainsi en évidence les principaux modes de variation des précipitations à l'échelle globale, notamment ceux liés aux variations de l'Oscillation Australe. Par la suite, ils se focalisent sur l'étude de l'épisode froid La Niña de 1988-1989 et de l'épisode chaud El Niño de 1991-1992. La concordance entre les deux fichiers est relativement bonne, même si les auteurs observent des différences dans l'amplitude de l'extension spatiale de ces épisodes, principalement dans le Pacifique équatorial central.

La majorité des travaux précédemment décrits se focalise sur l'étude des réanalyses à l'échelle globale intertropicale. Ils cherchent à vérifier si les caractéristiques générales

de la branche atmosphérique du cycle hydrologique et des précipitations (zones de forte concentration d'humidité, précipitations liées à la ZCIT, ...) sont bien reproduites. Les auteurs s'accordent sur le fait que les précipitations du NCEP sont une base globale d'information permettant de traduire correctement le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle des précipitations à l'échelle globale.

4.1.2 Première utilisation des réanalyses du NCEP en Afrique tropicale

Peu d'études ont été menées à des échelles plus fines (continentale ou régionale), à l'exception des États-Unis (Janowiak *et al.*, 1995; Higgins *et al.*, 1996a). Or, c'est à ces échelles que l'on se rend le mieux compte de la qualité des données réanalysées, notamment des données de surface qui appréhendent correctement ou non les caractéristiques propres à chaque espace.

Mo et Rasmusson (1990) remarquent que les analyses atmosphériques d'échelle globale ont des résolutions horizontales et verticales trop basses pour représenter correctement certains processus hydrologiques d'échelle plus fine. Aussi, le choix d'échelles spatiales intermédiaires, continentale à régionale, semble intéressant pour étudier les caractéristiques géographiques propres à l'Afrique tropicale qui modulent les précipitations, et pour voir si les réanalyses les prennent en compte de façon satisfaisante. En considérant les travaux sur les NCEP décrits précédemment, on remarque que l'Afrique tropicale n'a fait l'objet d'aucune étude spécifique. Seules quelques études de cas ont été menées sur ce continent pour illustrer des résultats obtenus à l'échelle globale ou intertropicale.

Par rapport aux autres composants du cycle hydrologique, les précipitations sont le seul paramètre qui peut être comparé à une base de données indépendante. Les précipitations n'étant pas assimilées dans le modèle du NCEP, une comparaison entre l'observation et les réanalyses permet une validation complète et précise de ces dernières. Les bases de données contenant des données pluviométriques *in situ* sont peu nombreuses. De plus en plus, des bases de données pluviométriques combinant données *in situ* et estimations par satellites sont utilisées. Toutefois, elles ne représentent pas toujours de façon satisfaisante la situation réelle. Par ailleurs, les comparaisons de précipitations se font fréquemment entre différentes sorties de réanalyse ce qui est peu informatif quand l'objectif est de savoir si ces données peuvent, pour certaines périodes ou aires, pallier le manque d'observations.

Nous comparons ici les précipitations réanalysées NCEP et observées CRC à deux échelles spatiales (continentale et régionale) pour tester la validité des données de réana-

lyse. L'homogénéité temporelle, le volume des précipitations, leurs cycles saisonniers et structures spatio-temporelles de variabilité sont appréhendés et analysés.

4.2 Analyse de l'homogénéité temporelle des précipitations

Avant toute analyse de données et quelle que soit l'échelle considérée, une étape préalable nécessaire est la critique des données, c'est-à-dire l'évaluation de leur qualité et de leur homogénéité temporelle. Il est reconnu depuis longtemps que des séries temporelles climatiques comportant des hétérogénéités, biaisent les résultats d'analyse de changement climatique (Kohler, 1949; Conrad et Pollak, 1950). Cependant, il faut noter que la validation des précipitations n'est pas absolue (Mo et Higgins, 1996). Certaines ambiguïtés peuvent provenir des mesures. Ainsi, les relevés terrestres en domaine tropical sont très hétérogènes (biais des mesures d'origine instrumentale et anthropique, changement des conditions de mesure). Par ailleurs, les quantités précipitées estimées à partir des satellites à défilement sont très utilisées, comme par exemple dans la base de données GPCP, mais la précision relative de l'estimation dépend des méthodes de calibration utilisées (Chiu *et al.*, 1993). Notre travail a été mené en parallèle sur deux fichiers d'observation différents, celui du CRC et celui du CRU (Climatic Research Unit) (Hulme, 1992, 1994a), afin de limiter les problèmes d'hétérogénéité inhérents à l'observation. Bien que les bases de données CRC et CRU présentent beaucoup d'analogies, Bigot *et al.* (1994) montrent que la qualité de la première base de données est aussi bonne, voire meilleure que la seconde, notamment sur le bassin du Congo. Dans notre travail, les résultats obtenus avec la base de données CRU sont similaires à ceux de la base CRC : ils ne seront donc pas présentés dans ce document.

4.2.1 Une rupture principale : 1967/1968

La figure 4.1 présente les deux chroniques NCEP et CRC de la variabilité interannuelle des précipitations à partir d'un indice annuel moyenné sur l'ensemble de l'Afrique tropicale (moyenne de tous les points de grille situés entre 25°N et 35°S). Nous avons considéré la même résolution spatiale et un nombre de points de grille identique, calculé à partir des réanalyses d'une part et du fichier observé CRC d'autre part. Sur la période récente des années 70 à 90, les données du NCEP reproduisent correctement les totaux pluviométriques observés, avec des écarts ne dépassant jamais 100 mm/an. En revanche,

le début de la période (fin des années 50 et décennie 60) est marqué par une forte différence entre les valeurs observées et les valeurs estimées par le NCEP. Au cours de cette période d'environ 10 ans, les quantités précipitées sont systématiquement surestimées dans les données de réanalyse, avec des différences variant de 150 à 300 mm/an, ce qui représente une surestimation comprise entre 15 et plus de 30% du total annuel observé selon les années.

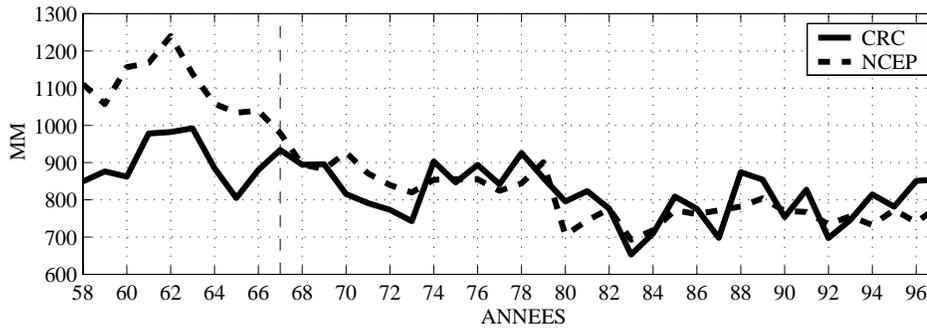


FIG. 4.1 – *Cumul moyen annuel des précipitations observées et réanalysées en Afrique tropicale entre 25°N et 35°S (1958-1997)*

Dans un premier temps, afin d'identifier d'éventuelles ruptures de stationnarité présentes dans les séries pluviométriques CRC et NCEP, et de déterminer si celles identifiées dans les réanalyses existent également dans l'observation, aux mêmes dates et pour les mêmes espaces, nous avons réalisé une SMWDA à l'échelle de l'Afrique tropicale.

La SMWDA permet d'identifier **une rupture majeure de stationnarité** dans les séries pluviométriques en Afrique tropicale : **1967/1968** (figure 4.2). Nous présentons ici uniquement les résultats obtenus avec la fenêtre de 20 ans. Les trois autres fenêtres (8,12 et 16 ans) nous ont permis de caler plus précisément ces ruptures dans le temps. Sur la figure 4.1, on peut clairement déterminer deux périodes distinctes de part et d'autre de 1967, et ce à l'échelle du continent africain.

Les résultats de la SMWDA menée sur les précipitations du NCEP en Afrique tropicale montrent que cette rupture concerne presque 50% des points de grille (figure 4.2 haut). Ainsi, environ la moitié du continent est concernée de façon significative par la rupture de 1967/1968, notamment la majeure partie de l'Afrique boréale et certains espaces d'Afrique équatoriale occidentale (Congo, Gabon, Cameroun) et en Afrique du sud-est (Mozambique, Zimbabwe, Zambie) (figure 4.2 bas). Un indice pluviométrique

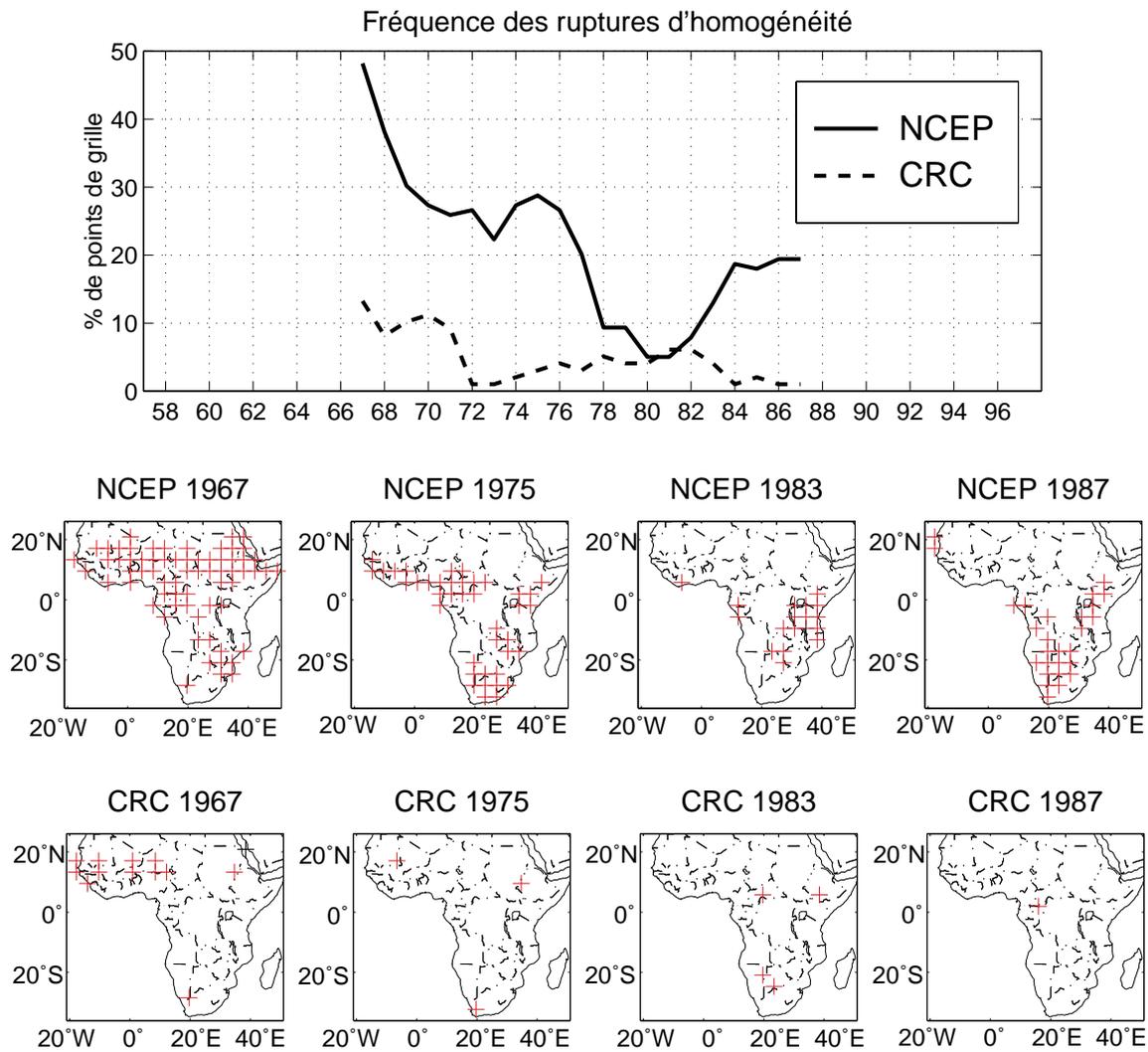


FIG. 4.2 – SMWDA sur le total annuel précipité dans les réanalyses et dans l'observation (1958-1997)

— Haut : fréquence des ruptures d'homogénéité en Afrique tropicale (significatives au seuil de 99%) en utilisant une fenêtre de 20 ans

— Bas : localisation des points de grille enregistrant une rupture significative dans NCEP et CRC pour les quatre années retenues

calculé sur l'ensemble de l'Afrique boréale, entre l'équateur et 25°N, montre que la première période de 1958 à 1967 se caractérise par des anomalies pluviométriques positives ; puis, à partir de 1968, la série temporelle est dominée par une persistance d'anomalies négatives (figure 4.3 a), tendance qui se retrouve dans l'observation (figure 4.3 e).

Afin de déterminer si cette rupture de stationnarité est d'origine naturelle ou arti-

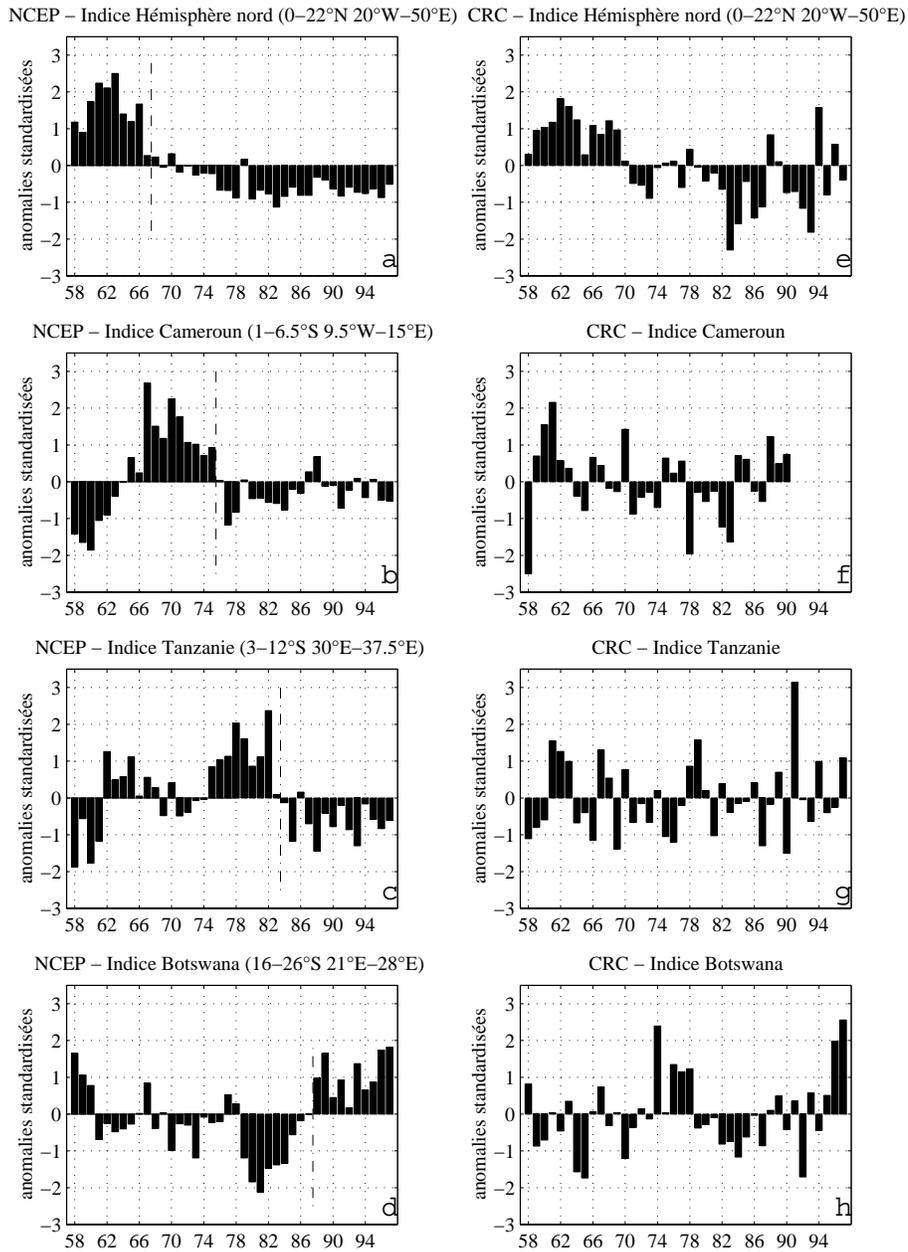


FIG. 4.3 – Indices régionaux de précipitations annuelles pour quatre espaces africains enregistrant une rupture d'homogénéité (1958-1997)

- Figures de gauche : indices NCEP
- Figures de droite : indices CRC
- a et e : Indice hémisphère nord
- b et f : Indice Cameroun
- c et g : Indice Tanzanie
- d et h : Indice Botswana

ficielle, une SMWDA a été appliquée sur le fichier pluviométrique CRC, en respectant la même résolution spatiale que dans le NCEP. La figure 4.2 (haut) montre qu'il y a une nette différence entre les résultats de SMWDA du NCEP et du CRC, en termes de fréquence d'occurrence des ruptures sur le continent africain. Il faut tout d'abord noter un nombre moins important de ruptures détectées dans l'observation. En effet, **seule la rupture de 1967, identifiée dans les réanalyses, a une réalité dans l'observation**. Mais elle ne concerne que 15% du territoire, avec une extension spatiale bien moindre que dans les réanalyses (plus de 50% du territoire). Alors que dans les réanalyses, la rupture concernait la quasi-totalité de l'Afrique boréale, dans les séries observées cette rupture se restreint à l'espace soudano-sahélien (figure 4.2 bas). Le passage de conditions anormalement humides à sèches sur cet espace à la fin des années 60 est bien connu et largement documenté. On peut citer, par exemple, les travaux de Lamb (1978b) et Nicholson (1981). Toutefois, le fait que cette rupture soit accentuée dans les réanalyses tendrait à prouver qu'il y a une part d'artefact non négligeable dans cette discontinuité.

Il faut noter que cette rupture identifiée avec une fenêtre de 20 ans se retrouve également avec des tailles de fenêtres inférieures (12 et 16 ans), mais, dans ce cas, elle est peut être décalée d'un ou deux ans : 1969 ou 1970 (non présenté).

4.2.2 Trois ruptures secondaires : 1975, 1983 et 1987

Trois autres discontinuités identifiées par la SMWDA correspondent à des signaux d'échelle plus régionale (figure 4.2 bas). La rupture de 1975 affecte seulement l'espace côtier guinéen et la République d'Afrique du Sud, avec une bonne cohérence spatiale (figure 4.3 b). La partie centre-est de l'Afrique, entre les Grands Lacs et la côte de l'océan Indien, est affectée par une discontinuité en 1983. Un indice pluviométrique calculé sur la Tanzanie montre une réduction prononcée des totaux précipités à partir de cette date (figure 4.3 c). La rupture de 1987, concernant environ 20% du continent africain, se concentre dans les parties occidentale et centrale de l'Afrique australe (figure 4.2 bas). Après 1987, le Botswana, par exemple, enregistre une succession de fortes anomalies positives correspondant à des années plus arrosées que la normale dans les NCEP (figure 4.3 d). Toutefois, **ces trois signaux régionaux mis en évidence dans les réanalyses ne se retrouvent pas dans l'observation** (figure 4.3 f, g et h).

Si l'on étudie les résultats de la SMWDA appliquée sur le fichier pluviométrique CRC, on note que les trois ruptures à caractère plus régional détectées dans les précipitations estimées par les réanalyses (1975, 1983 et 1987) n'ont pas de réalité physique, puisqu'elles

n'apparaissent pas dans l'observation. Elles concernent uniquement quelques points de grille dispersés dans l'espace (figure 4.2 bas). Pourtant, dans les réanalyses, ces ruptures affectent plus spécifiquement l'Afrique orientale et australe. À partir de la littérature existante consacrée à ces deux espaces, Afrique orientale (Camberlin, 1994) et Afrique australe (Tyson, 1987; Lindesay, 1998), on peut estimer que ces deux ruptures ne sont pas d'origine climatique.

Nous avons testé l'homogénéité temporelle des séries pluviométriques CRC et NCEP à partir des cumuls annuels en Afrique tropicale et mis en évidence quatre discontinuités majeures dans les précipitations du NCEP sur la période 1958-1997 : 1967, 1975, 1983 et 1987. Seule la rupture de 1967/1968 est partiellement identifiée dans l'observation.

4.3 Comparaisons entre précipitations réanalysées du NCEP et observées du CRC

Les précipitations issues des réanalyses du NCEP présentent des ruptures de stationnarité non observées dans les séries fournies par les différents services météorologiques nationaux. Ceci constitue une limite majeure pour l'utilisation des données NCEP dans des études portant sur des périodes pluridécennales. On peut néanmoins tester l'aptitude des NCEP à reproduire correctement la géographie des volumes précipités, l'amplitude et la phase des cycle saisonniers, ainsi que les structures spatio-temporelles de covariabilité interannuelle.

En fonction des résultats présentés dans la section précédente, nous avons **limité la suite de notre analyse à la période 1968-1997** dans le but d'éliminer l'effet de la rupture de 1967/1968 identifiée dans les séries pluviométriques réanalysées.

Cette analyse se fonde sur deux approches différentes mais complémentaires : la première, point à point, à l'échelle de l'Afrique tropicale, la seconde utilisant différents indices régionaux. L'approche point de grille à point de grille permet d'obtenir une image exhaustive des configurations spatiales, mais elle intègre une variabilité locale forte qui réduit nécessairement les valeurs de corrélation entre l'observation et les réanalyses. En revanche, la comparaison s'appuyant sur les indices régionaux permet d'éliminer ce biais et d'obtenir un signal climatique plus facilement interprétable.

4.3.1 Répartition spatiale des totaux annuels

Dans cette section, nous confrontons les répartitions spatiales des précipitations moyennes annuelles NCEP et CRC par point de grille de même résolution ($3^{\circ}75 \times 3^{\circ}75$).

À l'échelle de l'Afrique tropicale, la répartition des précipitations moyennes annuelles a une **configuration spatiale similaire** dans l'observation et dans les réanalyses, sur la période 1968-1997 (figure 4.4). Dans les deux cas, les maxima de précipitations se localisent sur le pourtour du golfe de Guinée et le bassin du Congo. Par ailleurs, le gradient pluviométrique sud-ouest/nord-est en Afrique australe apparaît bien dans les réanalyses. En revanche, on observe un gradient latitudinal des faibles précipitations (zone soudano-sahélienne) aux fortes précipitations (zone guinéenne) beaucoup plus marqué dans les données NCEP que dans l'observation, et les isohyètes remontent beaucoup plus au nord dans les réanalyses. De même, les données du NCEP surestiment les cumuls moyens annuels en Afrique centrale. L'écart moyen enregistré avec l'observation est supérieur à 500 mm en valeur annuelle. Des **caractéristiques climatiques régionales**, comme les corridors secs, par exemple, entre la Côte d'Ivoire et le Bénin en Afrique de l'ouest, ou entre l'Éthiopie et l'Ouganda en Afrique de l'est, **ne sont pas bien reproduites dans les données de réanalyse**. En revanche, en Afrique centrale orientale, les régions côtières de l'océan Indien, entre le Mozambique et la Tanzanie, enregistrent des quantités de pluies supérieures à 1 000 mm/an dans l'observation, qui sont sous-estimées dans les réanalyses, comprises entre 750 et 1 000 mm/an.

Une des causes des écarts parfois importants entre les pluies observées et celles réanalysées peut correspondre à un **problème de résolution spatiale du modèle NCEP**, ainsi que d'**une prise en compte partielle de l'orographie dans ce modèle**.

Les écarts constatés entre les quantités de pluies, respectivement pour les réanalyses et pour l'observation, peuvent s'expliquer en partie par la faible résolution spatiale du modèle NCEP, comme par la présence de forts gradients topographiques, par exemple entre l'Éthiopie et les montagnes est-africaines. De grandes différences entre réanalyses et observations ont été mises en évidence par plusieurs auteurs sur des terrains accidentés, principalement dans la zone tropicale, comme, par exemple, en Amérique Centrale ou en Afrique de l'Est (Mo et Higgins, 1996; Stendel et Arpe, 1997). Dans toutes ces régions, les réanalyses tendent à surestimer les précipitations.

Ce problème a déjà été évoqué par Mo et Higgins (1996) dans les Andes, où les modèles sont incapables de résoudre les gradients topographiques trop marqués. En effet, Stendel et Arpe (1997) notent que les fortes quantités précipitées sur le nord-ouest de l'Argentine, enregistrées dans toutes les réanalyses (NCEP, ECMWF, NASA DAO), ne

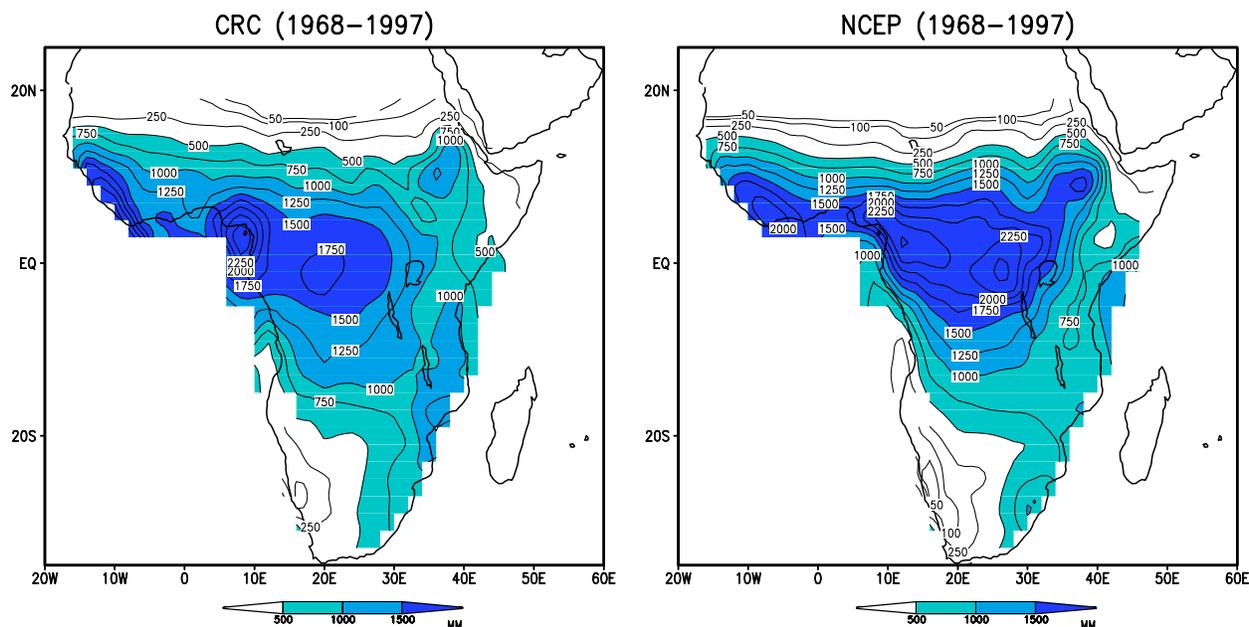


FIG. 4.4 – Précipitations moyennes annuelles CRC et NCEP en Afrique tropicale (1968-1997)

correspondent pas aux valeurs issues de l'observation au sol, principalement dans les vallées. Pour des analyses de précipitations aux moyennes latitudes, ce type de données est généralement corrigé en fonction de l'altitude, en tenant compte de l'existence d'un gradient pluviométrique vertical. À partir du moment où certains sommets andins dépassent les 6 000 mètres d'altitude, Stendel et Arpe (1997) supposent qu'une telle correction n'a pas été appliquée à cette région. Ici, les modèles donnent donc une distribution peu réaliste des pluies.

De même, Trenberth et Guillemot (1995), en comparant le cycle hydrologique dans les réanalyses du NCEP et de l'ECMWF, identifient des biais dans des régions accidentées et reconnaissent la nécessité d'une résolution spatiale adéquate pour ces espaces. **La résolution relativement faible du modèle utilisé dans les réanalyses du NCEP ne permet donc pas de résoudre de façon précise les forts gradients topographiques présents dans ces régions.**

Nous avons effectué une comparaison entre le schéma orographique intégré dans les réanalyses du NCEP et les altitudes interpolées des stations pluviométriques CRC utilisées dans ce travail (figure 4.5). Globalement, les deux configurations spatiales sont proches l'une de l'autre sur la majeure partie du continent africain. Les **écarts majeurs se concentrent dans les régions où l'orographie est contrastée**, comme,

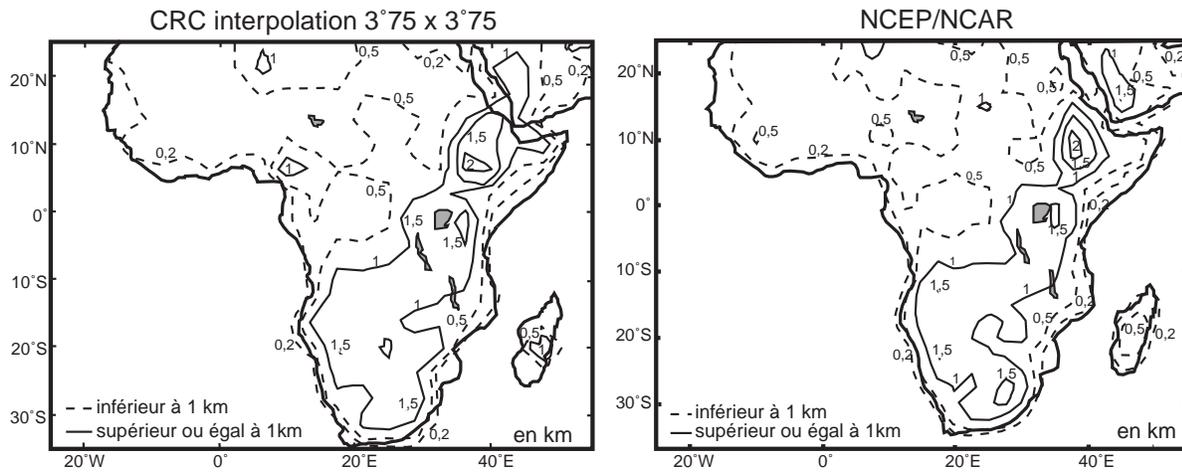


FIG. 4.5 – L'orographie dans l'observation et dans le modèle du NCEP

— Gauche : CRC (altitude des données stationnelles interpolée sur une grille de $3^{\circ}75 \times 3^{\circ}75$)

— Droite : NCEP (orographie intégrée dans le modèle)

Les courbes de niveau représentées sont respectivement 0,2, 0,5, 1, 1,5 et 2 km.

par exemple, le nord de l'Éthiopie, la grande vallée du Rift (du Kenya au Malawi) et les massifs montagneux camerounais (mont Cameroun, Adamaoua). Dans ces espaces, les stations de mesure sont principalement concentrées dans les montagnes et sont, de ce fait, moins denses dans les fonds de vallée, ce qui biaise probablement l'altitude moyenne. Cette dernière est surévaluée, les quantités précipitées sont donc surestimées dans la mesure où, en général, elles augmentent avec l'altitude. Dans ces régions, les cumuls pluviométriques mesurés sont plus élevés que ceux simulés par le modèle du NCEP. Pour des espaces comme les plateaux éthiopiens, une partie de l'Himalaya ou le long des versants andins, les analyses faites à partir des données stationnelles sont à interpréter avec précaution, du fait du problème de représentativité de ces données dans les espaces accidentés (Stendel et Arpe, 1997). Dans ce cas, l'erreur est peut-être plus le fait d'un mauvais échantillonnage des données mesurées que de la sous-estimation de l'orographie dans le modèle du NCEP. Une certaine prudence s'impose donc dans l'étude de la relation entre topographie et précipitations. En effet, Basist *et al.* (1994) font remarquer que l'altitude seule est un assez mauvais prédicteur des précipitations en zone tropicale. La variabilité horizontale de la topographie aurait un rôle plus important que celui introduit par l'altitude (Rougerie, 1990). Ce compartimentage orographique favorise la diversification des précipitations. Douguédroit et Bart (1989) montrent que l'influence des reliefs sur les pluies saisonnières explique la faible structuration spatiale des précipitations sur

l'espace Rwanda-Burundi. Sur ces espaces, l'installation privilégiée des postes pluviométriques dans les vallées et l'inaccessibilité des hauts sommets engendrent une anisotropie de l'information qui rend difficile l'étude des précipitations.

Par ailleurs, dans une étude menée sur les États-Unis, Mo *et al.* (1995) ont montré que les précipitations dérivées pendant l'assimilation ne peuvent pas simuler des phénomènes d'échelle fine, tels que les maxima observées à l'ouest du lac Michigan ou au cap Cod dans le Massachusetts. Ils mettent ces résultats en relation avec une résolution horizontale relativement faible du modèle T62, qui ne peut interpréter la topographie d'échelle fine. Des déficiences dans le modèle d'humidité du sol expliquent aussi l'écart entre les valeurs observées et calculées.

À l'échelle de l'Afrique tropicale, la comparaison entre les précipitations CRC et NCEP sur la période 1968-1997 conduit à deux remarques. La concordance générale de la répartition des configurations spatiales est bonne. Il existe néanmoins des écarts marqués sur différentes régions, notamment celles à topographie contrastée.

4.3.2 Cycles saisonniers

La caractéristique principale associée à la répartition moyenne intra-saisonnière des pluies en Afrique tropicale est le balancement méridien interhémisphérique de la ZCIT, zone de concentration maximale des précipitations sur le continent. Les figures 39 et 40 de l'annexe B montrent nettement une position ouest-est de la ZCIT en été boréal. Elle atteint sa position la plus septentrionale au mois d'août, en moyenne vers 15°N (Annexe B, figure 40). Au cours de l'été austral, en revanche, la ZCIT a une structure orientée nord-ouest/sud-est entre l'Afrique centrale et australe, alors qu'elle conserve une structure ouest-est en Afrique occidentale. Elle atteint sa position la plus méridionale en janvier (Annexe B, figure 39). Entre les mois d'août et janvier, elle effectue des migrations nord-sud et sud-nord, associées au mouvement apparent du soleil.

Les maxima pluviométriques sur le continent se situent donc au niveau de la ZCIT, et même avec la faible résolution spatiale utilisée de 3°75 de côté, on distingue nettement les corridors secs décrits précédemment. Dans les données NCEP, on remarque que les variations spatio-temporelles moyennes de la ZCIT au cours de l'année sont correctement reproduites (Annexe B, figures 41 et 42). Une configuration ouest-est, spatialement peu étendue en latitudes en Afrique de l'ouest, au cours de la saison des pluies boréale, succède à une structure plus étalée en Afrique centrale et australe au cours de l'été austral. On retrouve bien en janvier une localisation identique des maxima pluviométriques du sud

de la région des Grands Lacs au Mozambique (Annexe B, figure 41).

Dans les NCEP, en août, la migration de la ZCIT est bloquée à 15°N, limite franche entre zone des pluies et zone sèche (Annexe B, figure 42). Cette limite est beaucoup plus fluctuante dans l'observation, et les isohyètes sont nettement moins rectilignes que dans les réanalyses, intégrant plus sensiblement les particularismes régionaux. On note également, en Afrique de l'ouest, une plus grande difficulté pour le NCEP à prendre correctement en compte les pluies côtières le long du golfe de Guinée, par exemple entre la Côte d'Ivoire et le Nigeria. Sur cette zone, les quantités de pluie y sont fortement surestimées. Au cours du mois d'août, on note par exemple que l'isohyète 240 mm est plus représentée spatialement en Afrique boréale dans le NCEP que dans l'observation. Par ailleurs, au cours de la saison sèche, le modèle a tendance à uniformiser les faibles quantités précipitées. On l'observe, par exemple, entre le massif éthiopien et la côte de l'océan Indien.

Dans un deuxième temps, nous avons calculé l'amplitude saisonnière des précipitations à partir de chacun des deux fichiers pluviométriques, sur la période 1968-1997. Pour chaque point de grille, nous avons déterminé la différence entre les cumuls trimestriels maximum et minimum, sur la base d'un découpage janvier-mars (JFM), avril-juin (AMJ), juillet-septembre (JAS) et octobre-décembre (OND).

D'après les résultats obtenus, nous remarquons que, **dans les réanalyses, l'amplitude saisonnière des pluies est fortement réduite**, principalement sur les régions du pourtour du golfe de Guinée et en Afrique centrale. On note, par exemple, une sous-estimation de plus de 250 mm au Cameroun (figure 4.6). En Afrique de l'ouest, la réduction de l'amplitude saisonnière des précipitations NCEP peut être liée à une insuffisance du déplacement latitudinal de la zone des pluies dans le modèle du NCEP, déplacement associé à une remontée réduite vers le nord de la ZCIT au cours de l'été boréal. À partir de coupes méridiennes entre 60°N et 40°S, moyennées sur les longitudes 15°E-25°E, Stendel et Arpe (1997) montrent que les cumuls trimestriels de pluie sont correctement estimés dans le NCEP, mais que les maxima sont légèrement décalés vers l'équateur, autant en été qu'en hiver de l'hémisphère. Nos résultats sont cohérents avec ceux de (Stendel et Arpe, 1997) : **l'amplitude de la migration de la ZCIT au cours de l'année est sous-estimée dans les NCEP**.

Cependant, toutes les régions d'Afrique ne sont pas concernées par cet écart entre les deux bases de données. Par exemple, l'amplitude saisonnière est quasiment la même en Afrique australe, avec une faible surestimation dans les NCEP.

Dans la zone intertropicale, Trenberth et Guillemot (1998) montrent que les structures

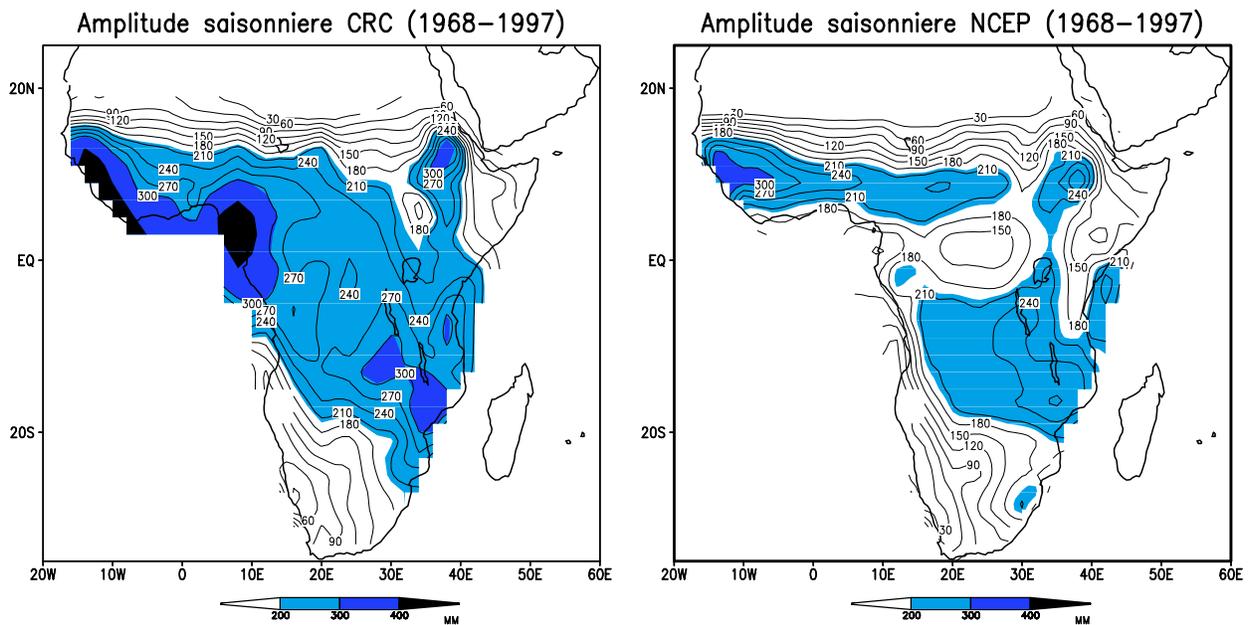


FIG. 4.6 – Amplitude saisonnière des précipitations CRC et NCEP en Afrique tropicale (1968-1997)

spatiales des précipitations sont moins stables dans les réanalyses du NCEP que dans l'observation. Généralement, les quantités précipitées sont sous-estimées ou surestimées dans les réanalyses par rapport à l'observation. Kousky et Bell (1996) et Higgins *et al.* (1996a) suggèrent que ces grandes différences d'amplitude sur les continents peuvent être associées à un rôle plus important donné au cycle diurne dans le modèle du NCEP. On notera qu'en dehors du bassin du Congo, les écarts de précipitations les plus significatifs sont souvent identifiés non loin des océans, comme le pourtour du golfe de Guinée ou encore sur les espaces à topographie contrastée, comme le plateau éthiopien (figures 4.4 et 4.6).

L'objectif de la comparaison des deux bases de données à l'échelle régionale est d'identifier les types d'erreurs pour le cycle saisonnier.

La méthode utilisée s'appuie sur le calcul d'indices pluviométriques régionaux, que nous avons déterminés à partir des données observées en Afrique tropicale (figure 4.7). Chaque région sélectionnée pour calculer un indice réunit les trois conditions suivantes :

- une bonne densité de stations pluviométriques ;
- une homogénéité spatiale de l'information ;
- des séries temporelles longues.

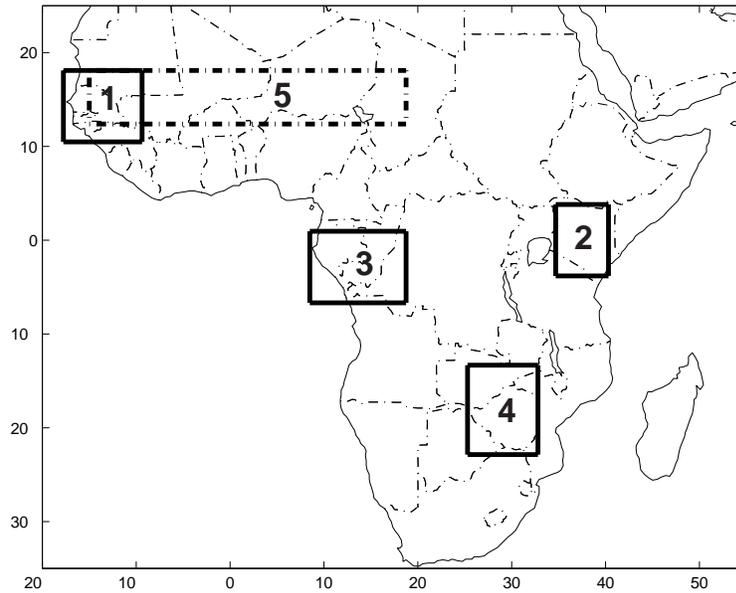


FIG. 4.7 – Localisation des cinq indices pluviométriques régionaux retenus

- 1: Indice Sénégal (12 points de grille)
- 2: Indice Kenya (10 points de grille)
- 3: Indice Congo-Gabon (15 points de grille)
- 4: Indice Zimbabwe (20 points de grille)
- 5: Indice Soudano-sahélien (40 points de grille)

Quatre indices répondant à ces critères ont été retenus. Le premier indice, "Sénégal", se localise dans la partie occidentale de la zone soudano-sahélienne, intégrant le Sénégal, la Gambie, l'extrême ouest du Mali, le nord de la Guinée et le sud de la Mauritanie. Le second correspond quasiment aux frontières du Kenya. Le troisième, appelé Congo-Gabon, concerne l'ouest de l'Afrique centrale, plus particulièrement le Gabon, le Congo et l'extrême ouest de la République Démocratique du Congo. Le quatrième, baptisé Zimbabwe, intègre le Zimbabwe et la partie sud-est de la Zambie. En plus de ces quatre indices, nous avons mené une analyse particulière sur la zone soudano-sahélienne, entre 12°N et 16°N, allant du Sénégal au Tchad. Ce dernier espace, du fait de sa plus grande extension spatiale, ne répond pas aux trois critères précédemment définis. La période commune retenue pour ces études régionales va de 1958 à 1988, la décennie 90 enregistrant le plus grand manque de données observées.

Une SMWDA effectuée pour les cinq indices pluviométriques sur la période 1958-1988 a montré que seuls les indices Sénégal et soudano-sahélien enregistrent une rupture d'homogénéité à la fin des années 60. Les autres ruptures à la fin des années 70 et dans

les années 80, mises en évidence en section 3.3, n'apparaissent pas dans l'observation. Dans la suite de l'étude, nous avons donc décidé d'éliminer la période avant 1968.

Sur la période commune 1968-1988, sans données manquantes, on remarque que le cycle saisonnier des précipitations dans les données NCEP est relativement proche de celui issu de l'observation pour les cinq régions, sans déphasage temporel (figure 4.8). Toutefois, même si le NCEP reproduit bien le tracé du cycle saisonnier, on observe des écarts avec l'observation, relatifs à l'amplitude saisonnière.

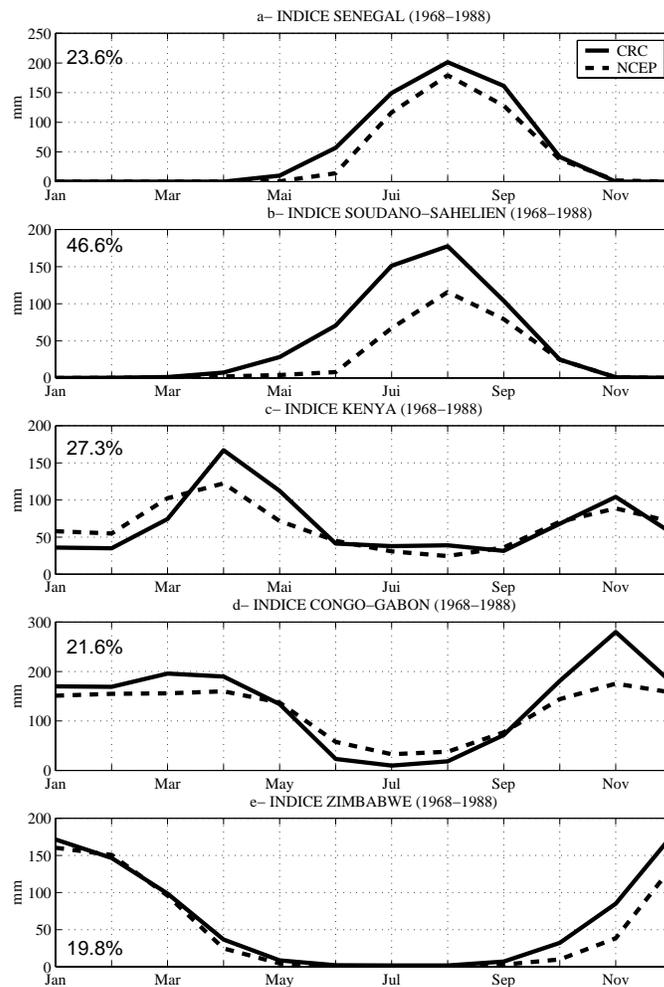


FIG. 4.8 – Cycle saisonnier moyen des précipitations NCEP et CRC pour cinq régions d'Afrique tropicale (1968-1988)

a : Indice Sénégal b : Indice Soudano-sahélien c : Indice Kenya
d : Indice Congo-Gabon e : Indice Zimbabwe

Afin de quantifier ces écarts, nous avons calculé un indice de fiabilité à partir de la

formule suivante :

$$\frac{\sum |CRC - NCEP|}{\sum CRC} \times 100 (\%)$$

Celui-ci permet d'estimer les différences mensuelles cumulées entre les séries temporelles du CRC et du NCEP, en calculant le pourcentage d'écarts entre l'observation et les réanalyses, en prenant en compte à la fois la distribution du cycle saisonnier et son amplitude. Les valeurs varient entre 20% pour le Zimbabwe et le Congo-Gabon et plus de 45% pour l'espace soudano-sahélien (figure 4.8).

Généralement, les **données réanalysées sous-estiment les quantités précipitées pendant la saison des pluies**, principalement au cœur de la saison, avec, par exemple, un écart d'environ 50 mm en avril au Kenya et de 100 mm en novembre au Congo-Gabon (figure 4.8 c et d). Cette sous-estimation est plus faible au Zimbabwe ou au Sénégal, avec un écart de moins de 50 mm/mois (figure 4.8 a et e) .

Pour les régimes pluviométriques unimodaux, on remarque que la différence maximale ne se cale pas sur le mois le plus arrosé, mais plus systématiquement au début de la saison des pluies (45 mm en juin au Sénégal, 40 mm en novembre au Zimbabwe).

Pour l'indice Zimbabwe, les résultats montrent une différence nette entre les cumuls mensuels NCEP et CRC, en début de saison des pluies (octobre-décembre) et non en fin (janvier-mars). Le modèle du NCEP sous-estime les précipitations de début de saison des pluies. Les réanalyses semblent avoir plus de mal à reproduire les pluies d'octobre-décembre fréquemment associées à des perturbations d'origine tempérée (D'Abreton et Lindesay, 1993), que les pluies majoritairement convectives de janvier-mars.

Sur l'espace soudano-sahélien, les résultats montrent une différence plus importante que celle obtenue sur le Sénégal (46% contre 24%). Sur la figure 4.4, le gradient pluviométrique latitudinal en Afrique de l'ouest est marqué par des isolignes relativement lâches pour l'observation, beaucoup plus resserrées pour le NCEP, avec des valeurs plus élevées. Cette différence entre NCEP et CRC conduit à un fort pourcentage d'écart dans le cycle saisonnier de l'indice soudano-sahélien (figure 4.8 b). En revanche, plus à l'ouest, au Sénégal, ce gradient latitudinal est plus fort, et le NCEP se conforme donc plus à l'observation, avec un pourcentage d'écart plus faible entre les deux.

L'étude du cycle saisonnier des précipitations en Afrique tropicale sur la période 1968-1997 montre des différences significatives entre l'observation et les réanalyses, principalement en termes d'amplitude. Le modèle a tendance à sous-estimer les quantités précipitées au cours de la saison des pluies.

4.3.3 Variabilité interannuelle

Dans cette section, nous cherchons à déterminer si la variabilité pluviométrique interannuelle en Afrique tropicale est correctement prise en compte dans les réanalyses. Dans un premier temps, nous étudions la variabilité pluviométrique à l'échelle de l'Afrique tropicale pour vérifier si les réanalyses reproduisent correctement les principaux modes de variabilité des pluies sur le continent africain. Dans un second temps, nous nous focalisons sur les cinq régions précédemment définies, pour étudier plus spécifiquement la succession des anomalies pluviométriques.

Pour étudier la variabilité pluviométrique interannuelle à l'échelle de l'Afrique tropicale, nous avons utilisé deux approches : l'analyse des corrélations linéaires et l'analyse par composantes principales. Les corrélations mesurent l'intensité de la relation entre les précipitations CRC et NCEP pour chaque point de grille. En revanche, l'ACP Varimax permet d'extraire les principaux modes de variabilité de la pluviométrie africaine.

Les coefficients de corrélation, calculés à partir des données en points de grille sur la période 1968-1997, montrent que **la variabilité interannuelle des pluies en Afrique tropicale n'est pas bien reproduite dans les réanalyses**. Même s'il faut être prudent pour certaines régions comme le bassin du Congo, où les observations sont rares, force est de constater que les corrélations sont généralement faibles et peu significatives (figure 4.9 a). Elles n'atteignent la valeur de 0,5 que sur des espaces assez restreints, comme les pays du pourtour du golfe de Guinée, principalement de la Côte d'Ivoire au Bénin, alors que sur cette zone, les NCEP avaient fortement surestimé les précipitations, gommant les anomalies de la diagonale de sécheresse. Les autres espaces enregistrant des corrélations proches de 0,5 sont la région entre le Gabon et le Congo et la partie sud-ouest de l'Afrique australe (Afrique du Sud, Namibie, Botswana).

Dans les parties centrale et nord-orientale de l'Afrique tropicale, les valeurs de corrélation sont même très proches de zéro. Des résultats aussi faibles peuvent provenir d'un problème d'échantillonnage spatial des données d'observation et/ou d'une trop faible résolution spatiale occultant les configurations climatiques africaines d'échelles locale à sub-régionale dans les données de réanalyse. La précision des données de précipitations générées par le modèle dans le schéma des réanalyses est aussi fortement liée à la disponibilité des données d'altitude et des enregistrements de radiosondages, très espacés en Afrique (figure 4.9 b). On remarque ainsi que les plus fortes valeurs de corrélation se localisent principalement dans les espaces où la densité de données est maximale.

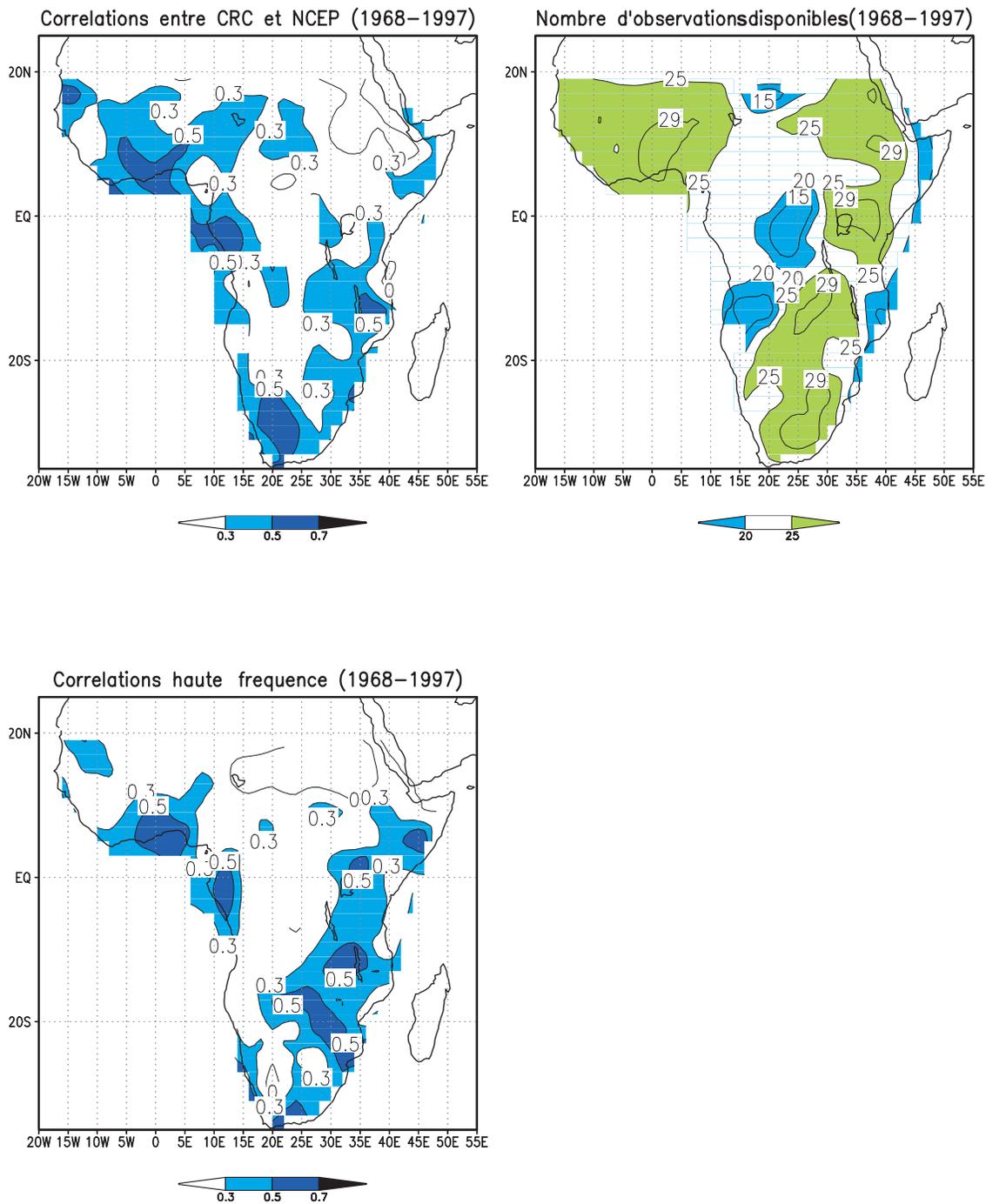


FIG. 4.9 – *Corrélations entre les totaux annuels pluviométriques du CRC et du NCEP en Afrique tropicale (1968-1997)*

- *en haut à gauche : corrélations sur le signal brut*
- *en haut à droite : nombre d'années disponibles entrant dans le calcul de corrélation*
- *en bas à gauche : corrélations sur le signal haute fréquence (2-8 ans)*

Au vu des résultats obtenus, nous voulons vérifier qu'il n'existe pas de variabilité basse-fréquence dans les précipitations NCEP, susceptible de réduire les valeurs de corrélation. Par conséquent, nous avons effectué le même calcul de corrélation sur le signal haute fréquence des précipitations en éliminant les variations basse fréquence du signal au moyen d'un filtre récursif dit "passe-bande haut" de type Butterworth (Murakami, 1979). Nous avons sélectionné les fluctuations entre 2 et 8 ans. En ne retenant que les variations haute fréquence du signal, les corrélations devraient augmenter sensiblement. Le résultat montre cependant une faible augmentation des valeurs de corrélation, essentiellement en Afrique centrale orientale et en Afrique australe orientale (figure 4.9 c). En Afrique soudano-sahélienne, comme dans la partie sud-ouest de l'Afrique australe en revanche, les valeurs de corrélation chutent et deviennent proches de zéro, à l'exception du pourtour du golfe de Guinée, où les valeurs se maintiennent autour de 0,5. Pour ces deux régions, on suppose donc que **le signal basse fréquence a un poids important dans la variabilité des précipitations du NCEP**. Ces oscillations à long terme influencent la valeur de corrélation ; si on élimine cette information, les corrélations ne sont plus significatives.

L'identification de structures spatio-temporelles de variabilité par ACP est un moyen de s'affranchir des effets locaux potentiels, de ne conserver que les signaux développés spatialement et/ou récurrents. Procéder à cette identification sur les deux fichiers indépendamment (CRC puis NCEP) permet donc d'éliminer l'impact des phénomènes ponctuels (dans le temps ou dans l'espace) qui pèsent plus sur les données d'observations (CRC) que sur les réanalyses (NCEP), et par la même sont susceptibles d'atténuer les corrélations point à point. Une ACP avec rotation orthogonale Varimax a été réalisée à partir des totaux annuels précipités. Les principes de cette méthode sont exposés dans la section 3.1.1. Nous avons choisi cette méthode afin de poursuivre les travaux du CRC (Bigot *et al.*, 1994, 1997) sur la pluviométrie en Afrique tropicale et l'identification de modes propres de variabilité interannuelle.

En se fondant sur le test "scree" (Cattell, 1966), nous avons retenu les quatre premiers modes propres à partir des données CRC sur la période 1968-1997 (figure 4.10). Le premier mode, qui explique 12,2% de la variance totale, met en évidence un signal cohérent de la variabilité pluviométrique en Afrique australe. La chronique associée est dominée par une oscillation de période haute fréquence. On note également une série d'années humides centrée sur le milieu des années 70. Les modes deux (11,4% de variance expliquée) et trois (10,6% de variance expliquée) caractérisent l'Afrique boréale. Le premier se localisant sur la zone soudano-sahélienne, le second dans la région gui-

néenne et le Sahel occidental. Le quatrième mode (7,4% de variance expliquée) décrit la variabilité pluviométrique de l'Afrique orientale, à l'est du Rift. La chronique associée montre deux périodes de sécheresse, 1970-1975 et du milieu des années 80 au milieu des années 90, séparées par une séquence d'années humides (1977-1982).

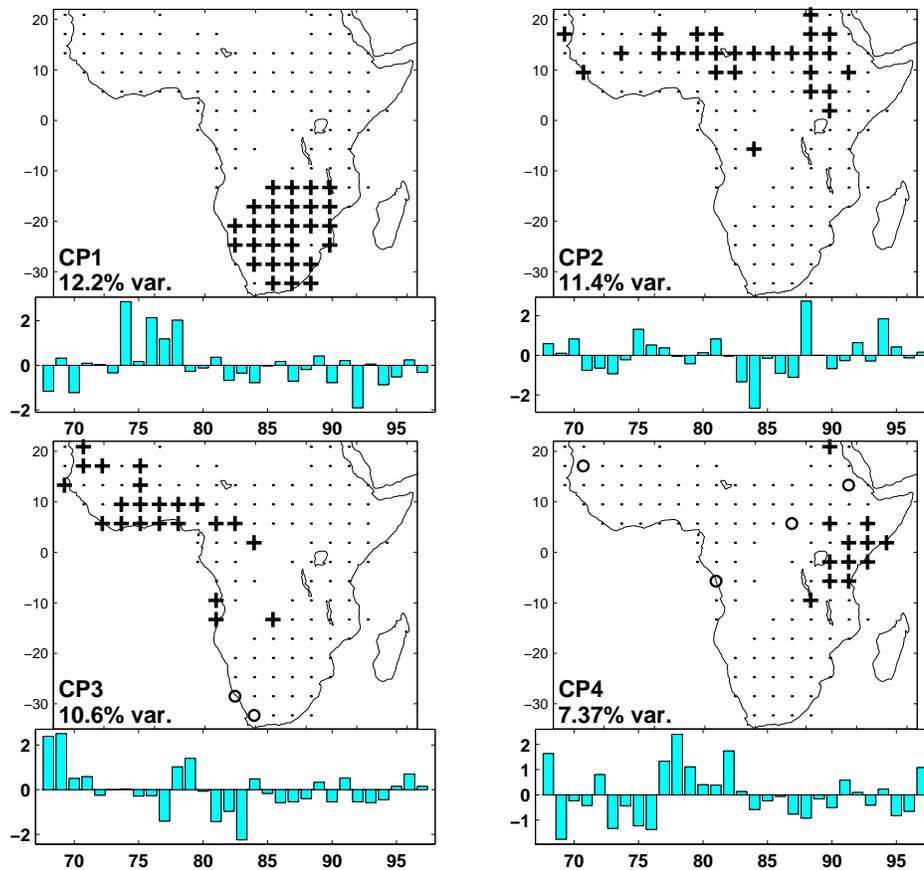


FIG. 4.10 – Principales structures spatio-temporelles de variabilité pluviométrique en Afrique tropicale (ACP Varimax, fichier CRC, 1968-1997)

+ : corrélation positive significative au seuil de 99%

o : corrélation négative significative au seuil de 99%

Pour chaque composante principale (CP), le pourcentage de variance est précisé.

Une analyse similaire a été menée sur les totaux annuels pluviométriques du NCEP en considérant la même période 1968-1997 et les mêmes points de grille. Le pourcentage de variance expliquée de chacun des quatre premiers modes est plus élevé dans les réanalyses que dans l'observation (par exemple, pour CP1, la variance est de 23,3% dans

les réanalyses pour 12,2% dans l'observation), ce qui semble normal du fait du moindre poids des événements ponctuels. Les quatre structures majeures de variabilité pluviométrique observées ne sont pas reproduites dans les réanalyses (figure 4.11). Certaines configurations spatiales ne diffèrent pas fondamentalement de celles observées, comme, par exemple, celle de l'Afrique orientale. D'autres, en revanche, se caractérisent par une structure dipolaire plus ou moins artificielle, comme le premier mode où s'opposent les parties occidentale et centrale de l'Afrique boréale, et l'Afrique australe avec la partie sud de l'Afrique centrale. Les quatre chroniques associées à ces modes sont systématiquement dominées par une forte variabilité basse fréquence. Nous pouvons donc considérer que **les principales structures de la variabilité pluviométrique dans les réanalyses ne sont pas réalistes**. La variabilité basse fréquence, artificiellement présente dans les séries temporelles réanalysées, conduit à des pourcentages de variance exagérément élevés et à l'identification de modes propres artificiels.

Nous avons réalisé le même travail en éliminant les variations basse fréquence des séries brutes CRC et NCEP sur la période 1968-1997. La méthode de filtrage de la série est la même que celle utilisée pour le calcul des corrélations. Notre objectif est de déterminer si le fait de soustraire le poids de la variabilité basse fréquence dans les séries du NCEP permet d'obtenir des structures spatiales de variabilité pluviométrique en Afrique tropicale plus cohérentes. Les quatre modes d'ACP ainsi obtenus n'offrent pas de résultats significatifs concernant la capacité des NCEP à recréer les modes de variabilité pluviométrique inférieurs à huit ans en Afrique tropicale. Nous n'avons donc pas été plus loin dans cette investigation.

À l'échelle de l'Afrique tropicale, le modèle du NCEP reproduit difficilement la variabilité interannuelle des précipitations sur la période 1968-1997, notamment du fait d'un biais significatif: la présence d'un signal basse fréquence dans les séries temporelles.

Les structures spatio-temporelles de variabilité des précipitations, qu'elles soient dominées par une composante décennale (Afrique soudano-sahélienne) ou par une composante interannuelle (autres régions) ne sont pas bien reproduites dans le NCEP. Il est possible que ceci soit lié à l'hétérogénéité de la couverture spatiale du réseau de stations pluviométriques : les différences majeures entre NCEP et CRC seraient observées dans les aires mal couvertes par les services météorologiques nationaux. La confrontation entre

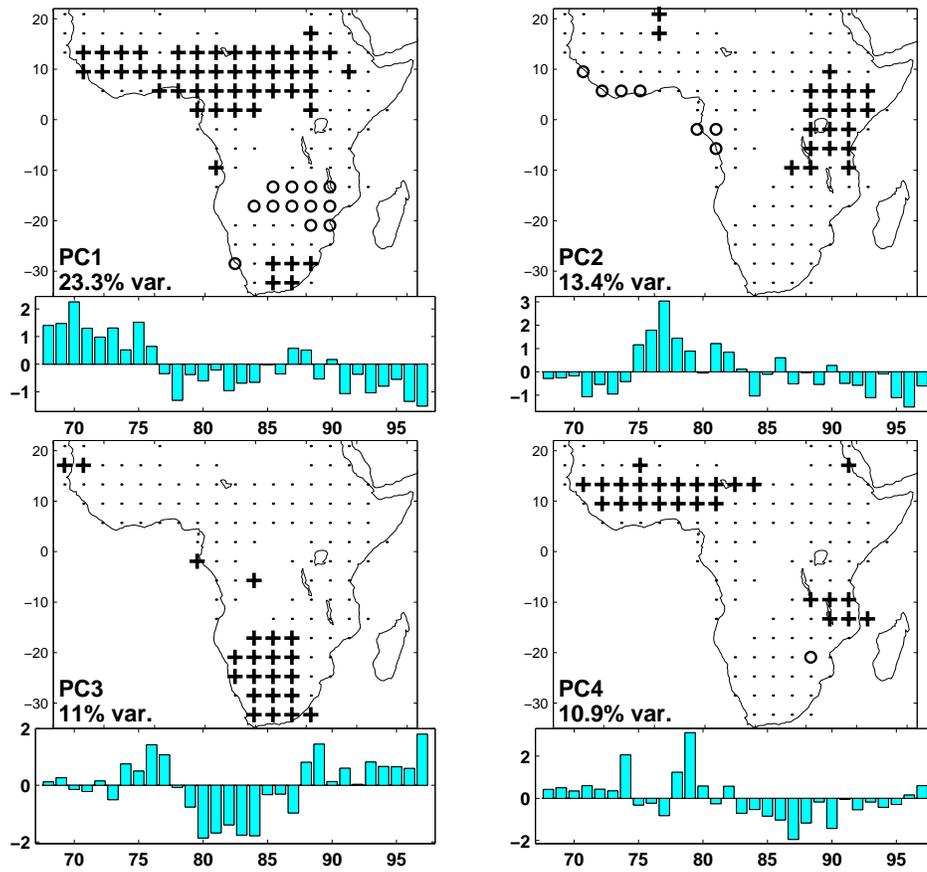


FIG. 4.11 – Principales structures spatio-temporelles de variabilité pluviométrique en Afrique tropicale (ACP Varimax, fichier NCEP, 1968-1997)

+ : corrélation positive significative au seuil de 99%

o : corrélation négative significative au seuil de 99%

Pour chaque composante principale (CP), le pourcentage de variance est précisé.

indices pluviométriques CRC et NCEP, calculés sur des aires bien documentées dans l'observation, permet de tester cette hypothèse. Pour cela, nous avons recours aux cinq indices régionaux précédemment définis.

Une analyse de corrélation à partir des anomalies standardisées a été menée à partir des moyennes spatiales des cumuls annuels, calculées sur les points de grille des aires considérées (voir figure 4.7), chaque point ayant été préalablement standardisé. Les coefficients de corrélation ont été calculés à partir de ces cumuls sur la période 1968-1988. À l'exception du Zimbabwe pour lequel la valeur de corrélation est juste en dessous du seuil de signification de 99%, les quatre autres régions enregistrent des corrélations si-

gnificatives au seuil de 99%, variant de 0,41 pour le Kenya à 0,66 pour le Congo-Gabon (figure 4.12).

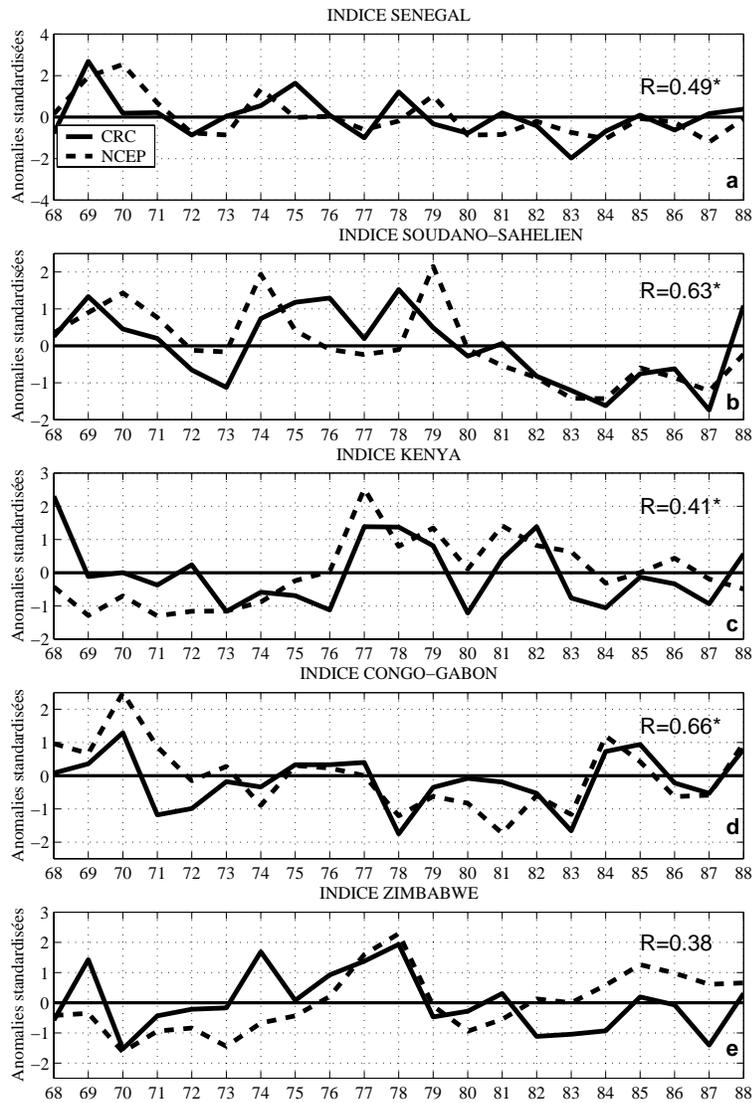


FIG. 4.12 – Variabilité pluviométrique interannuelle CRC et NCEP des totaux annuels de cinq indices régionaux (1968-1988)

R: valeurs de corrélation entre CRC et NCEP, * significatif au seuil de 99%

a: indice Sénégal

b: indice Soudano-sahélien

c: indice Kenya

d: indice Congo-Gabon

e: indice Zimbabwe

Pour les cinq espaces, on note que les séries temporelles CRC et NCEP ont des profils généralement similaires, mais ponctuellement, on observe de gros écarts entre les anomalies, comme, par exemple, au Sahel de 1977 à 1980, au Kenya en 1983, ou encore au Congo-Gabon de 1975 à 1977. L'étude de l'indice Sénégal montre l'existence

d'une variation basse fréquence dans la chronique NCEP, principalement dans les années 80 (figure 4.12). Ce problème de la **présence d'une variabilité basse fréquence dans les précipitations réanalysées** s'observe également dans les autres indices, par exemple pour le Zimbabwe. Par ailleurs, on ne retrouve pas dans le NCEP les années qui ont enregistré de fortes anomalies de précipitations. Par exemple, l'année 1968 au Kenya correspond à une année d'excédents pluviométriques. Or, dans le NCEP, l'année 1968 enregistre une anomalie négative, soit un déficit pluviométrique. En outre, dans le NCEP, les années 1982 à 1988 sont des années humides au Zimbabwe, avec un maximum en 1985, alors que, dans l'observation, ces années ont plutôt été sèches.

À l'échelle régionale, la variabilité pluviométrique interannuelle dans les réanalyses est atténuée par un signal basse fréquence et les années de forts excédents ou déficits pluviométriques ne sont pas identifiées. Les écarts entre les anomalies pluviométriques observées et réanalysées sont importants, même sur les régions où le réseau de stations est dense.

4.4 Diagnostic des précipitations NCEP en Afrique tropicale

Nous avons effectué une comparaison des précipitations en Afrique tropicale à partir des données observées CRC et réanalysées NCEP sur la période 1958-1997. L'étude de l'homogénéité temporelle des séries, des cycles saisonniers, ainsi que de la variabilité interannuelle des précipitations aux échelles continentale et régionale nous a permis de mettre en évidence un certain nombre de problèmes inhérents aux réanalyses du NCEP. Sept points fondamentaux apparaissent :

- Le modèle du NCEP surestime les quantités précipitées en Afrique tropicale sur la période avant 1968 : les écarts avec l'observation étant trop importants, la période avant 1968 est à éliminer.
- En Afrique tropicale, nous avons détecté trois ruptures de stationnarité majeures d'échelle régionale : 1975, 1983 et 1987, qui n'existent pas dans l'observation.
- La configuration spatiale générale du cumul pluviométrique annuel est correctement reproduite dans les données NCEP sur la période 1968-1997, mais des problèmes de sur ou sous-estimation persistent, par exemple sur les espaces orographiquement contrastés de l'Afrique orientale.

- Le cycle saisonnier des précipitations est atténué quelque soient les régimes étudiés.
- Les quatre principaux modes de variabilité pluviométrique identifiés dans l’observation (Afrique australe, Sahel, Guinée et Afrique orientale) ne ressortent pas de façon claire dans les données de réanalyse.
- Dans les réanalyses, le signal pluviométrique est dominé par une variabilité basse fréquence. En outre, les plus forts excédents ou déficits pluviométriques enregistrés régionalement ne sont pas bien reproduits.
- Le fait de ne conserver que le signal haute fréquence des données réanalysées n’améliore pas les résultats par rapport au signal brut.

Le champ de précipitations issus des données NCEP, semble donc difficile à intégrer dans des études centrées sur l’Afrique tropicale, à l’échelle continentale comme à l’échelle régionale. Les écarts avec l’observation, en termes de volumes précipités, de cycle saisonnier ou de variabilité interannuelle, restent encore trop importants pour qu’une utilisation des réanalyses soit pertinente. Des améliorations dans le modèle du NCEP sont donc nécessaires afin de mieux appréhender le cycle hydrologique et principalement les précipitations.

Autres paramètres atmosphériques

Sommaire

5.1	Recherche des discontinuités dans les réanalyses par SMWDA . . .	75
5.1.1	Une rupture d'extension continentale : 1967/1968	75
5.1.2	Trois ruptures d'extension régionale	77
5.2	Origine des ruptures : problèmes d'assimilation des bases de données dans le modèle	81
5.2.1	Apparition de nombreux enregistrements de données climatiques à la fin des années 60 en Afrique tropicale	82
5.2.2	Impact de l'introduction des données satellitaires	86
5.3	Étude de cas à partir de radiosondages en Afrique tropicale . . .	89
5.4	Bilan sur l'homogénéité temporelle des réanalyses en Afrique tropicale	92

Les résultats obtenus à partir de l'analyse des précipitations en Afrique tropicale ont montré la nécessité d'étudier, préalablement à toute utilisation, la qualité des données de réanalyse. Nous voulons étendre ce type de contrôle aux autres variables atmosphériques pour voir si les différents biais identifiés dans les précipitations sont inhérents à cette variable ou bien s'ils sont également présents dans d'autres. Nous pouvons, par exemple, émettre l'hypothèse que ces biais sont présents dans les variables de type C, celles directement dépendantes du modèle comme les précipitations.

Toutefois, pour ces variables, il est difficile de mener une comparaison avec des bases de données indépendantes. Une grande partie des données climatiques enregistrées sont en effet assimilées dans le modèle du NCEP. Le travail effectué sur les précipitations

est donc difficilement transposable en totalité aux autres paramètres atmosphériques. Cependant, l'étude de l'homogénéité temporelle des séries réanalysées peut se faire sans utiliser de bases de données en parallèle.

Notre premier objectif est d'identifier les principales discontinuités spatialement étendues qui peuvent exister dans les séries temporelles en Afrique tropicale et de les comparer, afin de vérifier que les dates de rupture sont similaires ou non suivant les variables. Dans un deuxième temps, nous cherchons à déterminer la ou les origines possibles de ces ruptures pour faciliter l'interprétation des résultats obtenus avec les réanalyses. Enfin, nous pourrions vérifier la bonne adéquation entre l'observation assimilée dans le modèle du NCEP et les valeurs calculées, par l'intermédiaire d'études de cas en utilisant des radiosondages effectués en Afrique tropicale.

Nous avons appliqué la méthode de la SMWDA aux douze variables atmosphériques décrites dans le tableau 2.1 section 2.2.

L'intérêt de cette méthode est de pouvoir tester un grand nombre de chroniques en parallèle. Toutefois, du fait de la taille de la fenêtre spatiale sélectionnée, il est difficile de présenter clairement l'ensemble des résultats. La période couverte pour cette étude s'étend de 1958 à 1998. Nous avons privilégié l'information spatiale en prenant les résolutions définies dans le modèle ($1^{\circ}9 \times 1^{\circ}9$ ou $2^{\circ}5 \times 2^{\circ}5$). Ce test n'a pas été appliqué sur les dix-sept niveaux de pression disponibles afin d'éviter une redondance certaine entre les résultats d'un niveau à l'autre. Nous avons retenu les champs de surface et deux niveaux standard : 850 hPa, qui représente la situation dans la basse troposphère, et 200 hPa, qui caractérise la circulation dans la haute troposphère. L'étude des ruptures a été menée sur les moyennes annuelles de chacun des paramètres sur une fenêtre spatiale plus large que celle choisie pour les précipitations, comprise entre 25°N et 35°S et entre 20°W et 60°E , intégrant en plus du continent africain, la partie orientale de l'océan Atlantique tropical et la partie occidentale de l'océan Indien, la circulation atmosphérique associée à l'Afrique ne se limitant pas au seul continent.

Pour chacun des points de grille de cette fenêtre (825 ou 1 452 en fonction de la résolution spatiale des fichiers), on a appliqué une SMWDA. Face à la quantité d'informations obtenues, une synthèse des résultats a été nécessaire. Nous présentons donc l'information sous forme d'une évolution temporelle de la fréquence d'occurrence spatiale des ruptures pour chacune des années comprises entre 1958 et 1998. Pour chacune des quatre tailles de fenêtres choisies (8, 12, 16 et 20 ans), nous avons identifié la localisation spatiale des ruptures.

5.1 Recherche des discontinuités dans les réanalyses par SMWDA

Nous avons résumé les informations obtenues dans un tableau de synthèse pour les différentes discontinuités identifiées en Afrique tropicale. Pour chacune d'elles, nous présentons les exemples les plus représentatifs. Pour mieux quantifier les effets de ces discontinuités, nous avons réalisé des cartes de spatialisation des ruptures et des chroniques d'indices régionaux. Nous précisons que les précipitations qui ont fait l'objet de la section précédente sont intégrées dans ce tableau afin de replacer nos résultats dans ce cadre plus général.

En synthétisant l'ensemble des résultats issus de la SMWDA, on peut mettre en évidence **quatre ruptures majeures et récurrentes dans les variables climatiques**, significatives au seuil de 99%, dont une avec une extension quasi continentale et les autres avec une extension plus régionale (tableau 5.1). Il s'agit des années **1967/1968, 1976/1977, 1983/1984 et 1987/1988**.

5.1.1 Une rupture d'extension continentale : 1967/1968

1967/1968 est la date de rupture la plus fréquemment identifiée pour chacun des douze paramètres, quel que soit le niveau d'altitude sélectionné (tableau 5.1). Cette rupture touche plus de 30% du continent africain et principalement l'Afrique boréale. Des espaces plus restreints en Afrique australe ou centrale, voire les océans adjacents, sont également concernés. La figure 5.1 propose deux exemples de localisation spatiale de cette rupture dans le flux de chaleur sensible et dans l'humidité spécifique à 850 hPa.

1967/1968 est à considérer comme la rupture majeure dans les données de réanalyse du fait de sa forte cohérence et de sa grande extension spatiale, mais aussi du fait de sa récurrence à travers les différents paramètres. En outre, ce résultat est robuste car cette rupture est présente au travers des quatre fenêtres tests choisies. Le fait de retrouver cette rupture pour différentes fenêtres montre qu'elle est plus le signe d'une rupture de stationnarité que d'une année atypique. En effet, si on observe les résultats pour les années antérieures à 1967 avec les fenêtres d'analyse de SMWDA inférieures à 20 ans, la rupture est déjà présente et concerne plus de 40% du territoire (figure 5.2). Une cartographie de ces résultats indique que la localisation et l'extension de ces ruptures sont identiques à celles de 1967.

Années	Paramètres	Spatialisation de la rupture
1967/1968 et avant	12 paramètres à 850 hPa, 200 hPa et en surface	globale mais surtout centrée sur l'Afrique boréale
autour de 1976/1977	température de l'air à 200 hPa	globale (sur 3 ans) à partir de 1974
	température de l'air à 850 hPa	principalement océanique (sur 3 ans)
	géopotential à 200 hPa	Afrique tropicale
	géopotential à 850 hPa	entre 5°N et 20°S
	vent zonal à 200 hPa (1975)	golfe de Guinée et Afrique orientale
	vent méridien à 850 hPa	Afrique centrale
	vent méridien à 200 hPa (1978)	Afrique centrale occidentale
	vitesse verticale à 200 hPa	Afrique centrale occidentale
	flux sortant de grande longueur d'ondes	golfe de Guinée et Afrique australe
	humidité spécifique à 850 hPa	sud-ouest de l'Afrique australe
	chaleur latente	Afrique centrale est de l'Afrique du Sud
	chaleur sensible	Afrique australe orientale Afrique centrale
	précipitations	Afrique orientale Afrique australe orientale golfe de Guinée
1983/1984	humidité spécifique à 850 hPa	Afrique orientale (Tanzanie)
	précipitations	sud de l'Afrique orientale
	eau précipitable	Afrique orientale (Tanzanie)
1987/1988	vitesse verticale à 850 hPa (1986)	nord-ouest de l'Afrique australe
	vent zonal à 850 hPa	nord-ouest de l'Afrique australe sud-ouest de l'Afrique centrale
	vent méridien à 850 hPa	Afrique centrale
	précipitations	Afrique australe occidentale Afrique orientale
	chaleur latente	nord-ouest de l'Afrique australe
	chaleur sensible	Afrique australe occidentale
	flux sortant de grande longueur d'ondes	Afrique orientale et australe

TAB. 5.1 – *Synthèse des principales ruptures identifiées dans les données de réanalyse en Afrique tropicale par la SMWDA (1958-1998)*

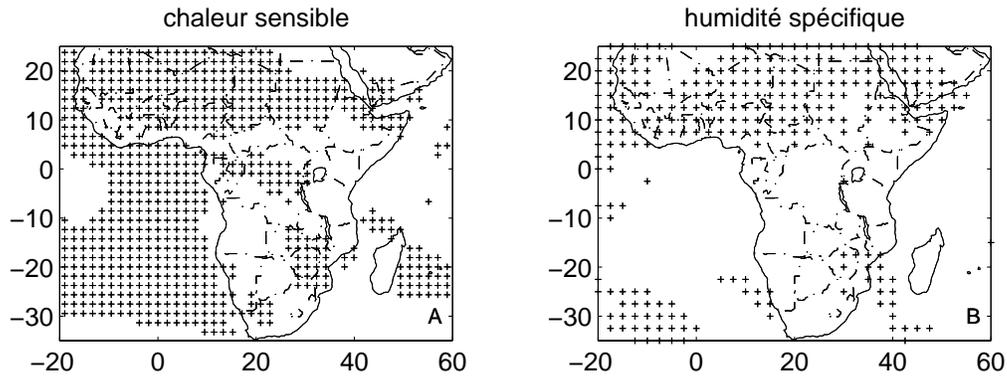


FIG. 5.1 – Localisation de la rupture de 1967/1968 dans le flux de chaleur sensible et l'humidité spécifique à 850 hPa

+ : point de grille où la SMWDA montre une rupture de stationnarité significative au seuil de 99%

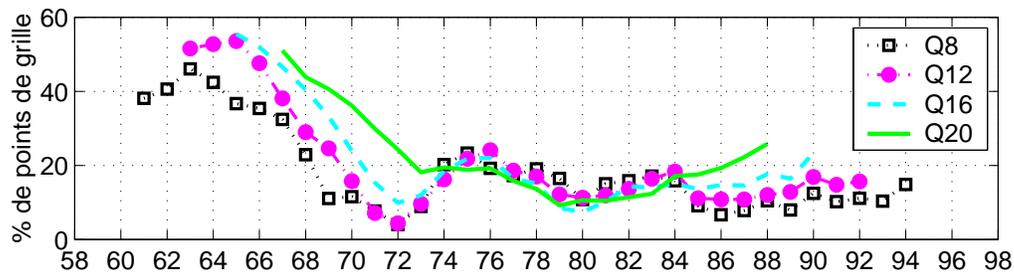


FIG. 5.2 – Fréquence de l'occurrence spatiale des ruptures de stationnarité identifiées par la SMWDA dans le flux de chaleur sensible (1958-1998)

- Q8 : taille de fenêtre de 8 ans
- Q12 : taille de fenêtre de 12 ans
- Q16 : taille de fenêtre de 16 ans
- Q20 : taille de fenêtre de 20 ans

5.1.2 Trois ruptures d'extension régionale

- **1976/1977** est la seconde rupture identifiée dans les réanalyses. Comme pour la rupture de 1967/1968, elle est visible pour presque tous les paramètres atmosphériques et à différents niveaux : 200, 850 hPa et en surface (tableau 5.1). Toutefois, l'extension spatiale de cette rupture est plus réduite que celle de 1967/1968, et elle n'est homogène que sur des régions plus restreintes qui diffèrent en fonction des paramètres. Toutefois, pour deux paramètres, la température de l'air à 200 hPa et la hauteur géopotentielle à 850 et 200 hPa, cette rupture d'homogénéité

est très accentuée : son extension spatiale est très marquée et la rupture s'étale sur plusieurs années. On la trouve déjà en 1974. L'ensemble de l'espace étudié est en effet touché par cette rupture à hauteur de 86% pour la température de l'air à 200 hPa (figure 5.3) et de 65% pour la hauteur géopotentielle (figure 5.4), pour les années 1974 à 1976 (figures 5.5 et 5.6). Le champ de température de l'air à

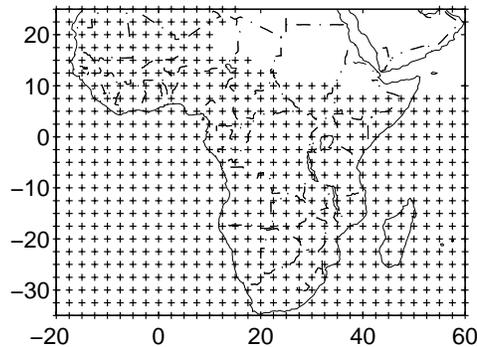


FIG. 5.3 – Localisation de la rupture de 1976/1977 dans la température de l'air à 200 hPa
 + : point de grille où la SMWDA montre une rupture de stationnarité significative au seuil de 99%

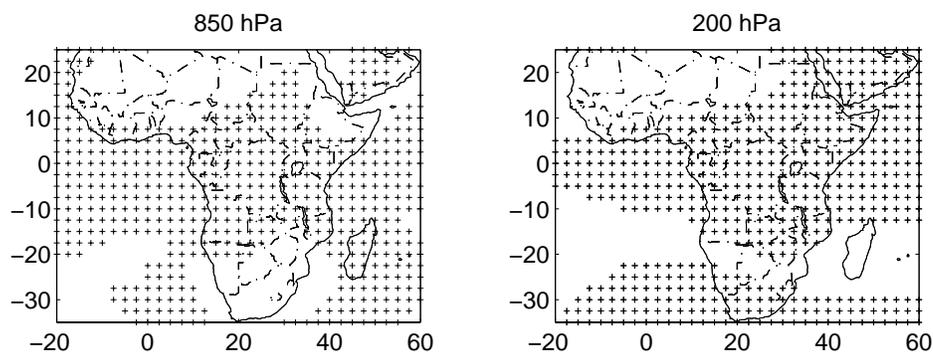


FIG. 5.4 – Localisation de la rupture de 1976/1977 dans la hauteur géopotentielle à 850 et 200 hPa
 + : point de grille où la SMWDA montre une rupture de stationnarité significative au seuil de 99%

200 hPa enregistre de façon significative cette rupture sur l'ensemble du territoire étudié, à l'exception de l'extrême nord-est. Pour la hauteur géopotentielle, même si la rupture est mise en évidence sur 65% du territoire pour les deux niveaux de référence choisis (850 et 200 hPa), sa localisation enregistre des différences notables.

Alors que l'Afrique occidentale ne semble pas touchée par cette rupture pour les deux niveaux, l'Afrique australe est concernée par la rupture à 200 hPa, mais pas à 850 hPa (figure 5.4). En étudiant les trois chroniques, on remarque nettement un décalage des valeurs de part et d'autre du milieu des années 70 (figures 5.5 et 5.6), avec, après cette période, des valeurs beaucoup plus élevées par rapport à celles de la période précédente. Cette différence est particulièrement nette dans la température de l'air à 200 hPa, qui entre 1974 et 1998 enregistre une diminution de plus de 2°C (figure 5.5).

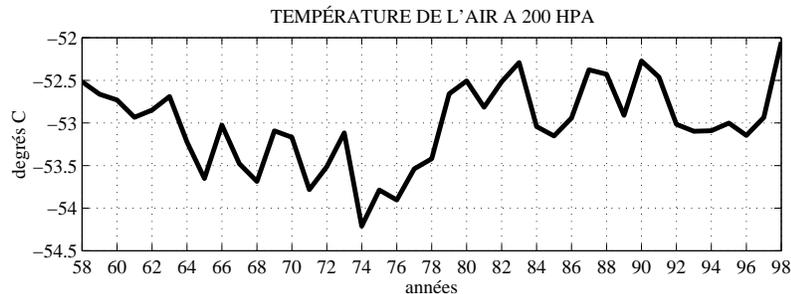


FIG. 5.5 – Variabilité interannuelle de la température moyenne annuelle de l'air à 200 hPa en Afrique tropicale (1958-1998)

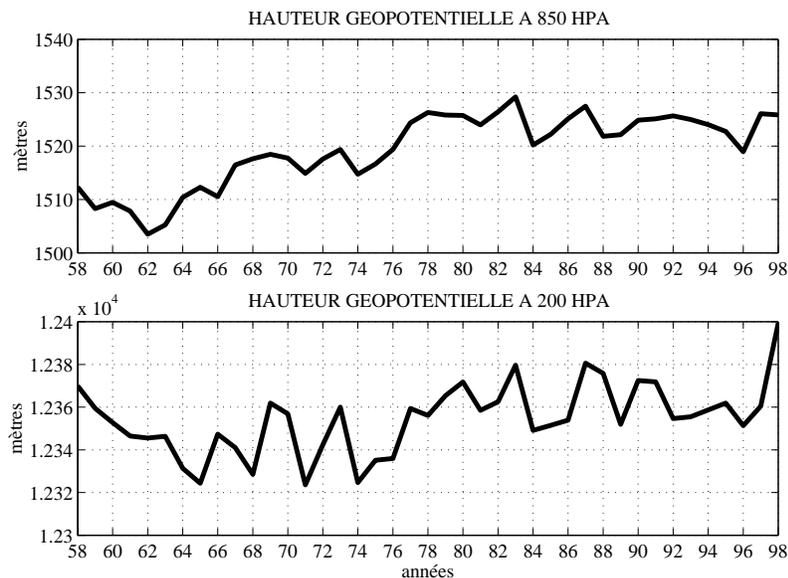


FIG. 5.6 – Variabilité interannuelle de la hauteur géopotentielle moyenne annuelle à 850 et 200 hPa en Afrique centrale

Pour les autres paramètres, la spatialisation de la rupture de 1976/1977 est beaucoup moins robuste que celle de 1967/1968. En effet, en fonction des paramètres, la rupture de 1976/1977 affecte tantôt l'Afrique australe, tantôt l'Afrique centrale ou occidentale. La partie orientale du continent n'est concernée que pour deux paramètres : le vent zonal à 200 hPa et les précipitations. Cette rupture est aussi plus complexe que celle de 1967/1968 dans le sens où, en fonction des paramètres, la date de rupture peut intervenir plus tôt (1975 pour les précipitations par exemple) ou plus tard (jusqu'en 1978/1979 pour la température de l'air).

- **1983/1984** est une rupture à caractère plus régional, concernant seulement 15 à 20% du territoire suivant les paramètres. Elle est significative essentiellement au niveau 850 hPa et en surface (tableau 5.1). Elle se localise principalement en Afrique centrale orientale à l'est du Rift africain, avec une forte cohérence spatiale sur la Tanzanie. Elle n'apparaît que pour des paramètres du cycle hydrologique comme l'humidité spécifique à 850 hPa, les précipitations et l'eau précipitable (figure 5.7). On retrouve également cette rupture dans l'océan Atlantique, au large de l'Angola, à l'équateur et dans une moindre mesure dans l'océan Indien occidental.

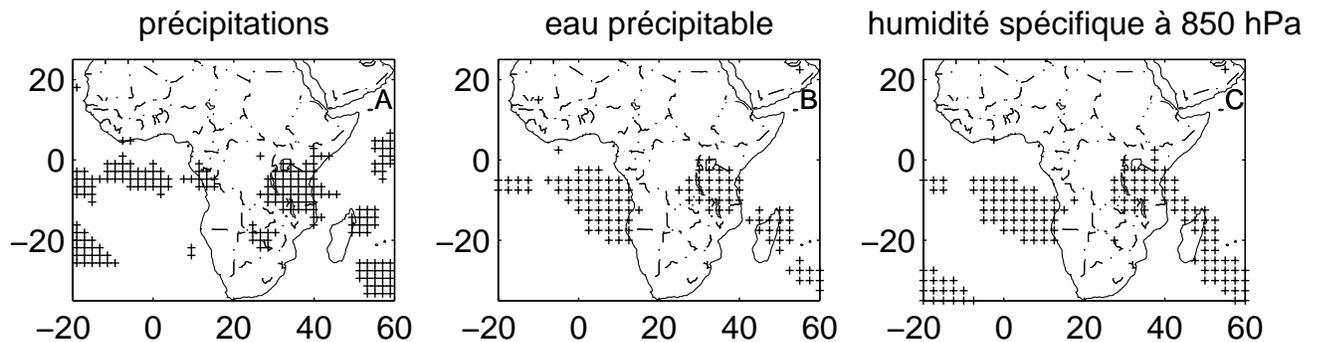


FIG. 5.7 – Localisation de la rupture de 1983/1984 dans les précipitations, l'eau précipitable et l'humidité spécifique à 850 hPa en Afrique tropicale

+ : point de grille où la SMWDA montre une rupture de stationnarité significative au seuil de 99%

A : précipitations

B : eau précipitable

C : humidité spécifique à 850 hPa

- **1987/1988** a, comme la rupture 1983/1984, un caractère régional. Cette rupture n'est présente qu'au niveau 850 hPa et en surface, et touche des paramètres aussi

diversifiés que les vents et la vitesse verticale à 850 hPa, ainsi que les flux de chaleur latente et sensible, les précipitations ou encore le flux sortant de grande longueur d'onde (tableau 5.1). Elle se localise principalement en Afrique australe,

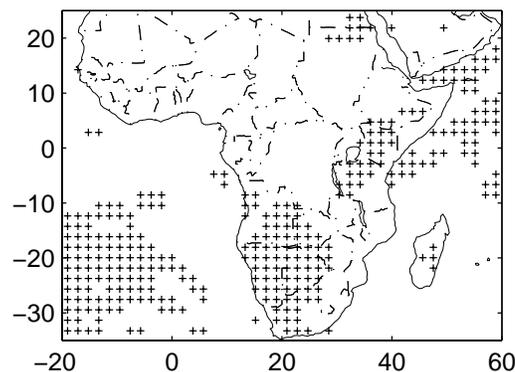


FIG. 5.8 – Localisation de la rupture de 1987/1988 dans l'eau précipitable en Afrique tropicale

+ : point de grille où la SMWDA montre une rupture de stationnarité significative au seuil de 99%

mais, suivant les paramètres, fluctue entre la partie occidentale ou orientale du subcontinent. La figure 5.8 présente l'extension spatiale de la rupture dans l'eau précipitable. La zone continentale la plus concernée est l'Afrique australe centrale et occidentale. On la retrouve également en Afrique orientale, mais avec une extension spatiale plus réduite et une moindre cohérence.

5.2 Origine des ruptures : problèmes d'assimilation des bases de données dans le modèle

En Afrique tropicale, nous avons identifié quatre discontinuités majeures dans les paramètres climatiques du NCEP. L'existence de ces discontinuités impose donc une certaine prudence dans l'analyse du climat africain et la nécessité de déterminer leur origine, naturelle, c'est-à-dire issue de la variabilité du climat, ou artificielle, provenant de biais instrumentaux. Pour cela, on procède à l'étude des méta-données intégrées dans le modèle pour essayer de distinguer la part de la rupture liée à une modification naturelle, de celle issue d'un biais artificiel. Les méta-données se définissent comme des données relatives à d'autres données. C'est l'ensemble des informations utilisées pour interpréter

des données. Elles permettent, entre autres, d'expliquer les données manquantes ou de déceler les biais liés à des modifications instrumentales dans des séries chronologiques. Dans notre cas, les méta-données relatives aux réanalyses sont, par exemple, les différents types de données assimilés dans le modèle, ainsi que leur densité et leur répartition spatiales. Un certain nombre d'investigations sur ces méta-données nous a permis de déterminer une des causes principales de l'existence des ruptures d'homogénéité dans les données du NCEP. Celles-ci sont à mettre en relation avec un **problème d'assimilation de bases de données dans le modèle du NCEP**.

5.2.1 Apparition de nombreux enregistrements de données climatiques à la fin des années 60 en Afrique tropicale

Pour expliquer la rupture de 1967/1968, notre hypothèse de départ est un problème d'assimilation de données par le modèle du NCEP, qui, de ce fait, peut générer des ruptures d'homogénéité dans les séries temporelles (Poccard *et al.*, 2000). La mise à disposition de nouvelles données, comme, par exemple, les données de surface ou les données issues de radiosondages, peut avoir un impact non négligeable sur les champs climatiques réanalysés générés par le modèle : d'une part sur les champs les plus dépendants directement de l'observation (variables A), d'autre part sur le calcul des variables qui ne sont pas directement observées ou assimilées, comme les précipitations et les flux de surface (variables C), mais déterminées par le modèle.

Pour étayer notre hypothèse, nous avons mené une analyse sur les données de densité d'observations intégrées en phase d'assimilation dans le modèle du NCEP, plus spécifiquement pour les données de surface et les données de radiosondage. Ces informations ont été extraites, dans un premier temps à l'échelle du continent africain, puis, dans un second temps, à quatre latitudes représentatives : à 10°N, à l'équateur, à 10°S et à 25°S. Des diagrammes de type Hovmöller permettent de tracer, sur l'ensemble de la période 1946-1998, l'historique de la densité d'observations disponibles pour chaque longitude du continent africain (figures 5.9, 5.10 et 5.11). La figure 5.9 présente le nombre d'observations mensuelles par point de grille disponibles sur l'ensemble de l'Afrique tropicale pour la période 1946-1998. La densité des données observées en surface (a) n'a cessé de croître au cours de la période. On remarque un saut quantitatif autour de 1967. Au sein de la seconde période (1968-1998), on note une forte variabilité du nombre d'informations, avec des pics (fin des années 60, fin des années 70 et début des années 80, décennie 90) et des creux (milieu des années 70 et 80). Comme pour les données au sol, c'est à partir

du milieu des années 60 que l'on observe une bonne densité d'informations provenant des radiosondages (figure 5.9 b). On distingue toutefois deux creux majeurs au milieu des années 70 et 80, identiques à ceux déterminés sur la figure 5.9 a. En considérant les

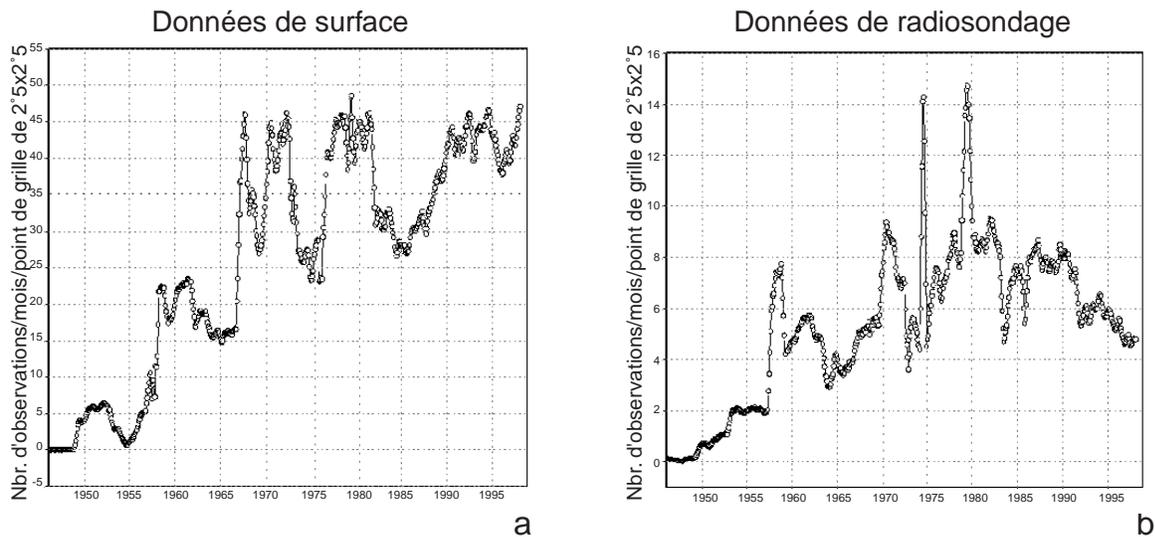


FIG. 5.9 – Densité des données en surface et des radiosondages en Afrique tropicale intégrés dans le modèle du NCEP (1946-1998)

origine http://wesley.wvb.noaa.gov/cgi-bin/disp_m_obsent.sh

densités d'informations des données observées au sol (figure 5.10) et de radiosondages (figure 5.11) aux quatre latitudes retenues, on remarque clairement qu'avant 1968, peu de données ont été intégrées dans les réanalyses, alors qu'après cette date, un grand nombre de bases de données sont disponibles, couvrant la majeure partie de l'Afrique. Par exemple, les données synoptiques de surface continentale disponibles toutes les 3 heures, acquises auprès du Global Telecommunications System, intégrées dans le modèle NCEP débutent en 1967 (Higgins *et al.*, 1996b). Cette augmentation soudaine de la disponibilité des données à l'échelle du continent africain est toutefois plus marquée pour les données de surface continentale que pour les données de radiosondages (une vingtaine en activité en Afrique tropicale).

L'hétérogénéité spatiale de la disponibilité des données est un autre facteur à prendre en compte et à relier, entre autres, à la répartition spatiale du peuplement sur le continent africain. Par exemple, à 10°S, au sud de la cuvette congolaise, la densité d'informations est très faible par rapport aux autres latitudes (figure 5.10 c). Cette disparité se retrouve également si on prend en compte une même latitude. Par exemple, à l'équateur (figure 5.10 b), au niveau de la longitude du Gabon, il existe une bonne couverture de stations

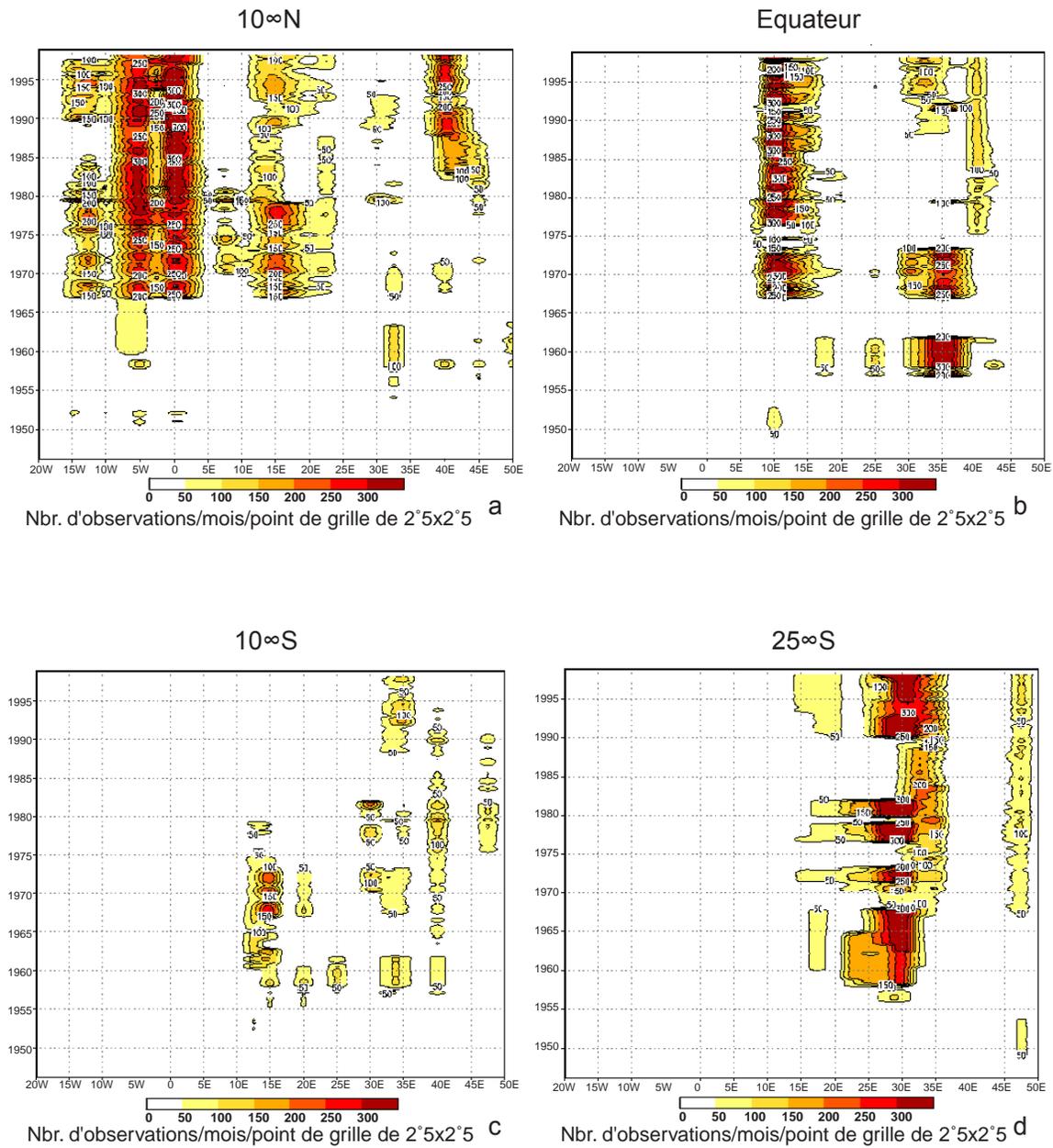


FIG. 5.10 – Densité des données en surface en Afrique tropicale intégrée dans le modèle du NCEP (1946-1998)

origine http://wesley.wwb.noaa.gov/cgi-bin/disp_m_obsent.sh

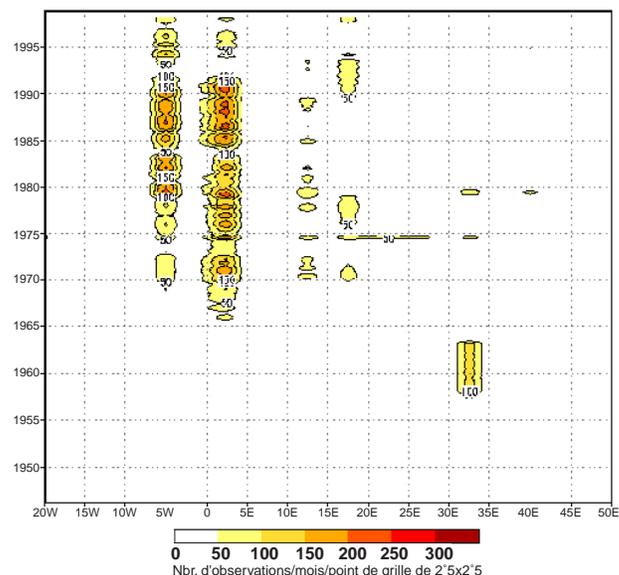


FIG. 5.11 – Densité des données de radiosondage à $10^{\circ}N$ en Afrique tropicale intégrées dans le modèle du NCEP (1946-1998)

origine http://wesley.wvb.noaa.gov/cgi-bin/disp_m_obsent.sh

de mesure ; en revanche, plus à l'est, au niveau de la cuvette congolaise, l'information est très sporadique. À $10^{\circ}N$, un contraste marquant existe entre l'Afrique de l'ouest, avec une forte densité d'observations disponibles, et l'Afrique de l'est, avec des données disponibles plus ponctuellement dans l'espace, ou même avec une absence de données sur le Soudan (figure 5.10 a). Ce contraste est-ouest s'inverse en Afrique australe avec une absence de données sur la Namibie et le Kalahari et une forte densité sur le Transvaal (figure 5.10 d).

De ce fait, **jusqu'en 1967, l'estimation de variables comme les précipitations montre une grande dépendance au modèle** puisque les données assimilées (vent, température ...), utilisées pour calculer les précipitations, résultent souvent plus de la prévision pure du modèle que de l'observation réelle. En effet, dans les régions à faible densité d'informations, les réanalyses dépendent fortement, non seulement de la donnée elle-même, mais également de la précision des champs de base du modèle et de la méthode utilisée pour assimiler les données (Mo *et al.*, 1995). **Après 1967, le réseau est plus dense et les nouvelles données intégrées dans le modèle doivent donc modifier significativement les sorties réanalysées, les précipitations par exemple.**

En Afrique tropicale, on peut estimer que la rupture de 1967/1968 détectée dans les données de réanalyse est directement liée à l'augmentation du nombre de données de surface et de radiosondages intégrées dans la phase d'assimilation du modèle.

On peut dès lors s'interroger sur l'origine de la seconde rupture qui apparaît à la fin des années 70.

5.2.2 Impact de l'introduction des données satellitales

L'assimilation des données mesurées en Afrique en surface ou en altitude est une explication de la rupture de 1967/1968. On peut émettre une hypothèse comparable pour celle détectée à la fin des années 70. L'intégration dans le modèle des données satellitales provenant de NOAA SR (1973/1974) puis de TIROS (Television and Infrared Operational Satellite), mis en service en 1978, pourrait en effet avoir un impact sur les données réanalysées. La figure 5.12 montre clairement que **c'est à partir de la fin des années 70 que les données satellitales sont disponibles, mais qu'il faut attendre l'année 1978 pour qu'elles soient assimilées de façon massive dans les réanalyses**, ce qui peut expliquer l'étalement dans le temps de cette rupture par rapport à celle de 1967/1968. Toutefois, l'augmentation de la densité des données n'est pas graduelle, puisqu'entre 1985 et 1990, on observe un creux d'informations dû probablement aux lancements des différents satellites de la NOAA, alors que le nombre d'observations par satellite de la décennie 1990 semble beaucoup plus stable.

Le tableau 5.2 présente les changements de satellite dérivant à orbite polaire de la NOAA, impliquant des différences notables dans l'instrumentation et les caractéristiques orbitologiques. La fréquence des changements de satellites et les différentes caractéristiques sur la décennie 80 peut être un élément qui biaise les données calculées à partir des mesures faites par les satellites.

Parce que le projet de réanalyse englobe la période précédant l'ère satellitale, il est important d'estimer l'impact de l'introduction des données satellitales sur le système d'analyse et de prévision. Un des points faibles des réanalyses du NCEP, mis en évidence lors de la première conférence internationale sur les réanalyses (World Climate Research Programme, 1998), est l'influence non négligeable sur les données réanalysées de l'adjonction au cours des années 70 des données satellitales, une influence particulièrement marquée dans l'hémisphère sud.

L'effet de l'intégration de ces données sur les analyses et les prévisions numériques des modèles a été largement étudié (Ghil *et al.*, 1979; Tracton *et al.*, 1980; Bengtsson

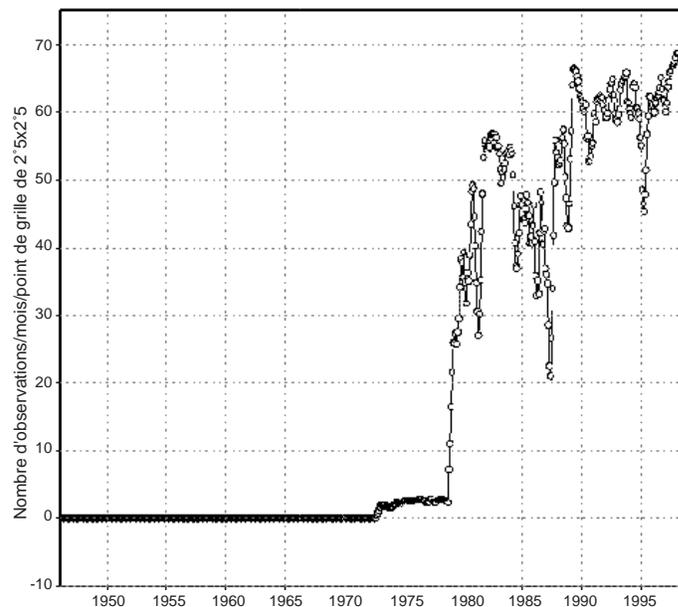


FIG. 5.12 – *Densité des données satellitaires en Afrique tropicale intégrées dans le modèle du NCEP (1946-1998) origine http://wesley.wvb.noaa.gov/cgi-bin/disp_m_obsent.sh*

Satellites	Mise en service	Arrêt	Période utilisée	1er passage	2ème passage
NOAA SR	?	?	juin 74 février 78	09h00	21h00
TIROS-N	19/10/78	30/01/80	janvier 79 janvier 80	03h00	15h00
NOAA6	27/06/79	16/11/86	février 80 août 81	07h30	19h30
NOAA7	24/08/81	07/06/86	septembre 81 février 85	02h30	14h30
NOAA8	03/05/83	31/10/85	/	07h30	19h30
NOAA9	25/02/85	en fonction	mars 85 novembre 88	02h20	14h20
NOAA10	17/11/86	en fonction	/	07h30	19h30
NOAA11	08/11/88	13/09/94	depuis décembre 88	01h40	13h40

TAB. 5.2 – *Caractéristiques orbitologiques des satellites de la NOAA et périodes utilisées dans la base de données de la NOAA, d'après Cracknell (1997)*

et al., 1982; Halem *et al.*, 1982; Baker *et al.*, 1984; Kalnay *et al.*, 1985; Uppala, 1986; Arpe, 1986). Toutes les études menées cherchent à savoir si l'intégration des données satellitales influence la qualité de la prévision numérique. En général, l'impact des données satellitales est plus marqué dans l'hémisphère sud où la couverture spatiale des données conventionnelles est lâche. Les résultats sont moins nets dans l'hémisphère nord ; ils dépendent, entre autres, de la méthode utilisée pour l'assimilation des données et pour le contrôle de leur qualité. Globalement, ces études montrent clairement que les données satellitales biaisent la prévision du modèle.

Avec le système utilisé par le NCEP et le NCAR, les résultats sont meilleurs que pour les expériences précédemment citées. Mo *et al.* (1995) établissent que dans le NCEP, il n'y a pas de différence significative entre les analyses SAT (avec intégration des données satellitales) et NOSAT (sans intégration des données satellitales), dans l'hémisphère nord, pour des variables comme le vent, la température de l'air et la hauteur géopotentielle. En revanche, les différences sont plus fortes entre SAT et NOSAT dans l'hémisphère sud, pour les régions où il y a peu de données. Ils estiment, en outre, qu'une grande part des anomalies mensuelles et journalières peut être due à l'absence de données satellitales.

Cependant, des analyses menées au NCEP et au NCAR sur les précipitations obtenues avec et sans l'intégration des données satellitales, montrent que la différence entre les résultats dans les deux cas est faible, avec seulement un écart moyen global égal à 0.19 mm/jour, et des prévisions NOSAT un peu plus faibles que les SAT (Mo *et al.*, 1995). Les auteurs de ce travail suggèrent que les précipitations réanalysées, surtout sous les tropiques, sont plus influencées par des forçages externes, comme la température de surface océanique, que par les modifications de la circulation atmosphérique induites par l'intégration des données satellitales.

Ainsi, dans le modèle du NCEP, des variables comme la température de l'air ou la hauteur géopotentielle sont concernées par l'intégration des données satellitales susceptibles d'entraîner l'apparition d'artefacts dans les séries. En effet, les estimations de température de l'air par satellite sont assimilées directement dans le modèle et elles modifient ainsi les champs réanalysés, comme par exemple les valeurs de géopotentiel directement déduites des données de température et de pression.

L'étude des méta-données nous a permis de définir une des origines des ruptures d'homogénéité présentes dans les données de réanalyse du NCEP. Notre hypothèse, fondée sur l'assimilation de bases de données dans les réanalyses, a été vérifiée. Pour la rupture de 1967/1968, nous avons mis en cause l'intégration des données en surface et des radiosondages sur le continent africain. Pour la rupture de la fin des années 70, nous avons souligné les problèmes d'assimilation des données satellitales et leur hétérogénéité liée aux nombreux changements de satellites au cours des années 80.

5.3 Étude de cas à partir de radiosondages en Afrique tropicale

Un point qui reste à éclaircir est la différence potentielle qui peut exister entre les valeurs des données assimilées dans le modèle et celles estimées par le NCEP. Nous voulons vérifier que l'assimilation des données observées dans le modèle conduit à la réalisation de champs atmosphériques réanalysés qui leurs sont proches.

Nous avons mené différentes études de cas à partir de données de radiosondages en Afrique tropicale et les avons comparé aux données du NCEP. Il faut toutefois noter que cette étude est incomplète dans le sens où il existe peu de stations de radiosondages sur le continent africain. Les comparaisons ne peuvent donc être faites qu'entre les données stationnelles observées et les données réanalysées issues du point de grille le plus proche (Camberlin *et al.*, 2000). Malgré cela, nous avons obtenu des résultats significatifs permettant de mieux valider ces données de réanalyse.

Des données mensuelles de radiosondages des stations de Nairobi (Kenya), Niamey (Niger), Dakar (Sénégal), Bangui (République Centrafricaine) et Durban (Afrique du Sud) ont été comparées avec des séries temporelles du NCEP correspondant au point de grille le plus proche de chaque station.

Nous avons calculé des anomalies standardisées pour chaque station et point de grille, à partir des séries désaisonnalisées sur la période commune 1958-1990 pour les cinq paramètres atmosphériques suivants : température de l'air, composantes méridienne (U) et zonale (V) du vent, hauteur géopotentielle et humidité spécifique. Les calculs ont été faits pour les niveaux géopotentiels 850, 500 et 200 hPa. Nous ne présentons ici que les résultats les plus significatifs à travers cinq exemples.

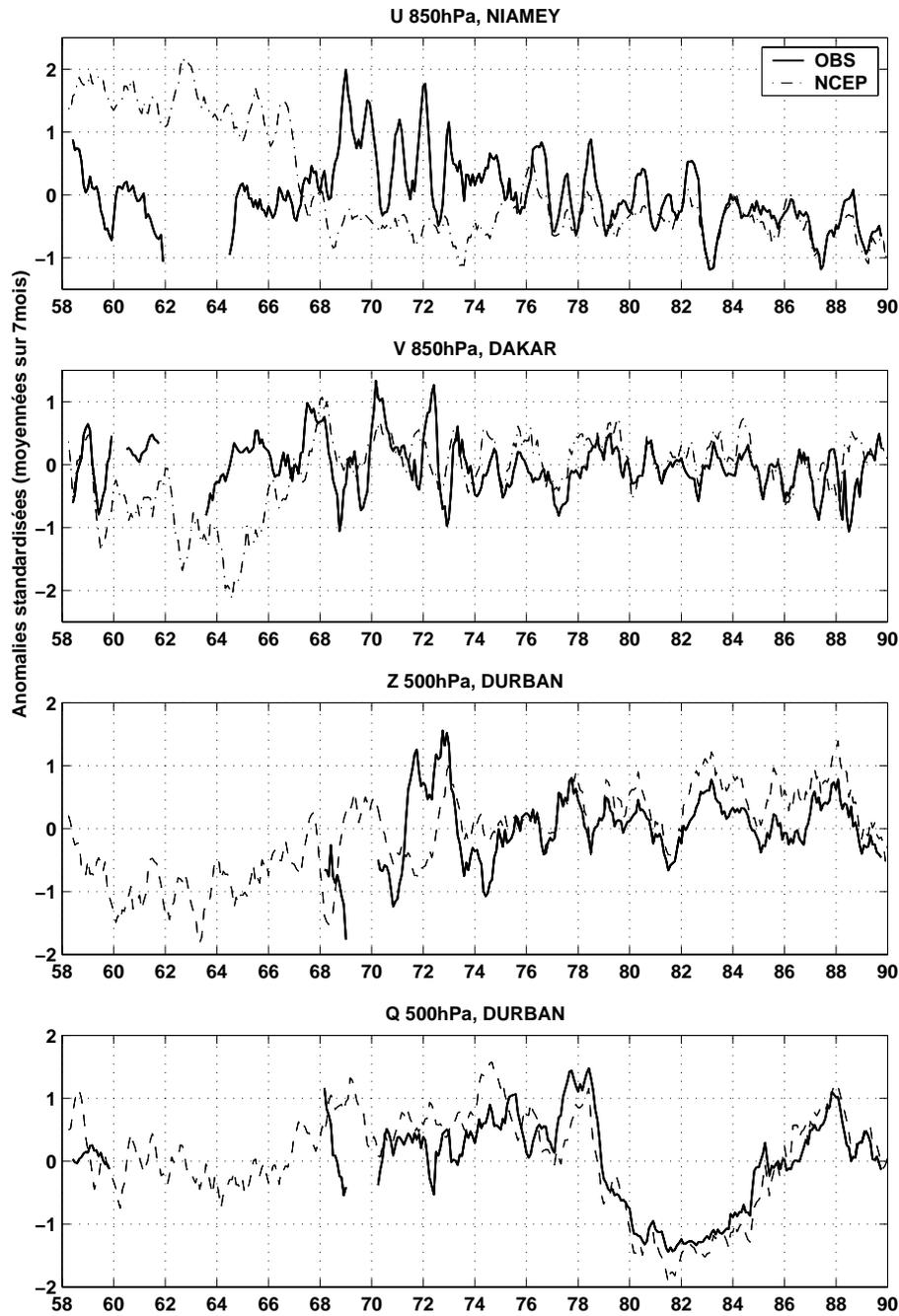


FIG. 5.13 – Anomalies standardisées de données de radiosondages et de réanalyses pour différents paramètres atmosphériques (1958-1990)

- *U*: composante méridienne du vent
- *V*: composante zonale du vent
- *Z*: hauteur géopotentielle
- *Q*: humidité spécifique

Pour un certain nombre de stations africaines de radiosondages, les données sont indisponibles avant 1968 : c'est le cas par exemple de la station de Durban (figure 5.13 c et d).

Pour les stations ayant des enregistrements sur la période 1958-1967, la rupture de stationnarité de 1967/1968, mise en évidence dans les réanalyses, n'apparaît pas toujours clairement dans les données de radiosondages, comme par exemple à Dakar (figures 5.13 b) ou à Nairobi (figure 5.14). En revanche, des écarts très importants existent entre l'observation et les réanalyses à Niamey pour U à 850 hPa (figure 5.13 a) ou à Dakar pour V à 850 hPa (figure 5.13 b).

Pour la période 1968-1990, les séries temporelles du NCEP ont des valeurs relativement proches de celles observées pour les différents paramètres, principalement au cours des décennies 80 et 90 (figure 5.13 b, c et d). La comparaison des anomalies standardisées observées et réanalysées de la température de l'air à 200 hPa à Nairobi montre des écarts moins marqués par rapport aux autres stations de radiosondages (figure 5.14). Par ailleurs, la différence entre les deux courbes, moyennée sur sept mois pour réduire le bruit lié à la variabilité haute fréquence, apporte une information intéressante sur la rupture intervenant vers 1976/1977. Jusqu'à cette date, la différence "observation-réanalyse" est globalement et fortement négative, alors qu'après cette date, elle reste négative mais se réduit sensiblement. Le modèle sous-estime la température de l'air mesurée tout au long de la période, mais les écarts se réduisent de plus en plus entre la décennie 60 et la décennie 80.

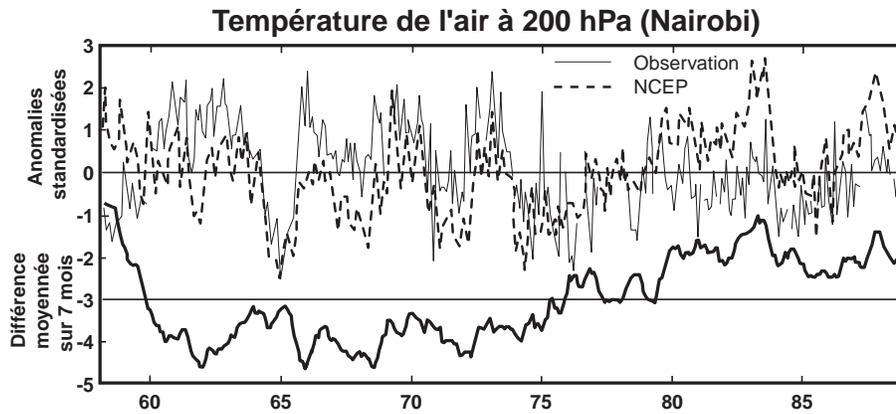


FIG. 5.14 – *Température de l'air à 200 hPa à Nairobi (1958-1990)*

- Haut : Anomalies standardisées des données observées et réanalysées
- Bas : Différence "observation-réanalyse" moyennée sur 7 mois

En Afrique tropicale, pour cinq stations de radiosondages, l'adéquation entre la variabilité interannuelle des données de réanalyse et des données observées (vent, humidité spécifique ou température de l'air), n'est correcte qu'en fin de période, au cours des décennies 80 et 90. Ces champs réanalysés sont sur cette période représentatifs des mesures ponctuelles.

5.4 Bilan sur l'homogénéité temporelle des réanalyses en Afrique tropicale

Une des phases de validation des données de réanalyse du NCEP/NCAR a consisté à tester l'homogénéité des séries temporelles de douze champs représentatifs de la circulation atmosphérique à l'échelle de l'Afrique tropicale sur la période disponible 1958-1998.

La SMWDA, outil servant à détecter les ruptures d'homogénéité et à les localiser, a permis de mettre en évidence quatre dates majeures : 1967/1968, 1976/1977, 1983/1984, 1987/1988.

En synthétisant l'ensemble des résultats obtenus, nous pouvons faire trois remarques principales :

1. les données de réanalyse sur la période 1958-1967 caractérisant le climat de l'Afrique tropicale sont à utiliser avec la plus grande prudence, dans le sens où elles sont issues directement du modèle. C'est à partir de 1968 que des données *in situ* et de radiosondages, suffisamment nombreuses sur le continent africain, ont été assimilées dans le modèle désormais plus représentatif de la climatologie observée ;
2. l'impact de l'assimilation des données satellitales disponibles à la fin des années 70 est non négligable sur les champs réanalysés principalement sur la température de l'air et la hauteur géopotentielle ;
3. les paramètres climatiques de surface, tels que les précipitations, sont les plus touchés par les ruptures d'homogénéité (1967/1968, milieu des années 70 et dans les années 80).

Conclusions de la deuxième partie

Cette deuxième partie avait pour objectif d'estimer la fiabilité des réanalyses du NCEP/NCAR aux échelles intra- et interannuelles en vue de l'étude du climat en Afrique tropicale sur la période 1958-1998. Nous avons ciblé ce travail sur les précipitations, paramètre-clé de la différenciation climatique sur le continent dont la variabilité a des répercussions significatives sur les écosystèmes et les sociétés. Dans un deuxième temps, nous l'avons étendu aux autres paramètres atmosphériques.

Nos résultats ont montré la nécessité de cette phase de validation. Nous avons fondé ce travail sur deux méthodes, d'une part la détection de ruptures d'homogénéité dans les séries temporelles du NCEP et l'identification de leurs origines ; et d'autre part la comparaison avec une base de données indépendantes des configurations spatiales et temporelles des précipitations aux échelles continentale et régionale.

Notre but est ici de donner un certain nombre d'informations aux utilisateurs des NCEP sur l'Afrique tropicale, notamment sur la période à sélectionner et les paramètres les plus fiables.

— Période homogène en Afrique tropicale : 1968-1998

Nous estimons que l'étude des paramètres réanalysés du NCEP/NCAR est critique sur l'ensemble de la période disponible 1958-1998 puisque la rupture majeure présente entre 1967 et 1968 est pour une bonne part artificielle. Il est donc souhaitable de travailler en deux sous-périodes 1958-1967 et 1968-1998 pour analyser les paramètres atmosphériques, avec toutefois, un problème d'interprétation des résultats d'analyse sur la première période. L'extention récente de cette base de données (Kistler et Kalnay, 1999) sur la période antérieure 1946-1957 conduit aux mêmes problèmes que ceux mis en évidence sur la période 1958-1967. La figure 5.9 montre qu'entre 1946 et 1957 la densité d'informations assimilées dans le modèle est identique et même plus faible sur le continent africain que sur la période 1958-1967. De ce fait, nous estimons préférable de supprimer la période 1958-1967 des analyses diagnostiques sur le continent africain pour éviter des erreurs d'interprétation des résultats.

Au sein de cette période 1968-1998, persistent un certain nombre de ruptures d'homogénéité, dont la plus importante est celle de 1976/1977, non négligeable pour la température de l'air et la hauteur géopotentielle. Ainsi, dans la troisième partie de notre travail, nous avons tenu compte de cette rupture.

Pour des études d'échelle régionale sur l'Afrique orientale et australe, il faut tenir compte des deux ruptures de 1983/1984 et 1987/1988 qui affectent de façon significative ces espaces, mais préférentiellement pour les paramètres de surface liés au cycle de l'eau.

Malgré tout, la période 1968-1998 reste une période suffisamment homogène pour traiter les paramètres climatiques sans effectuer systématiquement de découpages en sous-périodes.

— Paramètres atmosphériques les plus fiables

Généralement, les paramètres de la classe A sont les plus proches de l'observation et donc les plus fiables. Nous pouvons citer comme exemple la température de l'air, la hauteur géopotentielle ou les vents. Même si la comparaison que nous avons effectuée avec des données ponctuelles de radiosondages ne donne pas exactement les mêmes valeurs, à l'échelle globale ces paramètres sont représentatifs de champs climatiques réalistes. Nos propos sont toutefois à nuancer sur des espaces qui sont peu documentés comme par exemple l'océan Atlantique au sud de 20°S.

Ce sont les paramètres de la classe C, notamment ceux du cycle hydrologique qui soulèvent le plus d'interrogations, en partie du fait des moyens limités que nous avons pour les valider. Toutefois, ce sont eux qui enregistrent le plus de ruptures de stationnarité, parce qu'ils sont les plus sensibles à l'intégration de données dans le modèle, et qu'ils sont également sensibles aux choix effectués dans la paramétrisation des conditions de surface océanique et surtout continentale.

— Cas des précipitations

Par rapport aux données du cycle hydrologique, l'étude approfondie des précipitations en Afrique tropicale a montré l'importance des écarts entre le NCEP et l'observation. Même si les configurations générales des précipitations en Afrique tropicale sont correctes et sans déphasage temporel, il existe des problèmes majeurs dans les précipitations du NCEP. On peut citer à ce titre les quatre ruptures de stationnarité, la sous-estimation de l'amplitude du cycle saisonnier, la présence d'un signal basse fréquence dans les chroniques et l'incohérence dans la variabilité interannuelle. Face à ce constat, nous considérons que les précipitations du NCEP ne sont pas suffisamment représentatives de la réalité aux échelles continentale et régionale pour être utilisées. Elles ne peuvent pas compléter les observations là où celles-ci se détériorent.

— Pas de temps et échelle spatiale

À l'échelle spatiale, les résultats obtenus pour les précipitations montrent que ces données ne sont pas adaptées pour effectuer des analyses régionales trop poussées, ou alors à la condition de bien connaître le terrain étudié afin d'avoir un esprit critique par rapport aux résultats. La résolution spatiale du modèle impose la limite inférieure possible. Toutefois, il est conseillé d'élargir au maximum la zone à étudier pour s'affranchir partiellement des conditions de surface continentale régionale qui ne sont pas toujours correctement prises en compte dans le modèle.

Pourtant, à l'heure actuelle, les réanalyses représentent la source de données la plus complète jusqu'ici disponible pour des analyses diagnostiques du climat. Elles offrent de nouvelles perspectives d'investigation sur de nombreux aspects du système climatique global et ouvrent de nouvelles orientations pour la recherche et le développement de systèmes d'assimilation de données.

Les conférences internationales sur les réanalyses organisées conjointement par le NCEP/NCAR et l'ECMWF (World Climate Research Programme, 1998, 2000) sont destinées à faire un bilan régulier des données par rapport à leurs avantages et inconvénients. Il ressort des deux premières réunions que des améliorations significatives ont été enregistrées. Les réanalyses sont plus consistantes, ont des champs globaux plus homogènes, et un grand nombre de paramètres-clefs comme les précipitations, les flux de surface et d'autres composantes du cycle hydrologique, ont été améliorés. Ces paramètres retiennent toute l'attention des modélisateurs pour la prochaine version des réanalyses américaines et européennes.

Troisième partie

Téléconnexions entre précipitations
d'Afrique tropicale et températures
de surface océanique

De l'échelle saisonnière à l'échelle décennale, la température de surface océanique est la variable océanique qui influence le plus l'atmosphère, tout en étant un indicateur de la variabilité climatique terrestre (IPCC, 1996). Elle permet d'appréhender une partie de la variabilité interannuelle des conditions aux limites de l'atmosphère. Le rôle prédominant des conditions de surface et du cycle de l'eau explique l'importance accordée par la climatologie moderne au contenu thermique de la couche mélangée de l'océan mondial, c'est-à-dire de la couche superficielle soumise à l'action des vents de surface et dans laquelle les gradients de température sont faibles en raison du mélange océanique (Fontaine *et al.*, 1998).

Au cours des deux dernières décennies, les études menées sur les téléconnexions entre précipitations et TSO ont montré qu'une part significative de la variance interannuelle des pluies sur diverses régions africaines est induite ou tout au moins liée à la variabilité des TSO : en Afrique de l'ouest (Lamb, 1978a,b; Lough, 1986; Fontaine et Janicot, 1996), en Afrique subéquatoriale (Moron *et al.*, 1995), en Afrique de l'est (Ogallo, 1988; Hastenrath, 1991; Beltrando et Camberlin, 1993; Camberlin, 1995), en Afrique équatoriale (Hirst et Hastenrath, 1983b; Bigot, 1997), en Afrique australe (Lindesay *et al.*, 1986; Ropelewski et Halpert, 1987; Richard, 1993; Mason, 1995). Les TSO semblent être plus un indicateur des processus affectant les pluies que la cause primaire des changements (Hulme et Kelly, 1993). Même si un certain nombre d'éléments ont été mis en évidence concernant la relation statistique entre les fluctuations de la température de surface des différents bassins océaniques et la variabilité des pluies à l'échelle régionale en Afrique tropicale, cette piste de recherche n'est pas complètement explorée, il reste encore un grand nombre d'interrogations.

Notre premier objectif est de préciser, à l'échelle de l'Afrique tropicale, l'évolution saisonnière des téléconnexions existantes entre TSO et précipitations, afin d'identifier les mois au cours desquels la relation est la plus forte. Nous cherchons à mettre en évidence des espaces homogènes sur le continent qui répondent à un type d'évolution saisonnière particulier, en fonction du signal océanique retenu. Nous voulons donc obtenir une carte de régionalisation des types majeurs de téléconnexion en Afrique tropicale, en fonction de chaque forçage océanique.

Notre second objectif est d'identifier les modifications de la circulation atmosphérique sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien, associées aux forçages océaniques, et de les comparer à celles liées à des années anormalement sèches et pluvieuses dans différentes régions d'Afrique tropicale. Nous cherchons à déterminer l'échelle spatiale à laquelle

s'opèrent ces modifications dans l'atmosphère en fonction des anomalies régionales de TSO ou de précipitations. Par ailleurs, nous allons décomposer le signal atmosphérique associé à la variabilité pluviométrique afin de mettre en évidence à la fois les anomalies de la circulation atmosphérique associées aux anomalies de ces forçages océaniques et celles qui sont indépendantes. Nous cherchons ainsi des signaux secondaires dans la dynamique océano-atmosphérique ou purement atmosphérique qui pourraient moduler ces téléconnexions. Le choix des zones d'étude des précipitations africaines est fonction de l'intensité de la relation statistique TSO/pluviométrie.

Cette partie se compose de trois chapitres. Le premier fait le point sur les téléconnexions entre TSO et précipitations en Afrique tropicale, et positionne de façon plus précise notre démarche dans ce domaine. Le chapitre suivant propose une étude de la relation statistique entre la variabilité des précipitations en Afrique tropicale et les principales structures spatio-temporelles de TSO, en se focalisant sur celles du Pacifique équatorial oriental et de l'Atlantique sud. L'analyse de la dynamique atmosphérique et de ses variations associées aux téléconnexions en Afrique tropicale fait l'objet du dernier chapitre.

Connaissances en l'an 2000

Sommaire

6.1 Les acquis	101
6.1.1 Téléconnexions avec l'océan Pacifique	102
6.1.2 Téléconnexions avec l'océan Atlantique	103
6.1.3 Téléconnexions avec l'océan Indien	104
6.2 Des interrogations persistantes	106
6.2.1 Questions non résolues sur les téléconnexions	106
6.2.2 Sélection des indices de TSO	107
6.2.3 Démarche proposée	110

Le bilan des travaux effectués sur les téléconnexions entre précipitations en Afrique tropicale et TSO depuis une vingtaine d'années est considérable. Néanmoins, différentes interrogations persistent. Nous verrons de quelle façon l'étude des réanalyses permet de formuler certaines questions et de répondre à quelques interrogations.

6.1 Les acquis

Cette section ne cherche pas à décrire de façon exhaustive l'ensemble des travaux menés sur le thème des téléconnexions entre les variations des TSO globales et la variabilité pluviométrique régionale sur le continent africain. Nous voulons simplement exposer les principales téléconnexions statistiques identifiées en précisant le signe de la relation et leur impact régional sur les pluies tropicales en Afrique. Cette présentation se fait en fonction des trois bassins océaniques Pacifique, Atlantique et Indien.

6.1.1 Téléconnexions avec l'océan Pacifique

L'ENSO représente la variabilité climatique naturelle d'échelle la plus large existant au pas de temps interannuel. Les anomalies de TSO dans l'océan Pacifique équatorial oriental sont essentiellement une expression de ce phénomène. Malgré la distance qui sépare l'océan Pacifique du continent africain, des relations statistiques significatives existent entre TSO du premier et précipitations du second. Toutefois, le degré d'impact des effets de l'ENSO sur ce continent est variable. Le signe des corrélations entre ENSO et pluies varie d'une région à l'autre, tout comme la saison durant laquelle la téléconnexion est observée.

L'existence d'une téléconnexion entre ENSO et précipitations ouest-africaines d'été boréal est sujette à discussion, principalement du fait d'une forte variance identifiée sur des totaux annuels au Sahel à l'échelle basse fréquence, pour des périodes de plus de 7 ans (Hastenrath, 1990; Nicholson et Palao, 1993), et, du fait que l'été boréal n'est pas la saison où le signal de l'ENSO est maximum. Des analyses réalisées sur les relations avec l'ENSO à l'échelle globale montrent une absence de signal significatif de l'ENSO dans les précipitations sahéliennes (Stockenius, 1981; Nicholson et Entekhabi, 1986; Ropelewski et Halpert, 1987, 1989; Nicholson et Kim, 1997). En revanche, les travaux de Folland *et al.* (1986); Palmer (1986); Hastenrath *et al.* (1987); Wolter (1989); Palmer *et al.* (1992); Ward (1992) mettent bien en évidence l'importance du forçage de l'ENSO sur les fluctuations interannuelles de la mousson ouest-africaine : un événement chaud ENSO coïncide avec un déficit pluviométrique au Sahel. Rowell *et al.* (1995) montrent que les TSO dans le Pacifique équatorial oriental sont significativement corrélées avec les précipitations sahéliennes à l'échelle interannuelle pour des périodes inférieures à 11 ans. Les pluies d'été boréal en Afrique tropicale septentrionale tendent à être réduites en années ENSO. Palmer (1986), en utilisant un MCGA, montre le potentiel des TSO du Pacifique équatorial à moduler les volumes précipités de la région sahélienne. Des analyses ultérieures de modélisation et de diagnostique ont appuyé cette hypothèse (Semazzi *et al.*, 1988; Folland *et al.*, 1991; Palmer *et al.*, 1992; Rowell *et al.*, 1995; Janicot *et al.*, 1996; Ward, 1998). L'absence de consensus sur la téléconnexion entre l'ENSO et les précipitations en Afrique de l'ouest peut s'expliquer en partie par le fait que l'ENSO n'a pas une action directe sur l'Afrique.

Les variations pluviométriques interannuelles en Afrique de l'est sont dans l'ensemble fortement corrélées avec l'ENSO (Meehl, 1988; Seleshi et Demarée, 1995). Pour la saison juin-septembre, des cumuls pluviométriques plus faibles que la normale sont enregistrés

en Ouganda, à l'ouest du Kenya, au Soudan et en Éthiopie, lorsque des conditions El Niño prévalent (Ogallo, 1988; Tadesse, 1994; Camberlin, 1995). Les pluies estivales en Éthiopie sont corrélées significativement avec l'ENSO, montrant de fortes probabilités de sécheresse en années El Niño (Ininda *et al.*, 1987; Haile, 1990; Seleshi *et al.*, 1992). En Afrique orientale équatoriale, les ENSO sont associés à des précipitations anormalement fortes, au cours de la petite saison des pluies d'octobre-décembre (Farmer, 1988; Ogallo, 1988; Hutchinson, 1992; Hastenrath *et al.*, 1993).

La variabilité des précipitations estivales en Afrique australe associée au phénomène ENSO a été largement étudiée (Mo *et al.*, 1995; Lindesay, 1988; Ropelewski et Halpert, 1987, 1989, 1996; Shinoda et Kawamura, 1996; Rocha et Simmonds, 1997a; Richard *et al.*, 2000a). Au cours des événements chauds El Niño, la majorité de l'Afrique australe enregistre généralement des conditions sèches. Cette relation est renforcée dans la partie sud-est du subcontinent et au nord-est de l'Afrique du Sud (Matarira et Jury, 1992; Richard, 1996; Shinoda et Kawamura, 1996; Rocha et Simmonds, 1997a), et elle est maximale durant la seconde moitié de la saison des pluies, de janvier à mars (Lindesay, 1988; Lindesay et Vogel, 1990). Un certain nombre d'expériences réalisées à partir de MCGA attestent que des TSO anormalement chaudes dans le Pacifique équatorial oriental et dans l'océan Indien, issues d'événements ENSO, peuvent générer des conditions plus sèches en Afrique du sud-est (Rocha et Simmonds, 1997b; Richard *et al.*, 2000a). En Afrique du Sud, Kruger (1999) a montré que le signal basse fréquence présent dans les précipitations (modulation quasi-périodique de 18-20 ans) peut affecter l'impact des événements ENSO : pendant les phases humides (sèches) de cette oscillation, la sévérité des impacts est atténuée (accentuée).

6.1.2 Téléconnexions avec l'océan Atlantique

La variabilité interannuelle des TSO de l'Atlantique tropical est considérablement plus faible que celle du Pacifique tropical. Elle se caractérise par une cohérence à l'échelle du bassin océanique entre les anomalies océaniques et atmosphériques, aux fréquences interannuelle à décennale (Philander, 1990; Zebiak, 1993; Mehta et Delworth, 1995; Tourre *et al.*, 1998).

Même réduite, cette variabilité interannuelle des TSO a une influence sur les précipitations en Afrique tropicale boréale (Lamb, 1978a; Folland *et al.*, 1986; Lamb *et al.*, 1986; Lough, 1986; Janicot, 1992a,b; Ward, 1998). En été boréal, le dipôle méridien ouest-africain montrant des anomalies négatives (positives) de pluies au Sahel et des anomalies positives (négatives) sur la zone guinéenne apparaît comme le résultat d'un réchauffe-

ment dans l'Atlantique sud-équatorial et/ou d'un refroidissement dans l'Atlantique nord (Lamb, 1978a,b; Hastenrath, 1984; Lough, 1986; Servain, 1991; Janicot, 1992b; Fontaine et Janicot, 1996; Ward, 1998). À l'échelle interannuelle, ces deux régions montrent des fluctuations de précipitations déphasées (Wagner et Da Silva, 1994). Ainsi, Palmer (1986) a réussi à simuler les pluies sahéliennes à partir d'un forçage des TSO atlantiques.

En Afrique australe, les téléconnexions avec les anomalies de TSO atlantiques sont faibles et généralement non significatives (Mason, 1995; Mason et Jury, 1997), mais néanmoins on ne peut les considérer comme nulles. Hirst et Hastenrath (1983a), Hastenrath (1984) et Nicholson et Entekhabi (1987) ont mis en évidence une corrélation positive entre les TSO de l'Atlantique sud et le cumul bimestriel de pluies de mars-avril sur la frange littorale de l'Angola. Hirst et Hastenrath (1983a) et Mulenga (1998) montrent que les variations du système régional du courant de Benguela ont un impact notable sur les précipitations côtières de l'Angola. En revanche, les téléconnexions avec les précipitations sur le plateau intérieur de l'Angola n'ont pas été clairement établies.

L'analyse de simulations récentes par MCGA, forcées par une composite d'événements froids dans le sud-est de l'Atlantique, a montré une influence non négligeable (relation négative) de l'Atlantique en Afrique australe (deW Rautenbach et Jury, 1997).

Loin des côtes de l'Atlantique, l'influence des TSO sur les variations des précipitations est moins forte (Hirst et Hastenrath, 1983b). Toutefois, l'intégration d'indices de TSO du bassin Atlantique permet d'améliorer significativement les modèles de prévision statistique des précipitations pour des espaces comme l'Éthiopie (Seleshi, 1995) ou l'Afrique orientale équatoriale (Mutai *et al.*, 1998; Mutai et Ward, 1999).

6.1.3 Téléconnexions avec l'océan Indien

L'existence de téléconnexions entre les variations des températures de surface de l'océan Indien et les fluctuations interannuelles des pluies en Afrique tropicale a également été démontrée. La circulation océano-atmosphérique sur cet océan a un impact marqué sur la convection en Afrique tropicale, particulièrement en zone montagneuse, de l'Éthiopie à l'Afrique du Sud.

Lorsque des anomalies positives apparaissent dans l'océan Indien tropical, elles sont fréquemment associées à l'apparition de conditions plus sèches en Afrique australe, et plus humides en Afrique orientale. Pourtant, il est difficile d'établir une relation de causalité entre les TSO indiennes et la circulation atmosphérique en Afrique parce que le réchauffement de l'océan Indien est lui-même une part de la téléconnexion globale avec l'ENSO (Cadet, 1985; Meehl, 1993; Jury *et al.*, 1993; Mason, 1995).

La petite saison des pluies en Afrique orientale ainsi que la première partie de la saison des pluies en Afrique australe sont significativement corrélées avec un dipôle de TSO est-ouest dans l'océan Indien équatorial (Ogallo *et al.*, 1988; Beltrando et Camberlin, 1993; Richard, 1994). Au cours d'un épisode El Niño, l'océan Indien central enregistre des changements dans le vent zonal (Hastenrath *et al.*, 1993; Latif *et al.*, 1994). Un renforcement de la convection et un relâchement de chaleur latente au-dessus des zones océaniques plus chaudes conduisent à une convergence plus importante sur l'Afrique (Jury, 1992) et à un renforcement des vents d'ouest de surface (Rocha et Simmonds, 1997b).

Des études effectuées à partir d'un MCGA testant la sensibilité de l'atmosphère à des anomalies de TSO imposées confirment le fait que la convergence d'humidité et les précipitations simulées en Afrique australe sont réduites au cours d'événements chauds dans l'océan Indien équatorial (Mason *et al.*, 1994; Rocha et Simmonds, 1997a). D'autres tests de sensibilité avec des anomalies froides imposées dans l'océan Indien équatorial permettent d'obtenir une augmentation des pluies d'été en Afrique australe (Jury *et al.*, 1996).

Des espaces océaniques-clefs d'échelle plus fine ont été identifiés où les fluctuations de TSO sont significativement corrélées avec les variations des pluies estivales sur le subcontinent. Les études de Walker (1990) montrent que le courant du Mozambique, le courant des Aiguilles et la zone de rétroflexion du courant des Aiguilles sont les trois zones les plus importantes dans l'analyse de la variabilité pluviométrique régionale en Afrique australe. Généralement, les volumes de précipitations estivales de janvier-mars sont anormalement élevés lorsque les TSO sur ces espaces sont plus chaudes que la normale.

En utilisant des expériences de MCGA, Reason et Mulenga (1999) ont mis en évidence une relation forte entre les TSO du canal du Mozambique et de la zone immédiatement à l'est de l'Afrique du Sud et les précipitations estivales en Afrique australe ; ils identifient un pic récurrent entre 2 et 2,8 ans.

Dans la région de la rétroflexion du courant des Aiguilles, Reason (1999) montre que des TSO plus froides sont souvent associées à des précipitations plus faibles sur la majeure partie de l'Afrique australe. Toutefois, la localisation et la durée de cette relation diffèrent assez sensiblement d'un événement à un autre.

L'océan Indien n'a donc pas une variabilité propre de première envergure, celle-ci est en partie masquée par l'influence du Pacifique. En outre, les anomalies de TSO ne sont pas cohérentes à l'échelle du bassin. Ainsi, la sensibilité des pluies des différentes régions d'Afrique aux diverses anomalies de TSO de l'océan Indien est-elle complexe et ne peut

être appréhendée par l'utilisation d'un seul indice.

6.2 Des interrogations persistantes

La présentation de ces résultats a révélé un certain nombre d'acquis concernant la relation entre les fluctuations des températures de surface des océans tropicaux et la variabilité pluviométrique régionale en Afrique tropicale. L'ENSO et les TSO de l'Atlantique tropical sud semblent bien les facteurs les plus nets influant sur le cycle de l'eau et la pluviométrie sur le continent. L'océan Indien du fait de sa dépendance au phénomène ENSO est plus complexe à étudier.

6.2.1 Questions non résolues sur les téléconnexions

La section précédente a montré que la question des téléconnexions a suscité de nombreuses études qui ont mis en évidence un certain nombre de liens statistiques entre les TSO et les précipitations en Afrique tropicale. Toutefois, un certain nombre d'incertitudes et d'interrogations persistent, en particulier l'impact régional de la variabilité interannuelle à décennale des TSO sur le cycle de l'eau atmosphérique et la circulation divergente de l'atmosphère aux basses latitudes. Nous pouvons évoquer différents points encore non éclaircis, par exemple :

- quels sont les espaces en Afrique tropicale affectés plus particulièrement par tel(s) ou tel(s) forçages océaniques ?
- la téléconnexion avec l'ENSO est-elle directe ou indirecte *via* l'océan Atlantique et/ou Indien et donc *via* la dynamique atmosphérique dans les basses couches ?

Ces questions montrent l'importance de la dynamique de la circulation atmosphérique dans ces relations à distance. Nous cherchons donc à estimer **dans quelle mesure les données de réanalyse vont permettre des investigations relatives à ces questions**. L'approche atmosphérique de ces relations était difficile jusqu'à présent, par manque de données cohérentes à l'échelle globale, et couvrant une longue période. Les données de réanalyse vont permettre de faire le lien entre les variations des conditions de surface océanique et le cycle de l'eau atmosphérique sur le continent africain. Par rapport à la circulation atmosphérique moyenne, ces données seront utiles pour comprendre les modifications significatives qu'elle enregistre aux échelles régionale à globale. Une approche par analyses composites devrait permettre d'atteindre cet objectif.

Les travaux précédemment cités donnent une vision relativement partielle des téléconnexions entre les TSO globales et la variabilité pluviométrique régionale en Afrique tropicale : soit les auteurs appréhendent un espace spécifique sur le continent africain et cherchent à déterminer toutes les téléconnexions statistiques significatives ; soit ils étudient un bassin océanique ou seulement une partie du bassin et repèrent les régions sur le continent qui répondent significativement à ce forçage. Ces résultats ne permettent pas de montrer les configurations spatiale et temporelle à l'échelle continentale de la relation TSO/précipitations. En effet, pour chaque type de forçage océanique, nous connaissons les différentes régions affectées, ainsi que les saisons au cours desquelles cette téléconnexion est active, mais nous n'avons pas d'information claire concernant le déplacement spatial de cette téléconnexion sur le continent. Ceci s'explique en partie par l'utilisation fréquente du découpage trimestriel qui n'est pas toujours adapté pour traiter cet aspect de la téléconnexion.

Par ailleurs, il est difficile d'appréhender dans leur totalité l'ensemble des configurations spatiales du forçage régional de la pluviométrie africaine par les TSO. Une exception à cette remarque est par exemple le travail de Barnston et Smith (1996) qui considèrent les configurations couplées des TSO globales et des précipitations, notamment africaines, dans un objectif de prévision. Ils examinent ces relations en estimant le décalage temporel entre les anomalies de TSO et la réponse saisonnière de la variabilité pluviométrique. D'autres études menées à l'échelle du continent africain (Nicholson et Entekhabi, 1986; Janowiak, 1988; Nicholson et Kim, 1997) ou à l'échelle globale (Ropelewski et Halpert, 1987; Kiladis et Diaz, 1989; Ropelewski et Halpert, 1989, 1996) prennent en compte uniquement les téléconnexions avec l'ENSO. Bien qu'ils mettent en évidence les configurations spatiales de la téléconnexion entre les précipitations africaines et certains aspects de la variabilité climatique d'échelle globale, ils ne donnent pas une image détaillée de leur déplacement spatio-temporel par rapport au cycle saisonnier. L'analyse des téléconnexions entre les TSO et la pluviométrie africaine reste donc encore partielle.

6.2.2 Sélection des indices de TSO

En fonction des résultats exposés précédemment sur les téléconnexions entre TSO et précipitations, nous avons montré que les TSO du Pacifique équatorial oriental caractérisant les événements El Niño et La Niña et de l'Atlantique tropical sud ont un impact significatif sur la variabilité des précipitations régionales en Afrique. Par conséquent, nous choisissons de travailler sur deux indices qui synthétisent bien les oscillations propres à ces deux bassins. Dans cette étude, nous n'avons pas considéré les TSO de l'Atlantique

tropical nord. En effet, nous avons mené une analyse sur les téléconnexions entre les anomalies dans l'Atlantique tropical nord et la variabilité des précipitations en Afrique tropicale à partir d'un indice calculé dans la partie nord du bassin Atlantique (5°N - 20°N , 30°W - 60°W). Nous avons obtenu des résultats peu significatifs et spatialement peu étendus. Aussi, avons-nous choisi de ne pas les présenter ici.

— TSO du Pacifique équatorial oriental : indice NIÑO3

Le forçage des précipitations par les anomalies de TSO dans le Pacifique équatorial oriental est lié au phénomène ENSO. Celui-ci est une perturbation quasi-périodique (périodicité moyenne aux alentours de 4-5 ans) qui affecte le système couplé océan-atmosphère. Au cours d'une phase ENSO (phase chaude), la circulation zonale de Walker sur l'océan Pacifique se dérègle. Elle est associée à un affaiblissement du gradient d'anomalies de pression : hausse (baisse) anormale de la pression à l'ouest (au centre et à l'est) du Pacifique et à une diminution de la tension est-ouest des flux d'alizés (oscillation australe), phénomènes associés à une anomalie thermique positive dans l'est du Pacifique, habituellement le domaine de l'upwelling du Pérou-Chili (événement El Niño). Cet upwelling est alors plus ou moins inhibé. Les précipitations maximales sont déplacées vers l'est, de la région indonésienne vers la ligne de changement de date. Ce renversement de circulation affaiblit la circulation de Walker et renforce celle de Hadley, grâce à des TSO équatoriales plus chaudes. Il existe également une phase froide LNSO correspondant au phénomène inverse : augmentation du gradient zonal de pression et du flux d'alizés associée à un refroidissement persistant dans le centre du Pacifique équatorial. Toutefois, c'est la phase chaude qui a le plus d'impact négatif sur les sociétés (sécheresses, inondations, baisse des rendements agricoles ...). Ainsi, on sait désormais que l'ENSO est un indicateur essentiel de la variabilité climatique interannuelle à l'échelle globale (Cane, 1986; Diaz et Markgraf, 1993). Pour plus de détails sur l'ENSO, nous renvoyons le lecteur à la description de ce phénomène dans Cane (1983); Philander (1990); Trenberth (1997); McGregor et Nieuwolt (1998).

Différents auteurs ont reconnu la nécessité de quantifier ce phénomène. L'identification des événements chauds et froids de Ropelewski et Halpert (1987, 1989) est réalisée par exemple à partir des variations de l'indice *Tahiti - Darwin*. Même si elle intègre quelques biais, nous nous référerons à cette classification présentée dans Ropelewski et Halpert (1996) dans la suite de notre travail pour déterminer les années ENSO et LNSO. Ce choix est sans doute discutable car il est calculé à partir d'un indicateur atmosphérique, alors que nous travaillons sur un signal océanique. D'autres classifications ont été

proposées, fondées notamment sur des indices de TSO. Nous pouvons citer celle de Neelin *et al.* (2000) qui ont travaillé à partir de l'indice NIÑO3, mais ils n'ont retenu que les événements ENSO, incompatible avec la méthode des composites choisie ici.

Nous avons sélectionné l'indice NIÑO3 comme indice représentatif de ce phénomène. Il est bien corrélé avec tous les autres indicateurs de l'ENSO, par exemple, au Southern Oscillation Index (*Tahiti – Darwin*). Des informations complémentaires sur la description et la localisation de cet indice se trouvent à la section 2.1.2.

— TSO de l'Atlantique tropical sud : indice SATL

La température de surface de l'océan Atlantique sud enregistre des variations inter-annuelles moins marquées que celle du Pacifique équatorial oriental. La figure 2.3 montre en effet un signal plutôt de périodicité quasi décennale. Toutefois, ces variations dans le bassin Atlantique sud sont vues de façon récurrente comme un des forçages principaux qui affecte les précipitations en Afrique tropicale. Folland *et al.* (1991); Kawamura (1994) et Moron *et al.* (1995) montrent en effet que l'Atlantique tropical sud ressort souvent comme un des premiers modes cohérent d'ACP dans l'étude des variations des TSO globales.

Nous avons sélectionné l'indice SATL comme l'indicateur de ce forçage. Il est bien corrélé avec la chronique du mode de l'Atlantique sud obtenu par Moron *et al.* (1995). Du fait de la faiblesse des données de TSO disponibles au sud de 20°S dans l'Atlantique, nous avons préféré réduire la fenêtre spatiale de l'indice à une zone bien documentée comprise entre l'équateur et 20°S. La description et la localisation relatives à cet indice se trouvent dans la section 2.1.2.

Dans ce travail, nous ne présentons pas de résultats propres aux variations de la température de surface dans l'océan Indien. Nous justifions ce choix par les trois raisons suivantes. Tout d'abord, ces variations n'émergent jamais comme un mode cohérent de variabilité indépendant. Tourre et White (1997) montre en effet un signal évident de l'ENSO dans l'océan Indien. Ensuite, bien qu'il existe quelques événements chauds comme celui de 1961 en Afrique orientale qui sont apparus en dehors des années El Niño, les TSO indiennes sont fortement associées à la variabilité de l'ENSO. Elles montrent un échauffement prononcé de cet océan après le démarrage des épisodes El Niño (Cadet, 1985; Nicholson, 1997). Enfin, des études spécifiques menées sur la mousson d'été indienne ont montré que les variations de TSO indiennes sont forcées de façon très nette par la dynamique de la mousson, mais que la situation inverse se retrouve moins fré-

quement (Shukla, 1984; Terray, 1992).

Ces remarques ne signifient pas pour autant que l'océan Indien ne joue pas de rôle dans les fluctuations de la pluviométrie africaine. Mais la téléconnexion est complexe et la relation entre océan Indien et précipitations semblent s'opérer plutôt à l'échelle régionale sur la zone péri-indienne, et elle est difficile à séparer du signal provenant de l'ENSO. Des problèmes d'interprétation des résultats se posent donc pour faire la part entre l'influence de l'océan Indien et celle de l'ENSO.

6.2.3 Démarche proposée

Notre premier objectif est de faire une typologie de l'évolution saisonnière des téléconnexions TSO/précipitations, ayant une cohérence statistique forte à l'échelle du continent africain. Nous le décomposons en trois étapes :

- étudier la saisonnalité des différentes téléconnexions entre NIÑO3, SATL et les précipitations en Afrique tropicale, au pas de temps mensuel. Le but est de régionaliser ces relations et d'obtenir une typologie en fonction de chacun de ces deux indices océaniques ;
- examiner le rôle régional des forçages océaniques NIÑO3 et SATL en Afrique tropicale afin de mettre en évidence les espaces soumis à un ou plusieurs forçages ;
- tester la stabilité temporelle des téléconnexions sur différentes régions africaines afin de détecter d'éventuelles modifications de leur intensité au cours de la période 1968-1997.

Notre second objectif est d'examiner les liens entre TSO et pluviométrie en étudiant le rôle de la circulation atmosphérique, en particulier la circulation divergente de l'atmosphère aux basses latitudes et l'impact régional sur le cycle de l'eau atmosphérique. En utilisant les données de réanalyse, nous cherchons à déterminer les échelles spatiales des modifications de la circulation atmosphérique en fonction des forçages océaniques et des caractéristiques pluviométriques régionales extrêmes enregistrées sur le continent africain. Un certain nombre de résultats ont déjà abouti à une description des modifications de la circulation atmosphérique associée aux anomalies pluviométriques. Mais, il y a un manque d'information concernant l'impact conjoint de la variabilité des TSO sud-atlantiques et pacifiques sur les configurations de l'atmosphère en Afrique, et de ses modifications au cours de l'année. C'est un point important si la relation statistique entre les précipitations et les TSO est utilisée à des fins de prévision. Deux démarches sont privilégiées :

- étudier les modifications saisonnières de la circulation divergente de l'atmosphère,

sur le fuseau Atlantique-Afrique-Indien, associées à la variabilité interannuelle des deux forçages des TSO. Il s'agit de mettre en évidence des similitudes entre ces modifications et celles constatées lors d'événements anormalement secs et pluvieux sur différentes régions d'Afrique tropicale et de déterminer l'échelle spatiale de ces changements : circulation régionale ou globale, branche méridienne ou zonale de la circulation divergente de l'atmosphère.

- identifier les anomalies de la circulation atmosphérique en dehors des années d'occurrence de ces téléconnexions. En effet, les TSO et leurs fluctuations ne sont pas l'unique forçage du cycle de l'eau atmosphérique, notamment de la variabilité pluviométrique africaine. De ce fait, le déficit ou l'excédent pluviométrique sur le continent africain ne sont pas exclusivement dépendants de ces variations. L'idée est d'identifier les anomalies de circulation atmosphérique résiduelles en liaison avec d'autres forçages océaniques et/ou avec un forçage purement atmosphérique d'échelle régionale ou globale.

Étude statistique des relations entre précipitations en Afrique tropicale et TSO du Pacifique équatorial oriental et de l'Atlantique tropical sud

Sommaire

7.1 Impact de l'Atlantique tropical sud sur la variabilité des précipitations africaines	114
7.1.1 Cinq téléconnexions saisonnières principales	115
7.1.2 Remarques sur le forçage des TSO de l'Atlantique sud sur les précipitations en Afrique tropicale	119
7.2 Impact de l'ENSO sur la variabilité des précipitations africaines	122
7.2.1 Quatre téléconnexions saisonnières principales	122
7.2.2 Remarques sur le forçage des précipitations en Afrique tropicale par l'ENSO	129
7.3 Poids combiné de l'ENSO et de l'Atlantique sud et stabilité temporelle du signal	131
7.3.1 Analyse par régression multiple de l'impact des forçages de TSO sur la variabilité pluviométrique	132
7.3.2 Analyse de la stabilité temporelle des téléconnexions	134

Nous avons adopté une méthode d'investigation différente par rapport à celle des travaux décrits dans le chapitre précédent. Elle est fondée sur l'analyse conjointe des modulations spatiales et temporelles de la pluviométrie africaine régionale au pas de temps saisonnier associées à celles des indices de TSO NIÑO3 et SATL. Des études antérieures ont montré que les deux forçages océaniques ont un impact significatif sur la variabilité des précipitations sur de vastes régions, mais avec des signes différents et à des saisons différentes.

Nous présentons d'abord deux études sur les téléconnexions entre les précipitations africaines (fichier CRC) et les anomalies de TSO respectivement sur l'Atlantique tropical sud et sur le Pacifique équatorial oriental. Ensuite, nous cherchons à déterminer le poids respectif de ces deux forçages dans la variabilité des précipitations dans différentes régions africaines, en recherchant conjointement à analyser leur stabilité temporelle.

7.1 Impact de l'Atlantique tropical sud sur la variabilité des précipitations africaines

Dans le but de détecter le pourcentage de variance des précipitations expliqué par l'indice SATL et son évolution au cours du cycle annuel, nous avons calculé systématiquement des coefficients de corrélation entre les cumuls trimestriels de pluies (pour chaque point de grille) et l'indice SATL sur la période disponible 1951-1997. Le calcul a été fait au pas de temps trimestriel, avec un décalage d'un mois à chaque fois, c'est-à-dire janvier-mars, puis février-avril . . . , ce qui permet d'obtenir une information pour chaque mois. Ainsi, sur les figures 7.1 et 7.4, le mois d'octobre, par exemple, fait référence au trimestre septembre-novembre. Une analyse au pas de temps trimestriel permet d'obtenir des signaux plus robustes, plus facilement interprétables et est cohérente avec les travaux antérieurs d'échelle régionale menés sur les téléconnexions entre TSO et précipitations. Pour chacun des 130 points de grille, nous obtenons une série de douze coefficients de corrélation. Nous comparons l'évolution saisonnière des différentes téléconnexions à l'échelle du continent africain à partir d'une Classification Hiérarchique Ascendante (détails de la méthode au chapitre 3.1.2). Cette CHA, effectuée sur les chroniques de corrélations, permet ainsi d'identifier des groupes de points de grille cohérents ayant une évolution saisonnière similaire de téléconnexions. Pour illustrer ces résultats, nous avons sélectionné sur le continent africain différentes régions, dont les précipitations ont une relation statistique significative avec l'un des deux forçages océaniques, ceci en fonction des résultats de la CHA. Pour chacune de ces régions, nous avons calculé des indices pluviométriques

que nous avons corrélés aux indices de TSO. La séparation des variations haute et basse fréquence a été prise en compte. En effet, les variations des températures de surface dans plusieurs océans, en particulier dans l'océan Atlantique, ainsi que celles des chroniques de pluies, comme celle de la zone soudano-sahélienne, enregistrent des signaux quasi décennaux. Des filtres récursifs passe-bande bas et haut, de type Butterworth (Murakami, 1979), permettent de retenir les fluctuations haute fréquence, entre 2 et 8 ans, et basse fréquence, au-delà de 8 ans. Nous pouvons ainsi déterminer si ces téléconnexions sont le reflet d'oscillations à long terme (décennal ou plus) ou bien d'une variabilité climatique interannuelle.

7.1.1 Cinq téléconnexions saisonnières principales

La corrélation entre l'indice de TSO SATL et les précipitations en Afrique tropicale peut revêtir en théorie un grand nombre de formes différentes en fonction par exemple des éléments suivants :

- son signe : positif ou négatif ;
- le mois du maximum de corrélation ;
- le rythme saisonnier de la corrélation (unimodal, bimodal ...).

Pourtant, les combinaisons observées relatives à ces corrélations sont seulement au nombre de six, ce qui permet d'identifier six types de relation statistique entre les anomalies de TSO dans l'Atlantique tropical sud et la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale (figure 7.1).

Type 1 : absence de relation entre TSO de l'Atlantique tropical sud et précipitations, quelle que soit la saison.

La moitié du continent africain enregistre des variations pluviométriques indépendamment de la présence d'anomalies marquées dans l'Atlantique tropical sud (figure 7.1). Ce sont surtout l'Afrique australe et l'Afrique orientale qui sont concernées par cette absence de relation. Ce résultat est cohérent par exemple avec les travaux de Walker (1989), Mason (1995) qui ont montré une absence de relation statistique significative entre les anomalies de TSO atlantiques et les variations pluviométriques en Afrique australe à l'échelle régionale.

Type 2 : déficit (excédent) pluviométrique en juillet-septembre, lorsque les TSO de l'Atlantique sud sont anormalement chaudes (froides).

Ces corrélations négatives, significatives au seuil de 90%, sont uniquement présentes dans

Réponse saisonnière des précipitations en fonction de SATL

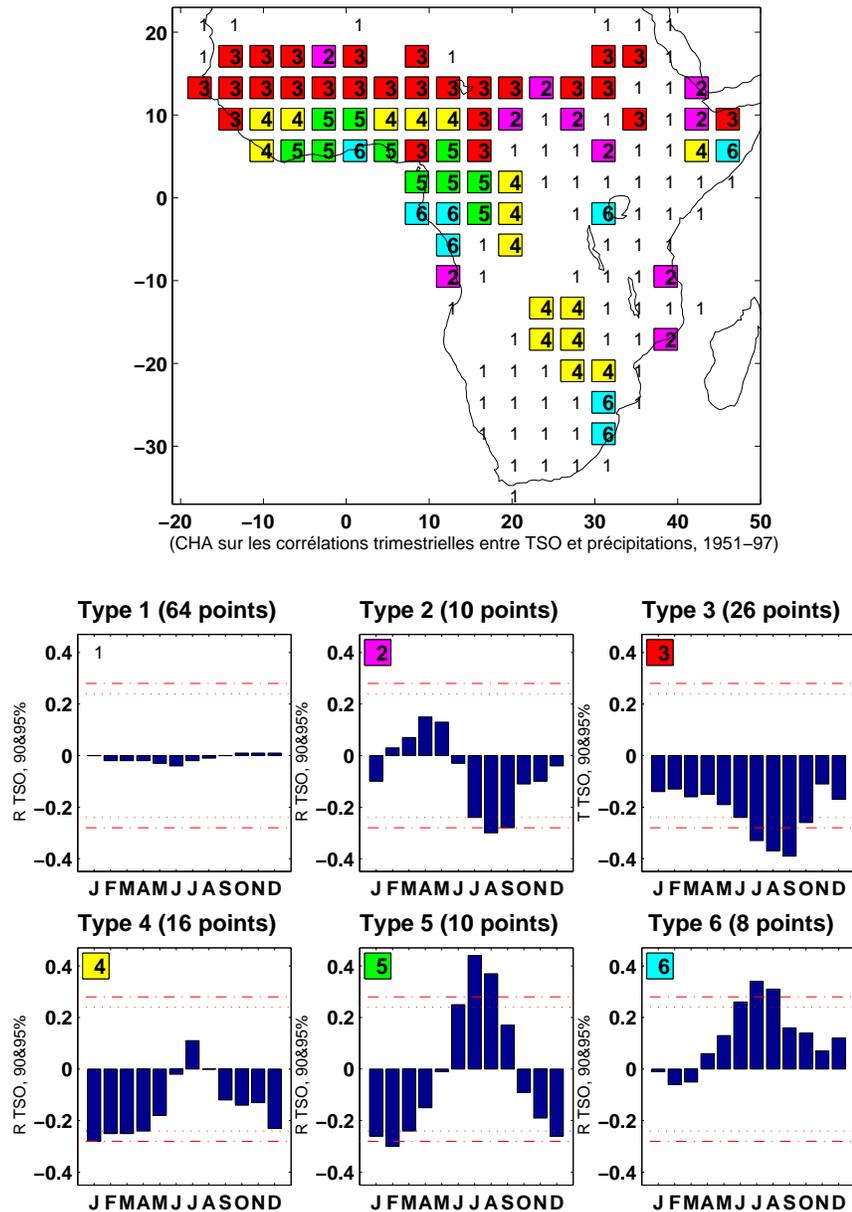


FIG. 7.1 – *Typologie de la réponse pluviométrique saisonnière aux TSO de l'Atlantique tropical sud à partir d'une Classification Hiérarchique Ascendante (1951-1997)*

CHA basée sur les coefficients de corrélation trimestriels

— *Haut*: *Typologie des configurations spatiales*

— *Bas*: *Cycle saisonnier des corrélations pour chacun des 6 types*

Pour chaque type, le nombre de points de grille concerné est précisé.

Les lignes pointillées (tiretées) correspondent aux seuils de significativité de 90% (95%).

la zone soudano-sahélienne. Le type 2 est peu représenté et n'a pas de cohérence spatiale nette. Il est plus présent dans la partie orientale de l'espace soudano-sahélien. Malgré le peu de points de grille localisés en Éthiopie ou au nord-ouest de la Somalie, on note cependant que les valeurs négatives de corrélation sont significatives au cours de la saison principale des pluies, de juillet à septembre.

Type 3 : déficit (excédent) pluviométrique accentué de juin à octobre, lorsque les TSO de l'Atlantique sud sont anormalement chaudes (froides).

Le type 3 est une accentuation du type 2, qui s'individualise par des coefficients de corrélation négatifs tout au long de l'année. Ces valeurs de corrélation sont plus élevées et deviennent nettement significatives au seuil de 95% au cours de l'été boréal. Le seuil de signification de 90% est atteint pendant la moitié de l'année, entre juin et octobre. Le type 3 se concentre essentiellement sur la bande soudano-sahélienne, avec une extension spatiale est-ouest plus importante que pour le type 2. Il est continu de 20°E jusqu'aux côtes bordant l'océan Atlantique, et sa cohérence spatiale est très forte, principalement du Sénégal au Tchad.

Type 4 : déficit (excédent) pluviométrique marqué, centré sur janvier-mars, lorsque les TSO de l'Atlantique sud sont anormalement chaudes (froides).

Comme dans le type 3, les coefficients de corrélation du type 4 restent négatifs, mais la période au cours de laquelle la relation est significative s'est déplacée de juillet-septembre (été boréal) à janvier-mars (été austral). Le seuil de significativité de 90% est atteint de janvier à avril, et la valeur de corrélation du mois de décembre se situe à la limite inférieure de ce seuil (figure 7.1). On trouve le type 4 en Afrique de l'ouest guinéenne, au sud de 10°N. Il forme une transition entre les types 3 et 5, les coefficients de corrélation sur la période juillet-septembre étant proches de zéro. En revanche, en Afrique australe centrale, le type 4 individualise nettement un espace couvrant le nord-ouest du Zimbabwe et l'ouest de la Zambie, où des corrélations négatives sont significatives au cœur de la saison des pluies d'été austral. Cet espace enregistre donc une diminution (augmentation) de ces précipitations estivales lorsque les TSO de l'Atlantique sud sont anormalement chaudes (froides). La téléconnexion entre les précipitations du nord de l'Afrique australe et les TSO de l'Atlantique sud est donc à prendre en compte.

Type 5 : déficit (excédent) pluviométrique en janvier-mars, puis excédent (déficit) pluviométrique accentué en juillet-septembre, lorsque les TSO de l'Atlantique sud sont anormalement chaudes (froides).

Le signe de la relation entre les précipitations et SATL s'inverse entre l'été austral et l'été boréal (figure 7.1). Au cours de ces deux périodes, la relation est significative au seuil de 90%, avec en été boréal des valeurs fortes significatives à 95%. Le type 5 se localise exclusivement sur le pourtour du golfe de Guinée. Sur cet espace, les anomalies chaudes (froides) de l'Atlantique tropical sud s'accompagnent d'un déficit (excédent) pluviométrique au cours de la saison des pluies d'été austral qui, six mois plus tard, aboutissent à une atténuation (accentuation) de la petite saison sèche au cours de juillet-septembre. Ce trimestre enregistre de fortes valeurs positives de corrélation, supérieures à 0,55, largement significatives au seuil de 95%. Il est important de noter que la localisation du type 5 est réduite à la partie centrale de la côte guinéenne ouest-africaine, jusqu'à l'ouest de 8°W en Guinée.

Type 6 : excédent (déficit) pluviométrique de juin à août, lorsque les TSO de l'Atlantique sud sont anormalement chaudes (froides).

Les corrélations positives présentes dans le type 5, s'observent également dans le type 6. Même si les valeurs de corrélation sont plus faibles que celles du type 5, elles restent significatives au seuil de 95%. En revanche, la grande différence est que, dans le type 6, il n'existe plus de corrélations négatives entre les précipitations de l'hiver boréal et les températures de surface de l'Atlantique sud (figure 7.1). Le type 6 se place principalement au sud de l'équateur, au Gabon et sur la côte congolaise.

La réponse la plus significative de la pluviométrie africaine aux variations de TSO de l'Atlantique tropical sud s'observe donc de façon privilégiée le long des côtes atlantiques et en Afrique de l'ouest. Toutefois, des signaux cohérents plus faibles existent plus à l'est et plus au sud du continent. Au cœur de l'Afrique australe, par exemple, des indices standardisés de SATL et de cumuls trimestriels de pluies ont été calculés sur le trimestre décembre-février (DJF). Les résultats montrent qu'il existe une forte corrélation négative ($r(\text{bf}) = -0,7$) dans le signal basse fréquence au cours de la période 1951-1997 (figure 7.2), alors qu'elle n'est que de -0,28 à partir des indices bruts. Cependant, du fait du nombre réduit de degrés de liberté attachés à cette valeur du signal basse fréquence, une certaine prudence s'impose dans l'interprétation de ce résultat. Une variabilité basse fréquence d'environ 18-20 ans dans les précipitations en Afrique australe a été mise en évidence dans les travaux de Tyson *et al.* (1975) et Kruger (1999). Ce signal est bien établi sur cet espace, mais son origine n'a encore jamais été bien identifiée.

À partir des six types de relation dégagés, on peut considérer que les types 3 et 5 sont des types majeurs (forte cohérence spatiale et relation statistique significative au seuil

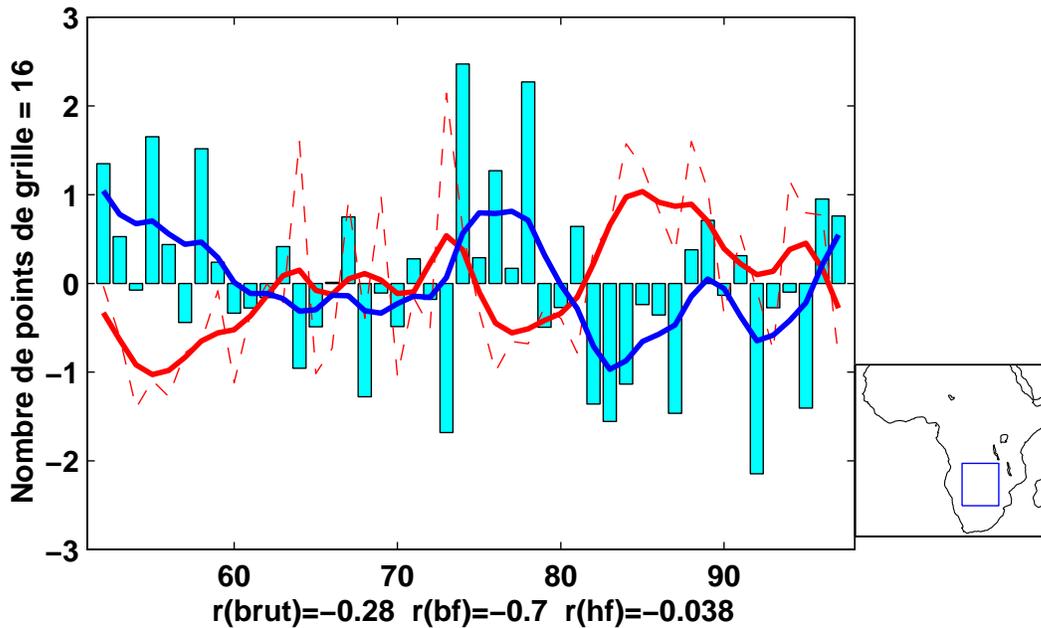


FIG. 7.2 – Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois en Afrique australe centrale et de l'indice SATL en décembre-février (1951-1997)

- barres : précipitations ; courbe bleue : variation basse fréquence des précipitations
- tirets rouges : SATL ; courbe rouge : variation basse fréquence de SATL
- r : corrélation sur le signal brut, basse fréquence (bf) et haute fréquence (hf)

Figure de droite : localisation de la zone étudiée

de 95%), alors que les types 2, 4 et 6 forment des types de transition qui s'intercalent entre les autres (relation significative à 90% avec toutefois une bonne cohérence spatiale). Cette méthode montre toutefois des limites dans le sens où certaines zones voient côte à côte des types de téléconnexion à l'évolution saisonnière différente voire opposée. Ceci peut provenir entre autre de la résolution spatiale assez lâche retenue, mais également d'un signal de téléconnexion moins stable sur ces espaces.

7.1.2 Remarques sur le forçage des TSO de l'Atlantique sud sur les précipitations en Afrique tropicale

En plus du dipôle nord-sud ouest-africain actif en juillet-septembre, un certain nombre de configurations de téléconnexions avec l'indice SATL, moins étudiées jusqu'ici, ont pu être mises en évidence :

- la première est la tendance des pluies en Afrique de l'ouest équatoriale à enregistrer des corrélations positives avec les TSO de l'Atlantique sud (types 5 et 6). L'impact

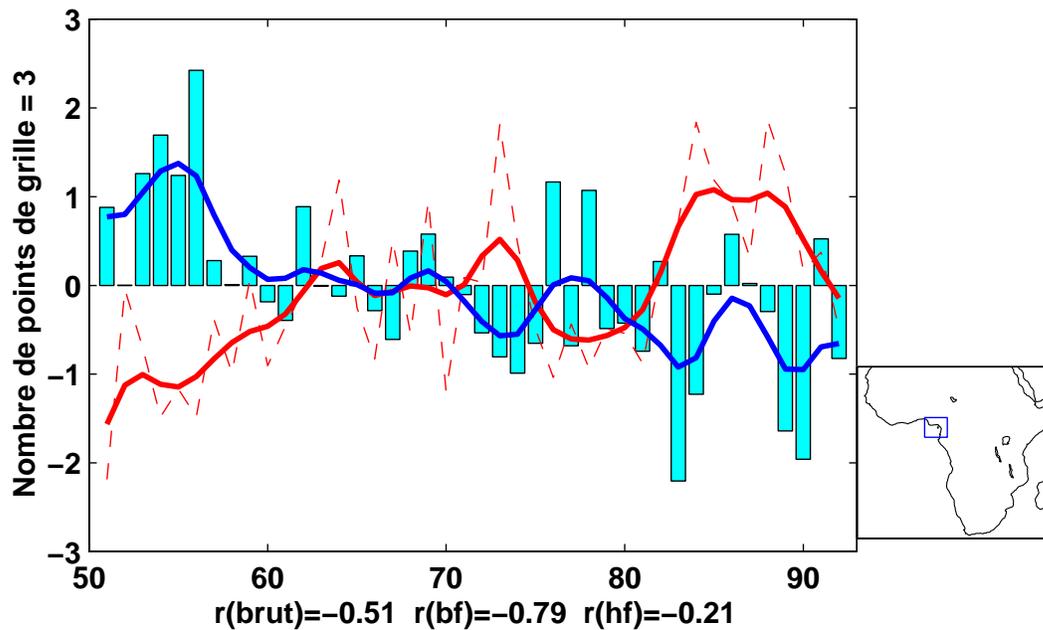


FIG. 7.3 – Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois dans la baie du Biafra et de SATL en janvier-mars (1951-1997)

- barres : précipitations ; courbe bleue : variation basse fréquence des précipitations
- tirets rouges : SATL ; courbe rouge : variation basse fréquence de SATL
- r : corrélation sur le signal brut, basse fréquence (bf) et haute fréquence (hf)

Figure de droite : localisation de la zone étudiée

de TSO plus chaudes (froides) sur l'augmentation (réduction) des précipitations côtières, entre 5°S et 15°S, a d'ailleurs été étudié par Hirst et Hastenrath (1983a). Plus au nord, sur la bande côtière gabonaise, ainsi que sur l'île de Sao Tome (0°23'N, 6°44'E), par exemple, des précipitations anormalement fortes ont été enregistrées entre juin et octobre 1984, coïncidant avec des anomalies chaudes dans l'Atlantique oriental tropical (Buisson, 1985; Philander, 1986). Des cartes de corrélation entre précipitations et TSO montrent un déplacement sud-nord des valeurs maximales de corrélation : proches de 5°S-10°S en mars-mai et entre l'équateur et 5°N en juin-septembre.

- une autre caractéristique importante mise en évidence sur la figure 7.1 est l'existence de corrélations négatives significatives sur une grande partie de l'Afrique de l'ouest et de l'Afrique équatoriale occidentale au cours de la grande saison sèche. On peut remarquer que cette saison sèche est loin d'enregistrer une absence totale de pluies dans la région guinéenne. Comme le montrent les indices standardisés

de TSO et de précipitations, calculés sur le sud-ouest du Cameroun, autour de la baie du Biafra, pour le trimestre JFM (figure 7.3), une réduction (augmentation) des quantités précipitées au cours de l'été austral s'accompagne souvent d'occurrences de TSO plus chaudes (froides) dans l'Atlantique sud-équatorial, comme par exemple pour les années 1973-1974 ou 1983-1985 (et 1951, 1956, 1978). Toutefois, cette relation en opposition de phase s'observe mieux lorsque les séries temporelles sont filtrées pour extraire les variations basse fréquence du signal. Le coefficient de corrélation varie de -0,51 pour les séries brutes à -0,79 pour les séries filtrées basse fréquence. Cette corrélation négative a été analysée par Janicot et Fontaine (1997) sur l'espace guinéen ouest-africain. Ces auteurs montrent pourtant que cette corrélation est partiellement occultée par la forte tendance à la baisse des précipitations entre les années 50 et les années 90. Dans la plupart des cas, la saison sèche est beaucoup moins prononcée dans les années 50, globalement plus humides, que dans les années 80, plutôt déficitaires, en relation avec un réchauffement global des TSO. Une corrélation négative est identifiée entre les TSO sud-atlantiques et la simulation des précipitations de mars à mai en Afrique de l'ouest, en utilisant le modèle de circulation atmosphérique ECHAM4 forcé par les TSO observées (Moron *et al.*, 1998).

Pour l'Afrique de l'ouest, un grand nombre de ces résultats peuvent être interprétés en termes de variations de la position en latitude de la ZCIT. Par exemple, des anomalies chaudes dans l'Atlantique tropical sud sont associées à un affaiblissement du gradient thermique méridien avec le continent ouest-africain surchauffé, et par conséquent, à un déplacement réduit de la ZCIT vers le nord au cours de l'été boréal avec, comme corollaire, de fortes précipitations concentrées sur la zone guinéenne. Par ailleurs, au cours de l'hiver boréal, ces conditions anormalement chaudes de l'Atlantique tropical sud aboutissent à une migration de la ZCIT plus au sud par rapport à sa position normale. Elle est alors sur l'océan, proche de l'équateur, au lieu de se positionner sur le continent. Par exemple, au cours de l'année 1984, Citeau *et al.* (1985) notent une position de la ZCIT très au sud, pour la période janvier à mai.

Ces remarques conduisent à analyser le rôle de la circulation atmosphérique, principalement dans la composante méridienne de la circulation divergente. Le décalage méridien de cette circulation cellulaire s'effectue avec le mouvement apparent du soleil et le réchauffement de surface. Aussi, les anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud vont en partie conditionner cette circulation sur le domaine Atlantique-Afrique, et notamment la migration de la cellule méridienne de l'hémisphère sud vers le nord, modulant ainsi la variabilité des précipitations en JAS sur les zones guinéenne et soudano-sahélienne.

Nous tenterons de le vérifier dans notre troisième partie en étudiant la dynamique atmosphérique associée aux anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud, à l'aide des données de réanalyse.

7.2 Impact de l'ENSO sur la variabilité des précipitations africaines

Afin d'identifier statistiquement l'impact de l'ENSO sur la variabilité des pluies africaines et l'évolution de son cycle annuel, nous avons utilisé la même méthodologie (corrélation puis CHA), et dans les mêmes conditions que dans le cas de l'indice SATL, c'est-à-dire période identique, même nombre de points de grille et résolution spatiale égale. L'indice NIÑO3 sert d'indicateur à ce phénomène. Quatre types de téléconnexion apparaissent.

7.2.1 Quatre téléconnexions saisonnières principales

Type 1 : Absence de relation entre ENSO et précipitations, quelle que soit la saison.

Environ 40% de l'Afrique tropicale enregistrent des variations interannuelles des pluies indépendamment de l'occurrence d'événements ENSO ou LNSO. Mais ces 40% ne représentent que des espaces de transition sur le continent africain. Aucune grande région ne se dessine, ce qui signifie que la pluviométrie de toutes les régions d'Afrique est, d'une manière ou d'une autre, associée à l'ENSO (figure 7.4).

Type 2 : Réduction (augmentation) des précipitations tout au long de l'année lors des ENSO (LNSO).

Cette relation se caractérise par des corrélations négatives toute l'année entre les TSO du Pacifique et les précipitations, mais plus nettement de mars à juin et d'août à novembre (figure 7.4). Cette configuration saisonnière particulière se localise en Afrique équatoriale occidentale (Gabon, Guinée équatoriale, Cameroun), une région pour laquelle aucune corrélation significative avec l'ENSO n'a été mise en évidence. Nos résultats montrent que, pendant les années ENSO, la période sèche d'été boréal (juin-août) qui sépare les deux saisons des pluies, tend à s'allonger, du fait d'une moindre abondance des précipitations au cours des deux saisons des pluies habituelles. L'existence de cette téléconnexion est confirmée à l'échelle du Gabon (J.D. Maloba Makanga, 2000, communication

Réponse saisonnière des précipitations en fonction ENSO

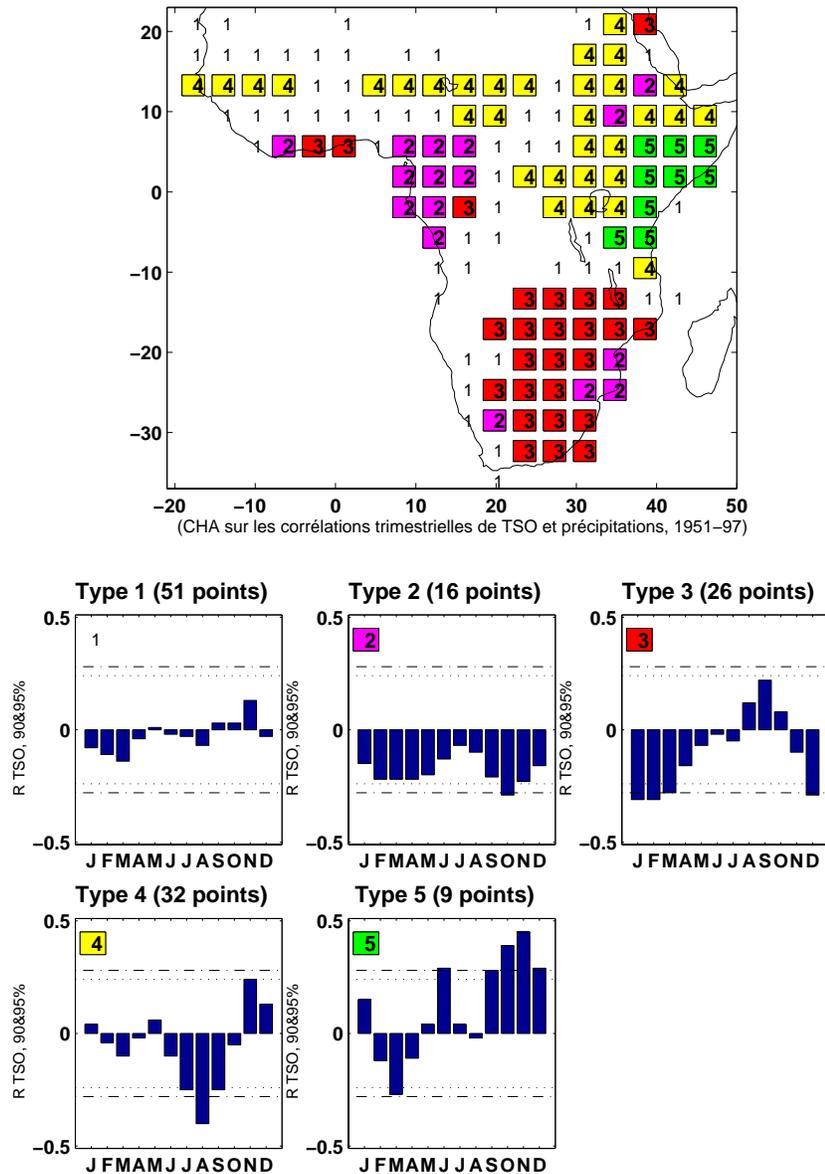


FIG. 7.4 – Typologie de la réponse pluviométrique saisonnière aux TSO NIÑO3 à partir d'une Classification Hiérarchique Ascendante (1951-1997)

CHA basée sur les coefficients de corrélation trimestriels

— Haut : Typologie des configurations spatiales

— Bas : Cycle saisonnier des corrélations pour chacun des 5 types

Pour chaque type, le nombre de points de grille concerné est précisé.

Les lignes pointillées (tiretées) correspondent aux seuils de significativité de 90% (95%).

personnelle). En effet, lors d'événements ENSO, le Gabon enregistre une réduction des précipitations au cours des deux saisons des pluies, de mars à mai, puis de septembre à octobre, et de façon plus marquée au nord du pays qu'au sud. Cela a pour conséquence d'allonger la saison sèche de juin à août.

Les indices standardisés de l'ENSO et des précipitations calculés sur cet espace pour la période de mars à mai (figure 7.5), confirment l'existence de cette relation en opposition de phase entre la variabilité des précipitations et les épisodes ENSO (par exemple en 1982) ou LNSO (par exemple en 1954). Les valeurs de corrélation sont de -0,45 en données brutes et de -0,49 sur la variabilité haute fréquence du signal. Des travaux anté-

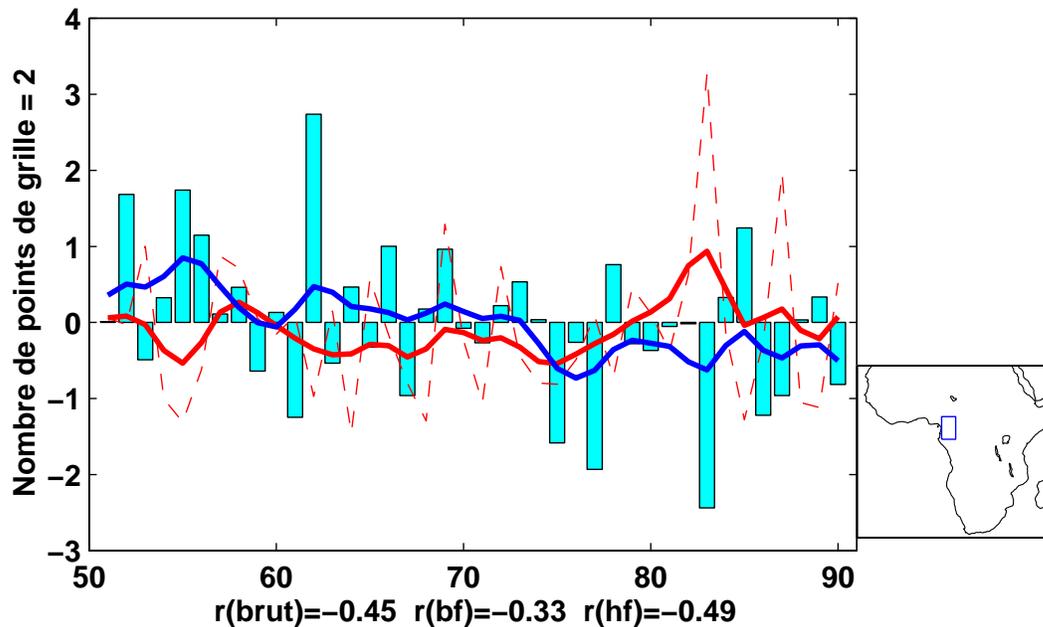


FIG. 7.5 – Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois en Afrique équatoriale occidentale et de l'ENSO en mars-mai (1951-1990)

— barres : précipitations ; courbe bleue : variation basse fréquence des précipitations

— tirets rouges : ENSO ; courbe rouge : variation basse fréquence de ENSO

— r : corrélation sur le signal brut, basse fréquence (bf) et haute fréquence (hf)

Figure de droite : localisation de la zone étudiée

rieurs n'avaient que très partiellement montré cette téléconnexion. Des cartes composites de Kiladis et Diaz (1989) soulignent une anomalie sèche dans le golfe de Guinée en année El Niño à partir de septembre ; mais elle est précédée de conditions humides entre mars et mai. Cependant, il est difficile de comparer leurs résultats avec les nôtres, parce que les méthodes qu'ils ont utilisées sont très différentes. En revanche, Moron *et al.* (1995)

trouvent une faible corrélation négative entre un mode d'ACP représentatif de la variabilité des TSO liées à l'ENSO et la pluviométrie au Gabon, mais uniquement pour septembre et octobre. On note cependant qu'il n'y a pas de relation nette sur le signal basse fréquence ou tout au moins une tendance à la baisse pour les précipitations, sans équivalent pour les TSO du Pacifique. Cette tendance pluviométrique ne pourrait-elle pas être le résultat d'un forçage Atlantique, masquant partiellement la relation en haute fréquence avec l'ENSO ?

Type 3 : Réduction (augmentation) des précipitations en été austral (janvier-mars) lors des ENSO (LNSO)

Le type 3 se caractérise par l'existence de fortes corrélations négatives entre les TSO du Pacifique équatorial oriental et les précipitations, au cours de l'été austral. De janvier à mars (JFM), une réduction (augmentation) des quantités précipitées accompagne souvent l'occurrence d'ENSO (LNSO) (figure 7.4). On remarque que les valeurs de corrélation négatives sont significatives à 95%, de décembre à mars. Seule l'Afrique australe est concernée par cette relation qui est très cohérente spatialement, à l'exclusion de l'Angola (absence de données). Pour la Namibie, l'absence de relation se limite à la zone côtière. En fait, notre interpolation en points de grille relativement lâches masque l'existence d'une relation entre les épisodes ENSO/LNSO et la variabilité des précipitations estivales sur les côtes de Namibie. Elle a été mise en évidence par exemple par Richard (1996). On note que la téléconnexion est forte sur la deuxième moitié de la saison des pluies, de janvier à mars, quand les processus pluviogènes sont essentiellement d'origine tropicale (D'Abreton et Lindesay, 1993), mais c'est également vrai au cours de la première moitié de la période, principalement en décembre. L'existence d'une relation entre l'ENSO et les précipitations de décembre a déjà été mise évidence par Lindesay (1988).

L'occurrence de sécheresses en Afrique australe au cours d'épisodes El Niño est désormais bien connue, et a donné lieu à de nombreuses études (Mo et White, 1985; Lindesay *et al.*, 1986; Lindesay, 1988; Janowiak, 1988; Ropelewski et Halpert, 1987, 1989; Shinoda et Kawamura, 1996; Ropelewski et Halpert, 1996; Rocha et Simmonds, 1997a). Cette influence de l'ENSO sur la variabilité des pluies estivales en Afrique australe est davantage marquée dans la partie sud-est du subcontinent et au nord-est de l'Afrique du Sud (Matarira et Jury, 1992; Richard, 1996; Shinoda et Kawamura, 1996; Rocha et Simmonds, 1997b), et son maximum s'enregistre à la fin de la saison estivale, c'est-à-dire de janvier à mars (Lindesay, 1988; Lindesay et Vogel, 1990). Toutefois, il arrive que certaines années où des phénomènes ENSO se produisent, l'Afrique australe n'enregistre pas les faibles

volumes de pluies prévus. Un bon exemple est l'épisode chaud de 1997-1998, pour lequel les estimations tendaient vers une annonce de sécheresse, alors que les quantités de pluies enregistrées ont été proches de la normale.

Les indices standardisés de l'ENSO et des précipitations calculés dans la partie sud de l'Afrique australe au cours du trimestre JFM confirment la relation en opposition de phase entre l'occurrence des années anormalement sèches et humides et la succession d'épisodes ENSO (1982-83, 1992) et LNSO (1974, 1976), avec une valeur de corrélation de -0,52 en données brutes (figure 7.6). Il est intéressant de noter que les valeurs de corrélation sont similaires sur le signal total et sur les signaux haute fréquence ($r(\text{hf})=-0,51$) ou basse fréquence ($r(\text{bf})=-0,53$).

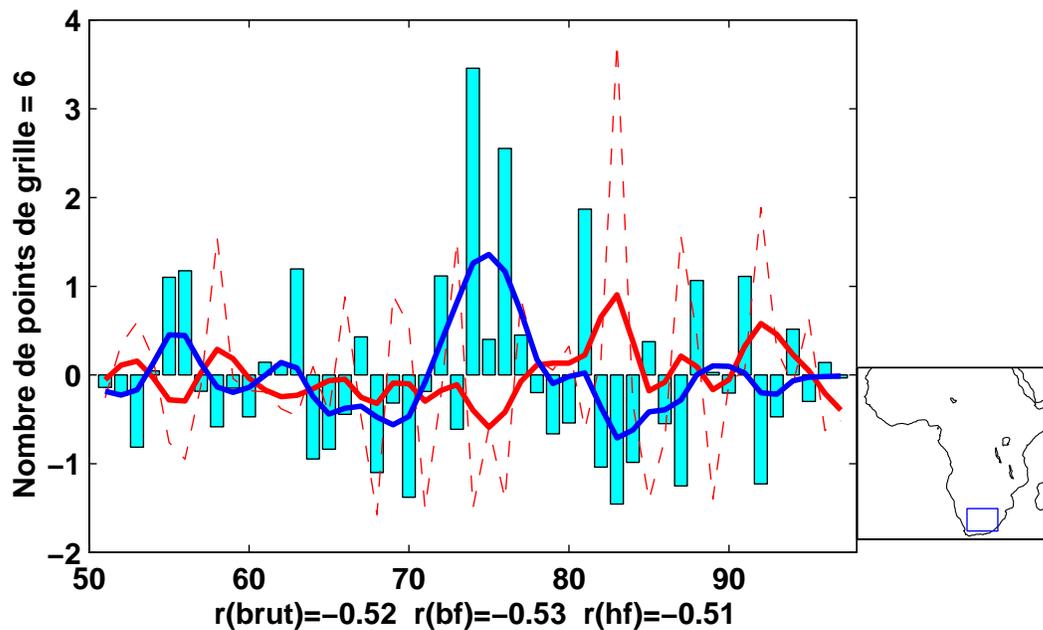


FIG. 7.6 – Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois au sud de l'Afrique australe et de l'ENSO en janvier-mars (1951-1997)

- barres : précipitations ; courbe bleue : variation basse fréquence des précipitations
- tirets rouges : ENSO ; courbe rouge : variation basse fréquence de l'ENSO
- r : corrélations sur le signal brut, basse fréquence (bf) et haute fréquence (hf)

Figure de droite : localisation de la zone étudiée

Type 4 : Réduction (augmentation) des précipitations en été boréal (juillet-septembre) lors des ENSO (LNSO)

Le type 4 se caractérise par la présence de corrélations négatives significatives entre les pluies d'été boréal, de juillet à septembre, et les TSO de l'indice NIÑO3 (figure 7.4). Ce

signal est significatif au seuil de 90% au cours de cette période, et à 95% au cœur de la saison des pluies. L'occurrence d'événements chauds (froids) dans le Pacifique oriental équatorial est associée à une diminution (augmentation) des pluies au cours de l'été boréal. Ce signal s'étend sur la bande soudano-sahélienne ainsi que sur le nord-est de l'Afrique boréale, à l'ouest de la vallée du Rift.

En Afrique de l'ouest, le type 4 se concentre surtout sur le Sahel central, entre le Niger et le Tchad. Le coefficient de corrélation, à partir des données filtrées haute fréquence, atteint la valeur de -0,68 pour l'indice soudano-sahélien, à l'ouest de 20°E. Sur cet espace, quelques points de grille sans corrélation significative, s'intercalent dans le type 4.

L'influence des événements ENSO sur la variabilité pluviométrique en Afrique de l'ouest est encore un débat ouvert dans le monde scientifique. Cependant, plusieurs études tendent à montrer qu'après l'élimination du signal basse fréquence (conditions humides au cours des années 50 et 60, suivies de conditions sèches à partir de la décennie 70), l'apparition d'événements El Niño conduit à des sécheresses au Sahel (Rowell *et al.*, 1995; Janicot *et al.*, 1996; Ward, 1998). Ce fut particulièrement marqué pour les trois dernières décennies, ce qui suggère qu'une certaine forme de modulation basse fréquence existe dans la téléconnexion entre l'ENSO et les sécheresses sahéliennes. Celle-ci est probablement issue de l'interférence avec d'autres forçages océaniques d'arrière plan, moins marqués, à l'échelle de l'océan global (Trzaska *et al.*, 1996).

Plus à l'est, dans la région au nord du lac Victoria (Ouganda, sud Soudan, ouest de l'Éthiopie), la corrélation entre la variabilité interannuelle des pluies et l'ENSO est plus forte ($r=-0,63$). Ce résultat est cohérent avec ceux de Camberlin (1995, 1997) et Seleshi et Demarée (1995), qui montrent d'ailleurs que cette corrélation n'est pas restreinte aux décennies récentes. Ce résultat confirme l'existence d'une relation entre la saison des pluies d'été boréal et l'ENSO, principalement au centre de l'Éthiopie et en Ouganda (figure 7.7). La corrélation reste élevée si l'on étudie la variation basse fréquence du signal ($r(\text{bf})=-0,62$), voire légèrement supérieure en signal haute fréquence ($r(\text{hf})=-0,7$). Une grande part de ce signal reflète l'existence d'une téléconnexion solide avec la mousson indienne d'été boréal et avec les précipitations dans cette partie de l'Afrique (Camberlin, 1997; Ward, 1998).

Type 5: Augmentation (réduction) des précipitations au cours de la petite saison des pluies d'octobre-décembre lors des ENSO (LNSO)

Cette relation se démarque par rapport aux précédentes, car c'est la seule qui enregistre des corrélations positives (figure 7.4). Ainsi, l'occurrence d'événements ENSO (LNSO) conduit-elle à une augmentation (diminution) des précipitations au cours de la petite

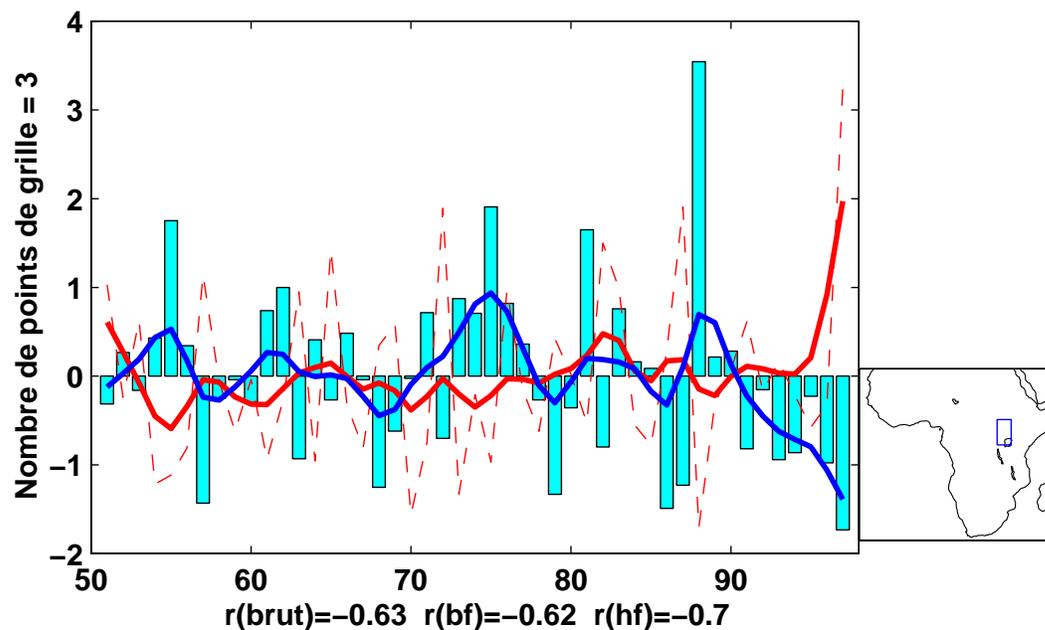


FIG. 7.7 – Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois en Afrique orientale et de l'ENSO en juillet-septembre (1951-1997)

- barres : précipitations ; courbe bleue : variation basse fréquence des précipitations
- tirets rouges : ENSO ; courbe rouge : variation basse fréquence de l'ENSO
- r : corrélation sur le signal brut, basse fréquence (bf) et haute fréquence (hf)

Figure de droite : localisation de la zone étudiée

saison des pluies d'octobre-décembre. Par ailleurs, cette relation a les plus forts coefficients de corrélation en valeur absolue. Elle se localise exclusivement en Afrique orientale équatoriale (sud-est de l'Éthiopie, sud de la Somalie, Kenya et nord de la Tanzanie) tout en étant très homogène spatialement. Au cours de ce trimestre, les coefficients de corrélation sont tous significatifs au seuil de 95%. Lors des années El Niño, l'Afrique de l'est peut enregistrer des quantités de pluies bien au-dessus de la normale. Les configurations spatiales et saisonnières de cette téléconnexion ont été analysées entre autres par Ogallo (1988), Beltrando (1990a) et Hutchinson (1992). Cette relation s'est malheureusement confirmée lors des récentes inondations qui ont dévasté le Kenya et la Somalie à la fin de l'année 1997.

En outre, le type 5 est caractérisé par des corrélations négatives significatives au cours de la grande saison des pluies (février-avril), devenant positives de mai à juillet, à la fin de la saison des pluies et au cours de la saison sèche qui suit). Cette structure en opposition de phase montre une absence d'homogénéité temporelle du signal pendant la première moitié de l'année. Si l'on se réfère aux travaux de Rasmusson et Arkin (1993),

les événements ENSO démarrent au printemps boréal (mars-avril), s'accroissent au cours de l'été et sont au maximum en hiver. Même si la saison de mars à mai correspond à la grande saison des pluies en Afrique orientale, le forçage de l'ENSO ne semble pas encore suffisamment marqué pour engendrer des anomalies de circulation atmosphérique susceptibles d'influencer significativement les précipitations sur cet espace.

Sur les cinq types de relation saisonnière mis en évidence entre ENSO et pluviométrie en Afrique tropicale, les types 3, 4 et 5 peuvent être considérés comme majeurs. Ils se caractérisent par une forte cohérence spatiale et la relation statistique est significative au seuil de 95%. En revanche, le type 2 est moins stable (corrélation autour du seuil de 90%) malgré la bonne cohérence spatiale.

7.2.2 Remarques sur le forçage des précipitations en Afrique tropicale par l'ENSO

Sur la période 1951-1997, la majeure partie du continent africain enregistre des valeurs de corrélation significatives, principalement négatives (positives), entre la variabilité interannuelle des précipitations et l'apparition de phénomènes ENSO (LNSO). Cette téléconnexion est spatialement plus étendue en Afrique tropicale par rapport à celle associée aux TSO de l'Atlantique tropical sud. Le forçage des précipitations par les TSO de l'Atlantique sud est en effet nettement circonscrit à l'Afrique occidentale, de la zone guinéenne à la zone soudano-sahélienne. Le forçage par l'ENSO a un impact plus généralisé sur le continent et module les volumes précipités autant à l'ouest qu'à l'est, et au sud du continent.

En Afrique tropicale, on observe une succession chronologique et spatiale de l'impact des événements ENSO/LNSO sur la variabilité des précipitations suivant la saison des pluies. La téléconnexion débute au cours du trimestre juillet-septembre (saison des pluies d'été boréal) et s'étend sur la bande soudano-sahélienne, du Sénégal au Soudan occidental, et en Afrique de l'est, de la Nubie à l'Ouganda (figure 7.8). D'octobre à décembre, pendant la petite saison des pluies d'automne boréal, la téléconnexion, décalée vers l'est, est concentrée sur la zone côtière somalo-kenyane. Au cours du trimestre janvier-mars (cœur de l'été austral), ces événements influencent la variabilité des précipitations estivales au centre et à l'est de l'Afrique australe.

L'Afrique soudano-sahélienne ainsi que la partie ouest de l'Afrique orientale enregistrent une réduction (augmentation) de leurs précipitations au cours de la saison des

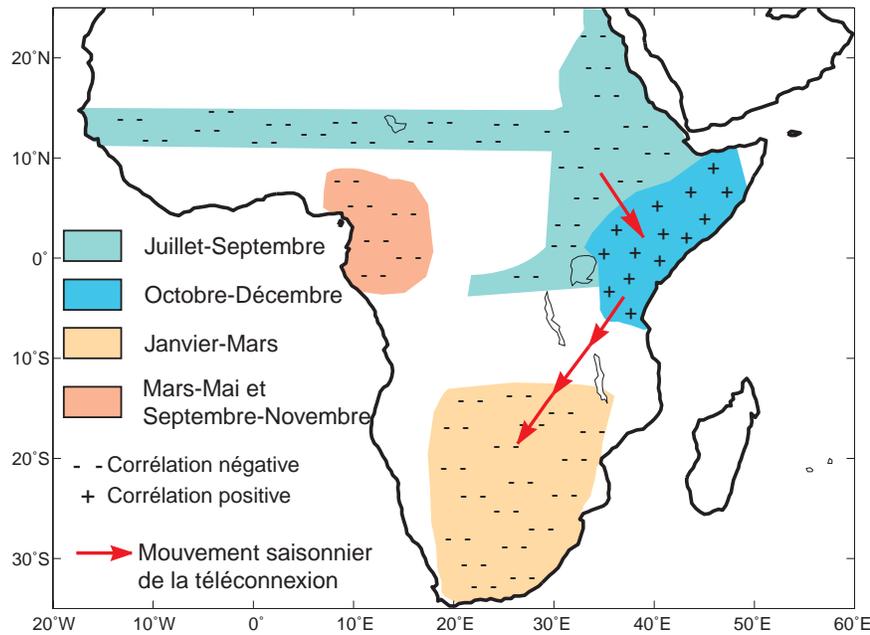


FIG. 7.8 – Schématisation du déplacement saisonnier et du signe de l'impact de l'ENSO sur les précipitations en Afrique tropicale

pluies d'été boréal lors d'un ENSO (LNSO).

Si globalement, l'occurrence d'événements El Niño est associée à de fortes sécheresses sur le continent africain, l'Afrique orientale équatoriale s'individualise en enregistrant de forts excédents pluviométriques au cours de la petite saison des pluies OND.

Ces anomalies de TSO dans le Pacifique équatorial oriental affectent également la majeure partie de l'Afrique australe, qui enregistre des corrélations négatives significatives avec l'ENSO au cours de la saison des pluies d'été austral JFM. On trouve également des valeurs de corrélation élevées sur les modulations basse et haute fréquence du signal, principalement dans la partie sud du subcontinent.

Par ailleurs, en Afrique équatoriale occidentale, une relation négative significative entre la variabilité interannuelle des pluies et l'ENSO a été mise en évidence au cours de la saison sèche. Des valeurs négatives de corrélation sont bien identifiées, à la fois sur le signal brut et sur le signal haute fréquence. Toutefois, la relation n'est pas aussi claire que pour les autres trimestres, il sera donc écarté de la suite de l'analyse.

Les échelles spatiale et temporelle de cette téléconnexion sur le continent africain et la distance qui sépare l'océan Pacifique de l'Afrique laissent penser que cette relation s'effectue *via* la circulation atmosphérique d'échelle globale, principalement la composante

zonale de la circulation divergente. Les océans Atlantique et Indien bordant le continent peuvent peut-être jouer un rôle de relai *via* la composante méridienne de cette circulation dans la propagation de ce signal. Ces hypothèses seront testées dans la troisième partie du document.

En Afrique tropicale, sur la période 1951-1997, nous avons identifié cinq téléconnexions entre les anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud et la variabilité pluviométrique, et quatre entre les anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental et la variabilité des précipitations, chacune ayant une évolution saisonnière propre et une localisation spécifique sur le continent. Les téléconnexions avec l'indice SATL se concentrent en Afrique occidentale, dans les zones guinéenne et soudano-sahélienne. Celles qui sont associées aux événements ENSO/LNSO sont moins représentées en Afrique occidentale, mais plus actives en Afrique orientale et australe.

7.3 Poids combiné de l'ENSO et de l'Atlantique sud et stabilité temporelle du signal

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié individuellement les deux forçages océaniques qui ont un impact significatif sur la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale. Nous avons réalisé pour chacun d'eux une carte de localisation des espaces concernés en fonction de l'évolution saisonnière des téléconnexions. Nous avons ainsi mis en évidence certaines régions d'Afrique soumises à ces deux forçages.

Il nous a semblé indispensable d'identifier les espaces soumis à un forçage unique et ceux soumis à la combinaison des deux. Nos résultats montrent, en effet, que certaines régions africaines enregistrent des corrélations significatives avec l'indice NIÑO3 comme avec l'indice SATL sur la période 1951-1997. La régression multiple, méthode fréquemment associée à celle des corrélations, traite de cet aspect des téléconnexions.

Par la suite, nous cherchons à analyser la stabilité temporelle de ces téléconnexions sur la période 1951-1997. Il est intéressant de savoir si les différentes téléconnexions identifiées sont stables ou instables dans le temps.

7.3.1 Analyse par régression multiple de l'impact des forçages de TSO sur la variabilité pluviométrique

Pour synthétiser les relations entre la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale et les différents indicateurs des fluctuations des TSO, nous avons effectué une régression multiple pas à pas pour chacun des 130 points de grille de l'Afrique, au pas de temps trimestriel. Les détails de la méthode ont été présentés à la section 3.2.3. Pour chaque point de grille, la variable dépendante correspond aux cumuls trimestriels des pluies, et les prédictors sont les deux indices de TSO NIÑO3 et SATL. Le seuil de signification pour intégrer un prédictor dans le modèle a été fixé à 90%. Afin d'éliminer les saisons sèches dans la chronique de chaque point de grille, les cumuls trimestriels n'atteignant pas une moyenne de 10 mm ont été exclus de l'analyse. En effet, si on conserve les saisons sèches, la distribution des séries concernées n'est pas gaussienne, ce qui exclut une approche linéaire. Les résultats de la régression multiple pour les trimestres JFM, AMJ, JAS et OND sont présentés sur la figure 7.9.

Le forçage de l'ENSO (O) domine largement les régions bordant l'océan Indien : d'une part, entre l'Afrique équatoriale centrale et l'Afrique du Sud, avec des corrélations négatives lors des saisons des pluies JAS et OND ; d'autre part, en Afrique équatoriale orientale, lors des saisons de transition (principalement OND), avec des corrélations positives (figure 7.9 c et d).

L'Afrique australe, dans son ensemble, est dominée par le forçage de l'ENSO, au début (OND) comme à la fin (JFM) de la saison des pluies, avec des coefficients de régression toujours négatifs. On note toutefois que le forçage de l'ENSO est davantage marqué dans la partie orientale du domaine en OND, et dans les parties centrale et occidentale en JFM (figure 7.9 a et d). Ceci est en accord avec les résultats obtenus par Richard (1996).

En Afrique occidentale ainsi que dans certaines parties de l'Afrique occidentale équatoriale, on observe nettement une combinaison des signaux ENSO et SATL (figure 7.9). L'indice de TSO de l'Atlantique sud est inclus dans les modèles de régression pour presque toutes les années. Le signe du coefficient de régression est négatif (conditions anormalement sèches lors d'anomalies chaudes, et inversement) le long de la bordure septentrionale de la zone des pluies en JAS. Il devient positif le long de la marge sud de cette zone des pluies pour AMJ en Afrique équatoriale occidentale, et pour JAS sur le pourtour du golfe de Guinée.

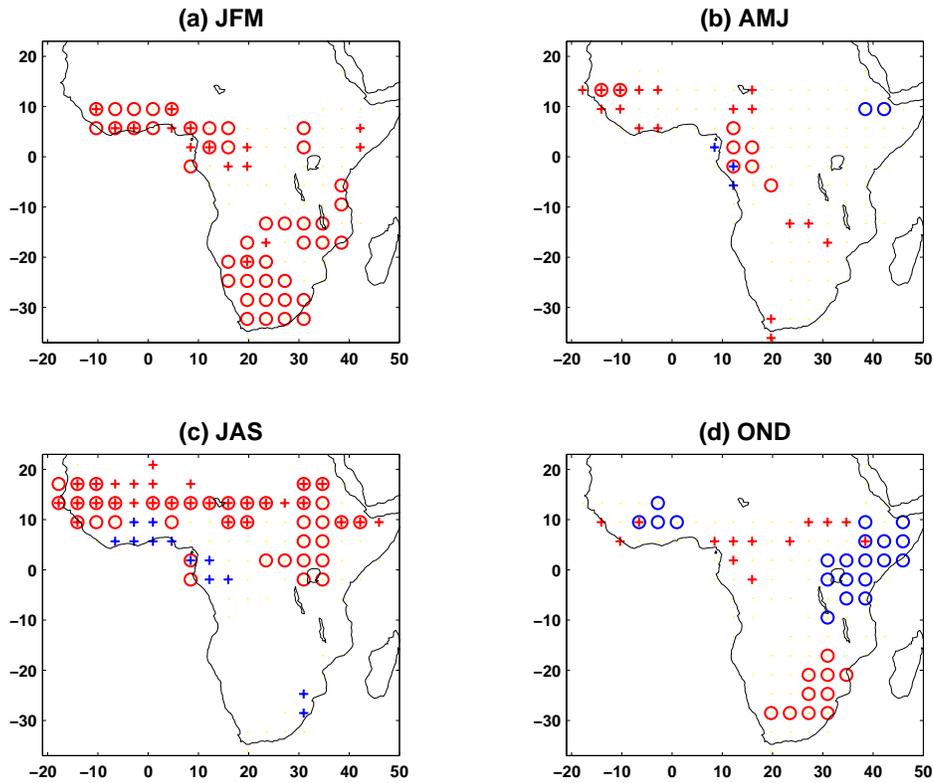


FIG. 7.9 – Résultats de la régression multiple de l'impact des TSO sur les variations pluviométriques saisonnières en Afrique tropicale (1951-1997)

Chaque symbole montre que l'indice de TSO a été intégré avec succès dans le modèle de régression au seuil de 90%

— NIÑO3 : coefficient de régression positif => \circ ; coefficient de régression négatif => \times

— SATL : coefficient de régression positif => $+$; coefficient de régression négatif => $-$

Comme pour l'indice SATL, l'indice NIÑO3 contribue significativement à la variabilité des pluies en Afrique dans ses régions occidentale et équatoriale occidentale. Lors des événements ENSO (LNSO), les précipitations enregistrent généralement des déficits (excédents) marqués en JFM entre l'équateur et 10°N, et en JAS entre 10°N et 20°N.

Jusqu'ici, les méthodes utilisées permettent de spatialiser les impacts des deux forçages océaniques sur la variabilité des précipitations. Toutefois, elles ne donnent pas d'informations suffisantes sur les relations dans leur dimension temporelle. Afin d'avoir une vision plus complète des téléconnexions en Afrique, nous nous attachons, dans la section suivante, à analyser leur stabilité temporelle sur la période 1951-1997.

7.3.2 Analyse de la stabilité temporelle des téléconnexions

Les corrélations calculées sur la période 1951-1997 montrent bien l'existence ou l'absence d'une relation significative entre un forçage océanique et la variabilité pluviométrique interannuelle en Afrique tropicale. Cependant, elles ne donnent aucune information sur la stabilité temporelle de cette relation. Pourtant, les téléconnexions avec les configurations globales de TSO ont enregistré des changements à l'échelle décennale dans un certain nombre de régions africaines. Au Sahel, par exemple, Janicot *et al.* (1996) montrent que la corrélation avec les TSO de l'Atlantique équatorial sud (l'ENSO) a diminué (augmenté) depuis 1970. Par ailleurs, le lien entre pluies estivales d'Afrique australe et ENSO s'est renforcé depuis cette date (Richard *et al.*, 2000b).

Par conséquent, nous avons analysé la stabilité temporelle des différentes relations que nous venons d'identifier sur la période 1951-1997. Pour vérifier l'existence ou non d'une modification de l'intensité des téléconnexions entre les précipitations africaines et les deux indices de TSO, nous avons calculé des corrélations glissantes sur 17 ans entre chacun des deux indices et les précipitations sur différentes régions africaines présentant des signaux cohérents de téléconnexion. Une fenêtre de 17 ans est une fenêtre relativement courte pour effectuer des corrélations glissantes. Toutefois, la période totale étant limitée à 47 ans, elle ne permet pas de sélectionner une taille de fenêtre trop grande. Par ailleurs, la taille de la fenêtre a été choisie de façon à différencier les deux périodes sèche et humide existant au Sahel de part et d'autre de la fin des années 60. On notera que la date de 1959 sur la figure 7.10 correspond à la période 1951-1967. Nous présentons cinq exemples régionaux, représentatifs des trois trimestres JAS, OND et JFM au cours desquels les téléconnexions sont significatives.

Globalement, on observe que les valeurs de corrélation restent assez stables tout au long de la période 1951-1997. C'est le cas, par exemple, pour la relation entre l'indice NIÑO3 et les pluies en Afrique occidentale guinéenne au cours du trimestre janvier-mars (figure 7.10 b).

Toutefois, les variations de l'ENSO ont un impact plus marqué sur les séries pluviométriques estivales en Afrique australe (JFM) et au Sahel (JAS) depuis le milieu des années 70 (a, c). Dans les deux régions, les valeurs de corrélation négatives diminuent et deviennent significatives au seuil de 95%. En Afrique australe, Richard *et al.* (2000b) montrent une bonne correspondance entre une période de forte variabilité interannuelle des précipitations et une période de forte téléconnexion avec l'ENSO (1970-1998). Ainsi, ces anomalies de précipitations sont uniquement sensibles à l'ENSO lorsqu'elles montrent une forte variation interannuelle.

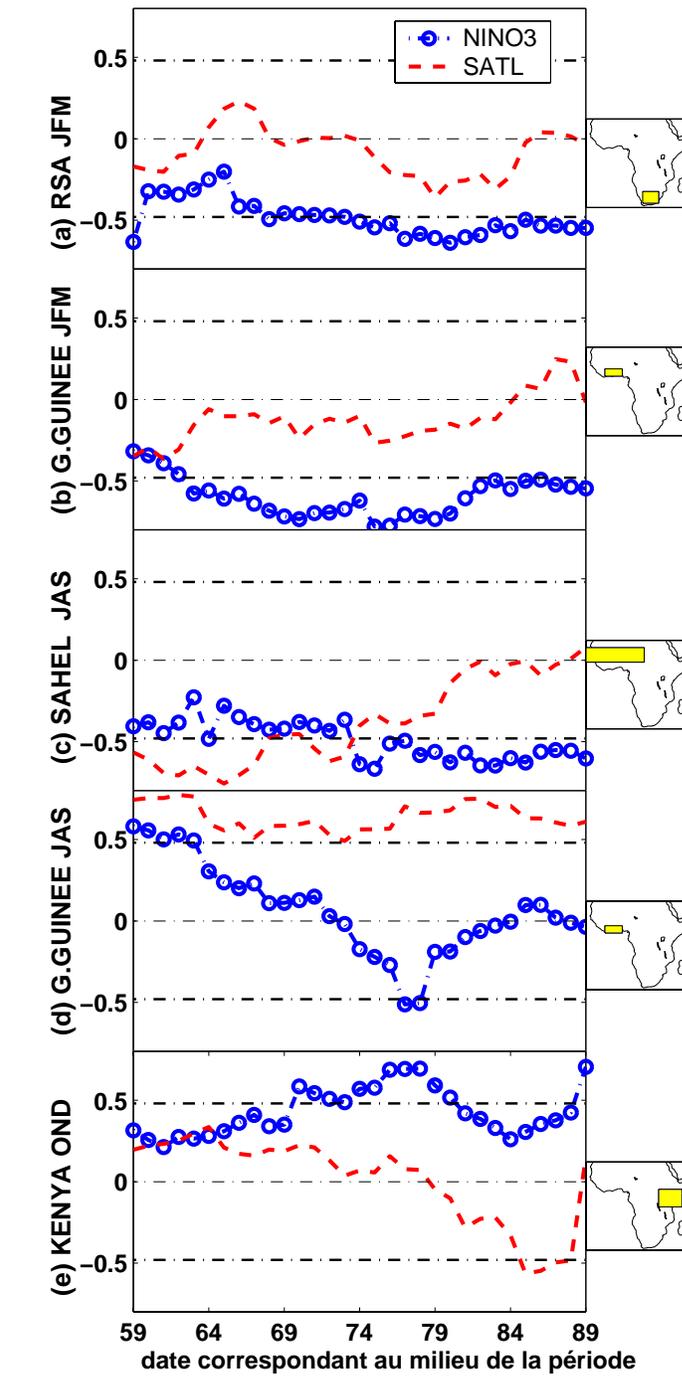


FIG. 7.10 – *Corrélations glissantes sur 17 ans des téléconnexions TSO/précipitations sur cinq régions d’Afrique tropicale (1951-1997)*

*Les lignes horizontales hautes et basses correspondent au seuil de signification de 95%.
Figure de droite : localisation des espaces étudiés*

C'est en Afrique de l'est, entre octobre et décembre, que les changements de l'intensité de la relation sont les plus forts. Les corrélations ne sont pas significatives au cours de la décennie 60 et au milieu des années 80, alors qu'elles le sont au cours de la période intermédiaire (figure 7.10 e). Ceci s'explique par une certaine déconnexion des anomalies de températures de surface de l'océan Pacifique pour quelques rares années, qui suffisent à abaisser la corrélation, sans pour autant la remettre en cause. En excluant, par exemple, l'année 1961, année où cette région a enregistré les plus fortes inondations au cours de ce siècle, la corrélation reste significative au début de la période. Sur le pourtour du golfe de Guinée, la téléconnexion avec l'ENSO n'est pas significative au cours de la saison des pluies d'été boréal, sur l'ensemble de la période considérée (7.10 d).

Au Sahel, les corrélations entre l'indice de TSO de l'Atlantique tropical sud (SATL) et les précipitations enregistrent une forte diminution de la valeur de corrélation (figure 7.10 c). En revanche, les corrélations de SATL avec les pluies de la zone guinéenne se maintiennent à des valeurs très fortes, positives et significatives entre juillet et septembre (figure 7.10 d). Cependant, des corrélations cohérentes, mais faibles ou décroissantes, ne signifient pas qu'un signal de TSO donné n'intervienne pas dans la variabilité inter-annuelle des précipitations sur un espace, car son rôle peut être occulté par d'autres téléconnexions. Au Sahel, par exemple, le poids de la variation en opposition de phase des corrélations de l'ENSO et de SATL en JAS, au milieu des années 70, peut cacher d'autres téléconnexions qui ont un poids relativement plus faible (figure 7.10 c). Ward (1998) montre d'ailleurs que, malgré des changements marqués dans les corrélations avec les TSO de l'ENSO et de SATL avant et après 1970, les deux signaux continuent à expliquer une part importante de la variabilité des pluies sahéliennes sur les deux périodes.

L'étude des corrélations glissantes montre que les téléconnexions entre les deux indices de TSO SATL et NIÑO3 et les précipitations en Afrique tropicale ne sont pas toutes stables sur la période 1951-1997.

Cette instabilité des téléconnexions peut être associée à une tendance récente dans l'évolution des conditions de surface océanique au cours de la période, manifeste à partir des années 70. Les travaux de Trzaska *et al.* (1996) ont montré des changements notables dans les anomalies de TSO globales liées à l'ENSO, essentiellement un océan Indien plus chaud après 1970. Le renforcement de la relation entre les anomalies de TSO de l'océan Indien central et du Pacifique central a été également observé par Lanzante (1996). Toutefois, Harrison et Larkin (1996) montrent, à partir d'un échantillon composite d'événements ENSO, que cette téléconnexion n'est pas toujours robuste dans

le temps. Par ailleurs, Flohn et Kapala (1989) notent qu'un réchauffement de la troposphère tropicale conduit à un réchauffement océanique plus précoce dans les basses latitudes et à une plus grande fréquence et/ou intensité des événements chauds ENSO. Ce réchauffement troposphérique est corrélé avec une augmentation de la libération de la chaleur latente dans l'atmosphère lorsque les TSO atteignent au moins 27°C. De plus, Wang et Ropelewski (1995) trouvent des changements significatifs dans l'amplitude et la fréquence des ENSO associés à un contexte global climatique moyen plus chaud. Sur les bassins Pacifique et Indien, l'année 1977 marque le début d'un réchauffement moyen du Pacifique central et oriental associé à une modification des caractéristiques moyennes des événements ENSO. Nitta et Yamada (1989); Gaffen *et al.* (1991); Graham (1994); Trenberth et Hurrell (1994) notent clairement une intensification et une extension des phases chaudes de l'ENSO à proximité de l'équateur, ainsi qu'un affaiblissement des phases froides.

Des modifications des conditions de surface océanique dans l'Atlantique ont été également mises en évidence. Roucou (1997) montre un renversement du gradient de TSO entre l'Atlantique nord et l'Atlantique sud. Une évolution différentielle des conditions thermiques océaniques est enregistrée et une opposition de phase entre les anomalies de TSO de l'Atlantique nord et de l'Atlantique sud est observée. Au cours de la période 1945-1994, l'Atlantique sud est plus froid que l'Atlantique nord pendant la première moitié de la période puis, cette tendance s'inverse pendant la seconde moitié, pendant laquelle l'Atlantique tend à se réchauffer. Fontaine *et al.* (1998) confirment que sur l'ensemble de la période 1945-1994, on passe globalement d'un gradient sud-nord d'anomalies thermiques durant les 25 premières années à un gradient inverse pendant les 25 dernières années.

Nos résultats sur l'étude des rôles combinés du Pacifique équatorial oriental et de l'Atlantique tropical sud sur la variabilité interannuelle des précipitations africaines soulignent plusieurs faits importants :

- partout l'influence des TSO est maximale lors des saisons des pluies : JAS en Afrique boréale, OND en Afrique équatoriale orientale, JFM en Afrique australe et AMJ en Afrique équatoriale occidentale ;

- à l'échelle du continent africain, peu de régions enregistrent un impact simultané des deux indices de TSO. Seule l'Afrique boréale, principalement la partie occidentale et le pourtour du golfe de Guinée, répond à cette combinaison. Même si elle est présente tout au long de l'année, son extension maximale est centrée sur la saison des pluies d'été boréal (JAS) ;
- par rapport aux deux forçages océaniques, l'influence de l'ENSO est prépondérante comme facteur expliquant la variabilité des précipitations en Afrique tropicale, si on considère à la fois la quantité de points de grille affectée pour l'ensemble des trimestres (principalement JFM, JAS et OND) et sa répartition en régions homogènes.
- le trimestre avril-juin est le trimestre au cours duquel les deux forçages océaniques n'influencent que très peu la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale, à l'exception peut-être de l'Afrique équatoriale occidentale, où l'ENSO a un impact négatif en synchrone avec les pluies. Cette remarque est à mettre en relation avec les résultats obtenus pour le type 2 de la figure 7.4 ;
- des régions comme l'Afrique centrale ou la Corne de l'Afrique, en période de saison des pluies, de mars à mai, n'enregistrent aucune téléconnexion cohérente avec ces deux indices de TSO. Cela suggère que la variabilité pluviométrique sur ces espaces répond à d'autres variations de configurations océaniques, ou seulement à des dynamiques atmosphériques locales à régionales.
- ces téléconnexions ne sont pas toujours stables dans le temps. Pourtant, même si l'influence d'un forçage océanique sur les précipitations varie dans le temps, la part de variance expliquée par les deux forçages reste relativement stable.

Dynamiques atmosphériques associées

Sommaire

8.1 Saison des pluies d'été boréal (juillet-septembre)	145
8.1.1 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud et du Pacifique équatorial oriental	146
8.1.2 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations dans la zone soudano-sahélienne	154
8.1.3 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations sur la zone guinéenne	163
8.2 Petite saison des pluies en Afrique orientale (octobre-décembre)	167
8.2.1 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental	168
8.2.2 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations en Afrique orientale	170
8.3 Saison des pluies d'été austral (janvier-mars)	176
8.3.1 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud et du Pacifique équatorial oriental	177
8.3.2 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations dans la baie du Biafra	184
8.3.3 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations en Afrique australe	189

Nous avons diagnostiqué des liens statistiques forts entre anomalies des conditions thermiques de surface (Atlantique et/ou Pacifique) et variabilité interannuelle des précipitations sur certaines régions du continent africain, pour des trimestres donnés. Ce constat est un point de départ qui nécessite maintenant l'analyse des mécanismes climatiques qui sous-tendent ces différentes relations. Nous privilégions donc l'étude des conditions de circulation atmosphérique, ses modifications, et les échelles spatiales auxquelles elles interviennent. Les données de réanalyse deviennent alors l'outil privilégié aidant à la compréhension et à l'interprétation des mécanismes atmosphériques.

Globalement, l'atmosphère et l'océan sont couplés ; l'atmosphère réagit donc aux perturbations enregistrées par les bassins océaniques. Le cycle hydrologique dans le système terre-océan-atmosphère fait que l'excédent d'eau qui s'évapore de l'océan est transporté par l'atmosphère, puis précipité en partie sur le continent. Donc une anomalie de TSO seule n'explique rien ; il faut rechercher en quoi elle est associée à une anomalie de circulation divergente de l'atmosphère. Les interactions océan/atmosphère sont donc à prendre en compte dans l'analyse des téléconnexions entre fluctuations des TSO et variations des précipitations en Afrique tropicale.

Dans cette étude de la dynamique de la circulation atmosphérique, nous subdivisons l'Afrique tropicale en plusieurs sous-régions distinctes. Ce choix se justifie par le fait que chacune d'elle se caractérise par des saisons des pluies non synchrones, des conditions de surface continentale hétérogènes, des contrastes océan/continent et des téléconnexions différentes, qui engendrent une spécificité climatique propre.

— Objectifs et développement de la méthode

Il s'agit d'étudier l'apport des réanalyses dans la compréhension des mécanismes qui engendrent les téléconnexions. Nous cherchons à déterminer les échelles spatiales au niveau desquelles s'opèrent les modifications de la circulation atmosphérique, en fonction des anomalies de TSO ou de précipitations.

Nous cherchons également à identifier d'autres modifications dans la dynamique atmosphérique, indépendamment de celles qui sont associées aux téléconnexions étudiées. Celles-ci pourraient être en relation avec d'autres connexions océano-atmosphériques, des signaux purement atmosphériques ou encore des modifications de conditions de surface continentale d'échelle régionale en Afrique tropicale.

Nous avons choisi la méthode des analyses composites pour étudier la dynamique atmosphérique associée aux téléconnexions entre les TSO du Pacifique équatorial oriental

et/ou de l'Atlantique tropical sud et les précipitations en Afrique tropicale. Les composites ont l'intérêt de conserver l'unité des paramètres étudiés par rapport aux corrélations.

Notre approche comparative présente quatre étapes.

1. En fonction des résultats obtenus avec la Classification Hiérarchique Ascendante et la régression multiple, nous avons sélectionné cinq régions sur le continent africain sur lesquelles les précipitations enregistrent une téléconnexion forte et significative, avec au moins un des deux indices de TSO, NIÑO3 et SATL, et cela suivant le trimestre étudié. Les trimestres concernés sont janvier-mars et juillet-septembre, respectivement cœur de la saison des pluies australes et des pluies boréales, ainsi qu'octobre-décembre, correspondant à la petite saison des pluies d'automne boréal en Afrique orientale. Les cinq régions retenues sont présentées sur la figure 8.1.

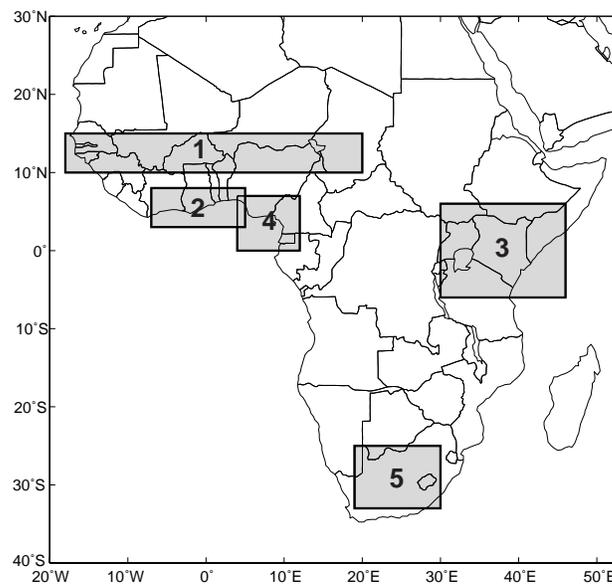


FIG. 8.1 – Localisation des cinq régions ayant une téléconnexion saisonnière significative entre les précipitations et l'ENSO et/ou les TSO de l'Atlantique tropical sud

- 1 : Zone soudano-sahélienne en juillet-septembre
- 2 : Golfe de Guinée en juillet-septembre
- 3 : Afrique de l'est en octobre-décembre
- 4 : Baie du Biafra en janvier-mars
- 5 : République d'Afrique du Sud en janvier-mars

2. Pour chacune des cinq régions, nous avons calculé un indice pluviométrique sur la période 1968-1997, à partir des cumuls trimestriels du fichier CRC. Il a été réalisé à partir des moyennes spatiales calculées sur des points de grille, dont les valeurs ont

été préalablement standardisées afin de leur conférer des poids identiques. Nous avons ensuite classé les trois séries d'anomalies (précipitations, NIÑO3, SATL), préalablement centrées réduites, et nous avons déterminé, pour chaque série, trois échantillons en fonction du seuil de 0,5 écart-type. Nous distinguons ainsi, pour les TSO, les années anormalement fraîches ou anormalement chaudes, des années considérées comme normales. Par ailleurs, pour les précipitations, nous séparons les années anormalement sèches et anormalement humides, des années normales. Pour chaque indice et chaque saison, nous avons ainsi obtenu deux échantillons caractérisant les années ayant les plus fortes anomalies : sèches (fraîches) et humides (chaudes).

3. À partir de ces deux échantillons et pour chaque saison considérée, nous avons sélectionné trois variables caractérisant la circulation atmosphérique, respectivement la hauteur géopotentielle, les composantes zonale et méridienne du vent et l'humidité spécifique dans la basse (1 000 hPa), la moyenne (700 hPa) et la haute (200 hPa) troposphère.
4. Pour chaque saison, nous avons calculé des différences chaud-froid (appelées composites "chaud-froid") en relation avec les TSO, et des différences sec-humide (composite "sec-humide") en relation avec les indices pluviométriques. Tous les résultats présentés par la suite sont donc à interpréter en termes d'anomalies, c'est-à-dire d'écart à la moyenne.

Le but de notre démarche est de comparer les résultats des composites de la dynamique atmosphérique liées, d'une part aux TSO, d'autre part aux précipitations. Des similitudes entre les champs des composites associées aux pluies d'une part et aux TSO d'autre part, peuvent montrer un forçage probable des TSO sur les précipitations, *via* la circulation atmosphérique. L'hypothèse proposée est que, statistiquement, les anomalies de TSO des océans Pacifique et Atlantique sud induisent des anomalies dans la circulation divergente de l'atmosphère, qui elles-mêmes génèrent des anomalies pluviométriques, selon un enchaînement interactif. Néanmoins, cela ne signifie pas que toutes les anomalies pluviométriques sont explicables en ces termes. Les régressions multiples où les précipitations sont calculées en fonction des TSO le montrent. Si la relation existe, elle n'est pas pour autant parfaite. En particulier, les années où les résidus sont importants peuvent attester de la présence d'anomalies pluviométriques indépendantes de celles des TSO associées à NIÑO3 et SATL.

Aussi, avons-nous mené une étude complémentaire qui repose sur des analyses composites dont les échantillons sont déterminés à partir des résultats du modèle de régression

multiple utilisé dans la section 7.3.1. Les résultats issus de ce modèle sont synthétisés sur la figure 8.2. Cette dernière montre les différentes situations théoriques obtenues entre les valeurs observées de précipitations et les valeurs calculées à partir du modèle qui intègre les TSO. Dans ce travail, nous n'avons retenu que les situations non conformes NC_2 et NC_5 , pour lesquelles le modèle n'a pas su prévoir les quantités annuelles de pluies mesurées et a donné des anomalies de signe opposé à celles observées. Nous avons déterminé deux échantillons contenant dans l'un les anomalies positives supérieures au seuil de 0,5 (fortes précipitations calculées, mais non enregistrées), et dans l'autre les anomalies négatives inférieures au seuil de -0,5 (faibles précipitations calculées, mais non enregistrées). La composite "sec-humide" pour ces années non conformes est calculée à partir de la différence entre ces deux échantillons. Ces deux cas montrent que ce ne sont pas les deux forçages océaniques qui prévalent pour ces années-là.

		Valeurs observées			
		$-\infty$	-0,5	+0,5	$+\infty$
Valeurs calculées	$-\infty$	c	nc	nc ₂	
	-0,5	nc	c	nc	
	+0,5	nc ₅	nc	c	
	$+\infty$				

FIG. 8.2 – Schéma des situations conformes et non conformes entre l'observation et les résultats d'un modèle de régression pour les précipitations en Afrique tropicale

— *c*: conforme

— *nc*: non conforme

La zone grisée correspond à la diagonale de réussite du modèle.

Nous présentons ici uniquement les résultats pour les composites, sans tenir compte des résultats du modèle de régression, et les composites issues des deux situations non conformes de la régression. Pour chacun des cinq exemples, nous avons superposé les trois paramètres atmosphériques sur une même carte, pour chacun d'eux, seules les anomalies significatives au seuil de 95%, en fonction du test en t de Student, sont représentées. Pour les vents, les anomalies représentées correspondent aux cas où la composante méridienne et/ou la composante zonale du vent étaient significatives. La fenêtre spatiale

choisie, 35°N-35°S, 60°W-110°E, permet d'étudier les modifications de la circulation atmosphérique sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien. La circulation atmosphérique sur le domaine Pacifique n'a pas été intégrée dans notre étude.

— Cadre de la réflexion

Nous n'avons pas étudié la dynamique de la circulation atmosphérique sur l'ensemble des niveaux de l'atmosphère, mais sélectionné ceux qui nous semblaient les plus significatifs de la basse, moyenne et haute troposphère. Il s'agit des niveaux 1 000, 700 et 200 hPa. Ce choix est motivé par l'idée suivante : le forçage des TSO sur l'atmosphère peut avoir des répercussions d'échelles régionale ou globale sur la dynamique de la circulation divergente de l'atmosphère sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien. La confrontation de ces trois niveaux nous aide à déterminer les échelles spatiales des mécanismes atmosphériques qui agissent dans les situations que nous voulons étudier, et permet ainsi de tenter de faire le lien entre anomalies de TSO et variabilité interannuelle des précipitations à l'échelle régionale en Afrique tropicale.

De façon conceptuelle, on peut dire que la comparaison des niveaux 1 000 et 200 hPa, principalement leur anticorrélation, permet de considérer les circulations cellulaires d'échelle globale, méridienne de type Hadley, et zonale de type Walker, mettant en jeu un forçage thermique et un forçage dynamique. Lorsque seul le niveau 1 000 hPa présente des signaux significatifs d'anomalies dans la circulation atmosphérique, et que le niveau 200 hPa n'en a pas, on peut l'interpréter comme un forçage régional ou local des conditions de surface sur l'atmosphère : on est alors en présence d'un forçage thermique. Si seul le niveau 200 hPa enregistre des signaux, on peut alors supposer que c'est une réponse dynamique d'échelle globale à des forçages non locaux. Le niveau 700 hPa permet de considérer les couches moyennes pour mieux évaluer, avec le champ de vent, les cisaillements verticaux et horizontaux. Enfin, si on enregistre un signal à 1 000 et à 700 hPa, et non à 200 hPa, on est plutôt dans une situation associée à de la convection sèche.

Les trois paramètres atmosphériques, hauteur géopotentielle, vents et humidité spécifique, sont extraits de la base de données réanalysée du NCEP. La fiabilité de ces données, lorsqu'elles sont utilisées pour étudier la variabilité interannuelle à long terme, peut être mise en cause. Toutefois, en fonction des résultats obtenus sur la validation des réanalyses, la période a été restreinte à 1968-1997, et seules les variables fortement et significativement influencées par les données observées sont retenues, au détriment de celles issues uniquement des calculs du modèle. Pour les discontinuités qui existent dans

les paramètres sélectionnés, aucune procédure statistique spécifique n'a été utilisée afin de les éliminer des séries. La rupture de 1978/1979 a été testée statistiquement. Pour les deux périodes 1968-1978 et 1979-1997, des anomalies ont été calculées à partir de la moyenne de chacune des deux sous-périodes. Des analyses composites menées à partir des données brutes et normalisées de ces deux sous-périodes ont montré que les résultats sont quasiment inchangés dans les basses couches de l'atmosphère. En revanche, les différences sont un peu plus marquées à 200 hPa, là où la rupture est le plus prononcée, du fait d'une cohérence accrue entre la température, le vent et le géopotentiel (Camberlin *et al.*, 2000).

Ce chapitre traite successivement du rôle de la circulation atmosphérique et de ses modifications significatives enregistrées en fonction des années anormalement sèches et humides sur des régions africaines et de l'occurrence des anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental et de l'Atlantique tropical sud au cours des trimestres juillet-septembre, octobre-décembre et janvier-mars. Le choix de cet ordre de présentation correspond à la succession chronologique de l'impact saisonnier de l'ENSO sur les précipitations du continent africain.

8.1 Saison des pluies d'été boréal (juillet-septembre)

Le trimestre juillet-septembre correspond à la saison des pluies d'été boréal sur le continent africain. Une part de sa variabilité interannuelle est à mettre en relation avec l'occurrence d'anomalies significatives de TSO. En effet, les résultats obtenus à partir de la régression multiple pour juillet-septembre ont montré une combinaison de l'influence de l'ENSO et de la variation des TSO de l'Atlantique tropical sud, tous les deux donnant une relation en opposition de phase avec la pluviométrie durant la saison des pluies. Lors d'anomalies chaudes (froides) dans le Pacifique équatorial oriental ou l'Atlantique tropical sud, l'Afrique boréale enregistre fréquemment une diminution (augmentation) de ses pluies estivales.

Nous articulons notre analyse en deux temps. Tout d'abord, nous présentons les composites de la circulation atmosphérique sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien associées aux événements ENSO/LNSO d'une part, et à SATL chaud et froid d'autre part. Ensuite, nous exposons les composites de la circulation atmosphérique en relation avec les fortes anomalies de précipitations sur deux régions sélectionnées : la zone soudano-sahélienne et le golfe de Guinée (figure 8.1). Nous cherchons les similitudes dans la basse, moyenne et haute troposphère entre les années sèches ou humides de chacune

des régions, et les années où SATL a enregistré des anomalies chaudes ou froides et/ou les années ENSO/LNSO, afin de déterminer les liens entre les deux, *via* la circulation atmosphérique. Tout au long de notre exposé, nous utiliserons le terme d'"année sèche". Nous considérons comme années sèches les années ayant enregistré des anomalies négatives de précipitations (c'est-à-dire des quantités précipitées beaucoup plus faibles que la normale), inférieures au seuil de $-0,5$ écart-type que nous avons retenu.

Après avoir présenté les composites d'anomalies de circulation associées à ces TSO pour le trimestre juillet-septembre, deux études de cas sur les précipitations sont effectuées, l'une sur la zone soudano-sahélienne et l'autre sur la côte ouest-africaine du golfe de Guinée. Pour faciliter la lecture des résultats des composites qui représentent des anomalies de circulation, nous décrivons également les grands traits caractéristiques de la circulation atmosphérique moyenne dans la basse, moyenne et haute troposphère pour chaque trimestre étudié, en nous appuyant sur les cartes de l'atlas disponible à l'adresse électronique suivante <http://www.u-bourgogne.fr/climatologie/poccard/atlas.html>. Pour une plus grande clarté, les cartes moyennes mensuelles utilisées ont été intégrées dans la thèse.

8.1.1 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud et du Pacifique équatorial oriental

En année moyenne, au cours de l'été boréal, de juillet à septembre, sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien, on observe un gradient de pressions dans les basses couches, entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud, avec au sud, le développement d'une ceinture de hautes pressions (anticyclone de Sainte-Hélène dans l'Atlantique sud, et des Mascareignes dans l'océan Indien oriental), et au nord une dépression couvrant la zone saharienne (figure 8.3). Dans l'océan Atlantique tropical sud, les alizés de sud-est sont déviés dans l'hémisphère nord, prennent une orientation sud-ouest vers 5°N et pénètrent en Afrique de l'ouest jusque vers $15\text{-}20^{\circ}\text{N}$, ce qui signe le développement et l'installation de la mousson ouest-africaine au cours de ce trimestre. Dans la moyenne troposphère, les hautes pressions dominent sur cet espace, associées à un flux d'est. On note la présence du Jet d'Est Africain (JEA), vent saisonnier positionné vers 10°N , qui traverse l'Afrique boréale d'est en ouest (figure 8.4).

Sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien, la haute troposphère est soumise à des hautes pressions qui s'accompagnent d'une circulation d'est, entre l'équateur et 25°N , avec un noyau de vents forts centré vers 10°N , qui signe la présence du Jet Tropical d'Est

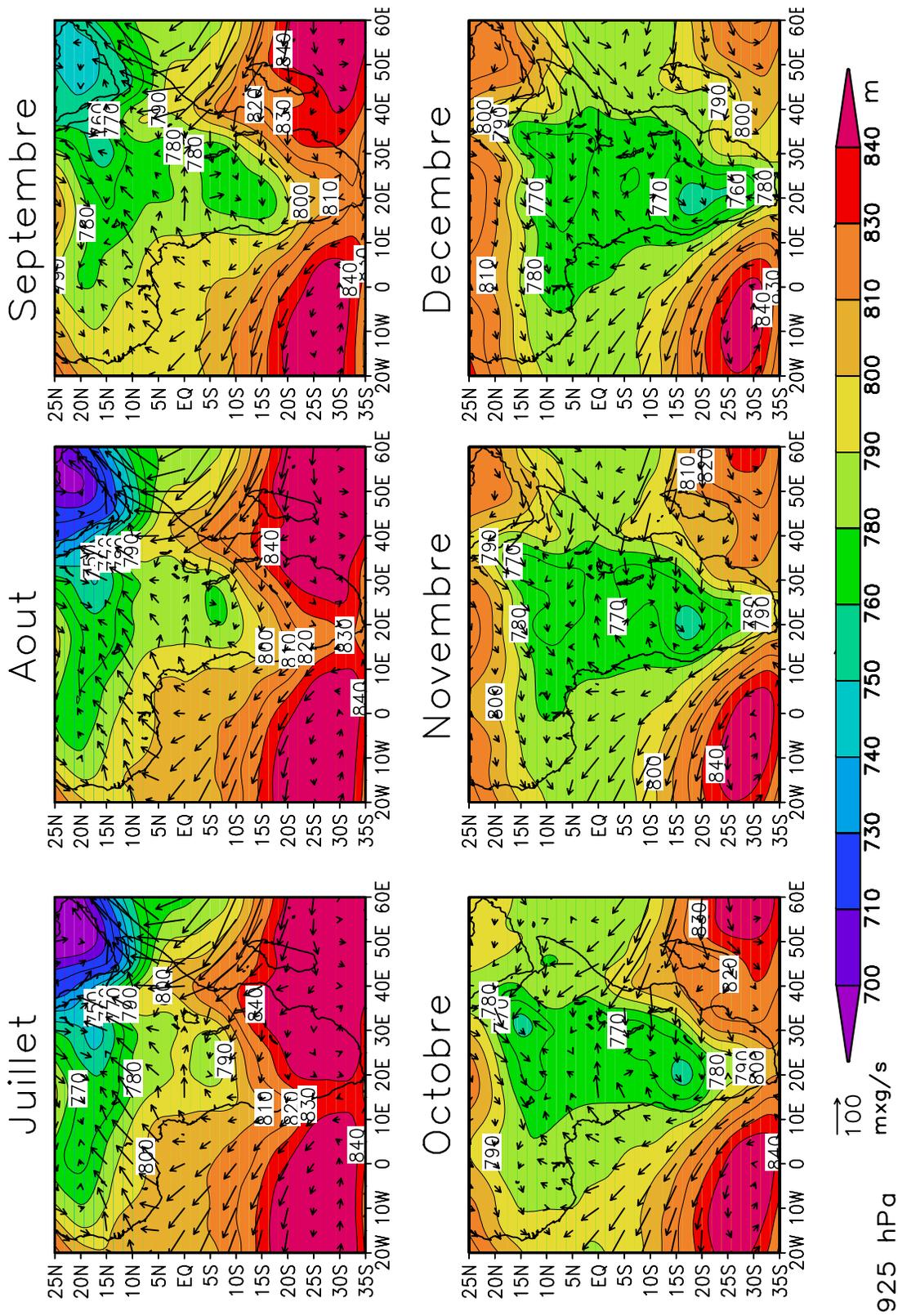


FIG. 8.3 – Géopotiel et flux d'humidité à 925 hPa (1968-1998)

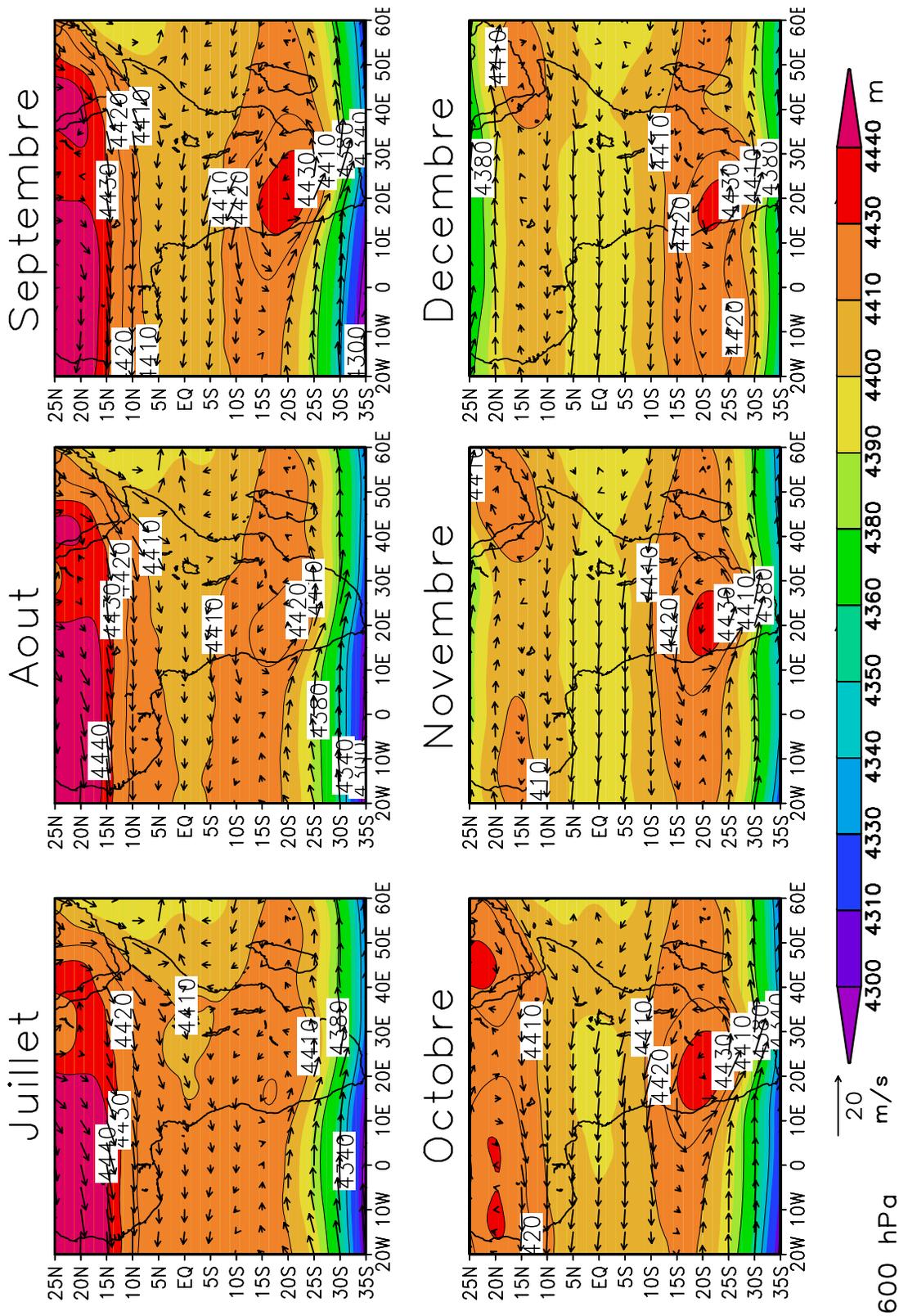


FIG. 8.4 – Géopotentiel et vents à 600 hPa (1968-1998)

(JTE) (figure 8.5). Dans l'hémisphère sud, au-delà de 10°S, c'est une circulation d'ouest qui domine, avec la présence du Jet Subtropical d'Ouest (JSO) autour de 25°S, associé au fort gradient de pression.

Le tableau 8.1 présente les années correspondant aux événements chauds et froids, enregistrés dans l'Atlantique tropical sud, qui ont été sélectionnées pour le calcul des composites atmosphériques.

Composites	Années
chaud	1968, 1972, 1973, 1974, 1979, 1984, 1985 1986, 1987, 1988, 1989, 1993, 1995, 1996
froid	1969, 1970, 1976, 1978, 1982, 1992

TAB. 8.1 – *Années prises en compte pour le calcul des composites associées aux TSO de l'Atlantique tropical sud en juillet-septembre (1968-1997)*

L'analyse composite "chaud-froid" des conditions thermiques de surface de l'Atlantique tropical sud, au cours de l'été boréal, montre que des températures anormalement chaudes sont associées, dans les basses couches de l'atmosphère, à la situation suivante (figure 8.6 c) :

- un affaiblissement marqué de l'anticyclone de Sainte-Hélène ;
- une augmentation de l'humidité de l'air au-dessus des eaux plus chaudes du bassin Atlantique équatorial à sud-tropical ;
- une moindre pénétration du flux de mousson sur le golfe de Guinée et les terres environnantes, du fait de la présence d'anomalies de vents de nord-est, associée à une confluence des anomalies de vents dans l'Atlantique équatorial.

En revanche, on note qu'aucun déficit d'humidité n'est observé en Afrique de l'ouest.

Dans la moyenne et la haute troposphère, la composite "chaud-froid" ne met pas en évidence d'anomalies caractéristiques significatives supplémentaires, à l'exception du fait qu'à 700 hPa on retrouve les anomalies de pression, de vents et d'humidité déjà observées à 1 000 hPa, mais ici de façon très atténuée (figure 8.6 a et b).

Ces anomalies de circulation atmosphérique sont d'échelle régionale, concentrées dans la basse troposphère. Elles sont caractéristiques de conditions défavorables pour les précipitations en zone soudano-sahélienne. En effet, une diminution de la pression associée à une forte anomalie de convergence des vents sur l'Atlantique équatorial sont cohérentes avec un blocage de la ZCIT plus au sud que la normale en Afrique de l'ouest. En particulier, on note une augmentation de l'humidité sur l'ensemble de l'Atlantique tropicale

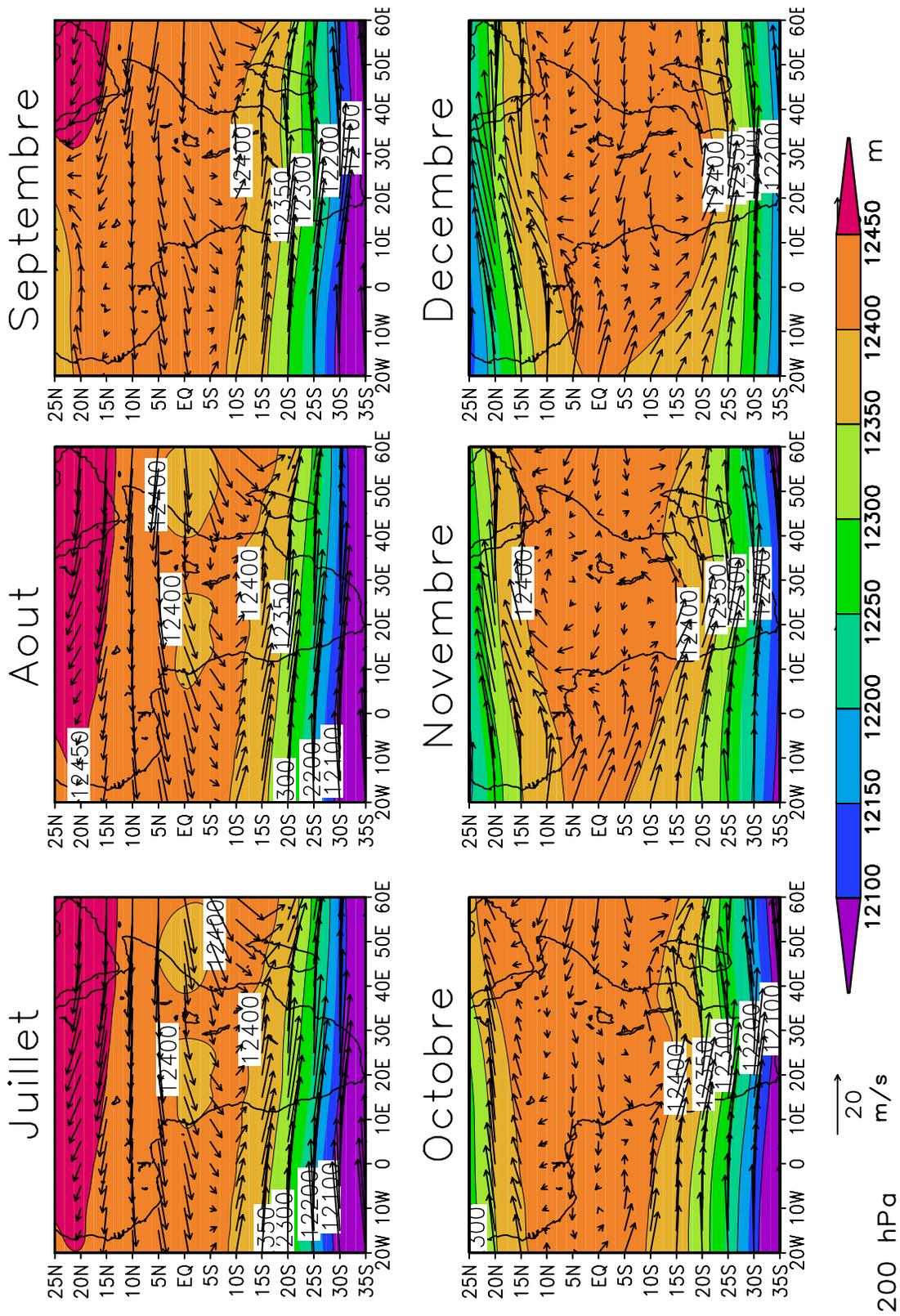


FIG. 8.5 – Géopotential et vents à 200 hPa (1968-1998)

sud, qui ne sera pas advectée sur la zone soudano-sahélienne.

Par rapport aux anomalies régionales de circulation atmosphérique associées à l'indice SATL, l'analyse composite "chaud-froid" de l'indice NIÑO3 présente des anomalies dans la circulation atmosphérique d'échelle plus globale, spatialement beaucoup plus étendues. Elles affectent autant l'océan Atlantique que l'océan Indien et touchent toute l'atmosphère (figure 8.7). Les années retenues pour calculer les composites des paramètres atmosphériques associées à NIÑO3 sont présentées dans le tableau 8.2.

Composites	Années
chaud	1969, 1972, 1976, 1982, 1983, 1987, 1991, 1997
froid	1970, 1971, 1973, 1975, 1978, 1981, 1984, 1985, 1988, 1995

TAB. 8.2 – *Années prises en compte pour le calcul des composites des champs atmosphériques associés à NIÑO3 en juillet-septembre (1968-1997)*

L'occurrence d'événements El Niño dans le Pacifique équatorial oriental est associée aux modifications de la circulation atmosphérique suivantes :

- un renforcement généralisé de la pression dans la bande tropicale, de l'océan Atlantique à l'océan Indien, pour la basse et la moyenne troposphère, et recentrée entre 15°N et 15°S dans la haute troposphère, qui aboutit à une anomalie de subsidence sur tout l'espace ;
- une circulation d'est très ralentie à 200 hPa, avec, entre autres, un Jet Tropical d'Est affaibli ;
- un renforcement du Jet d'Est Africain à 700 hPa, principalement sur sa bordure sud, et une position plus au sud que la normale, entre 5°N et 10°N, en zone guinéenne ;
- un affaiblissement des alizés de sud-est dans l'Atlantique sud à 1 000 hPa ;
- une réduction de l'humidité de l'air en Afrique soudano-sahélienne, entre 15°N et 20°N.

Ces anomalies dans la circulation atmosphérique lors d'événements ENSO caractérisent un signal d'échelle globale du fait, notamment, du renforcement généralisé de la pression sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien, cohérent avec une convergence d'anomalies de vents à 200 hPa, au-dessus de l'Afrique de l'ouest. À 700 hPa, on observe une intensification du JEA, qui a une position beaucoup plus au sud que la normale. Ces anomalies sont défavorables au développement de la mousson sur la zone soudano-sahélienne,

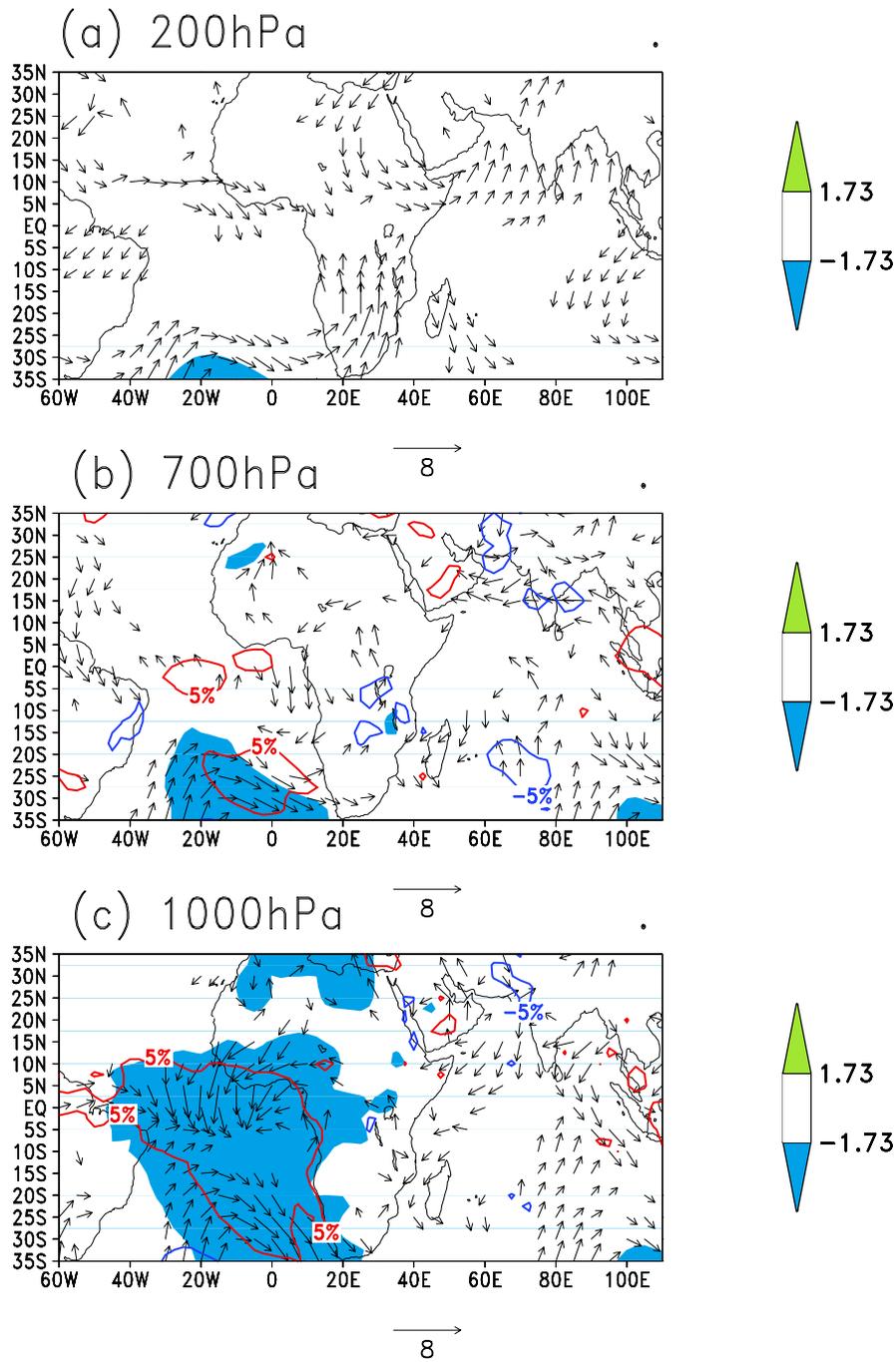


FIG. 8.6 – Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associés aux TSO de l'océan Atlantique tropical sud en juillet-septembre (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

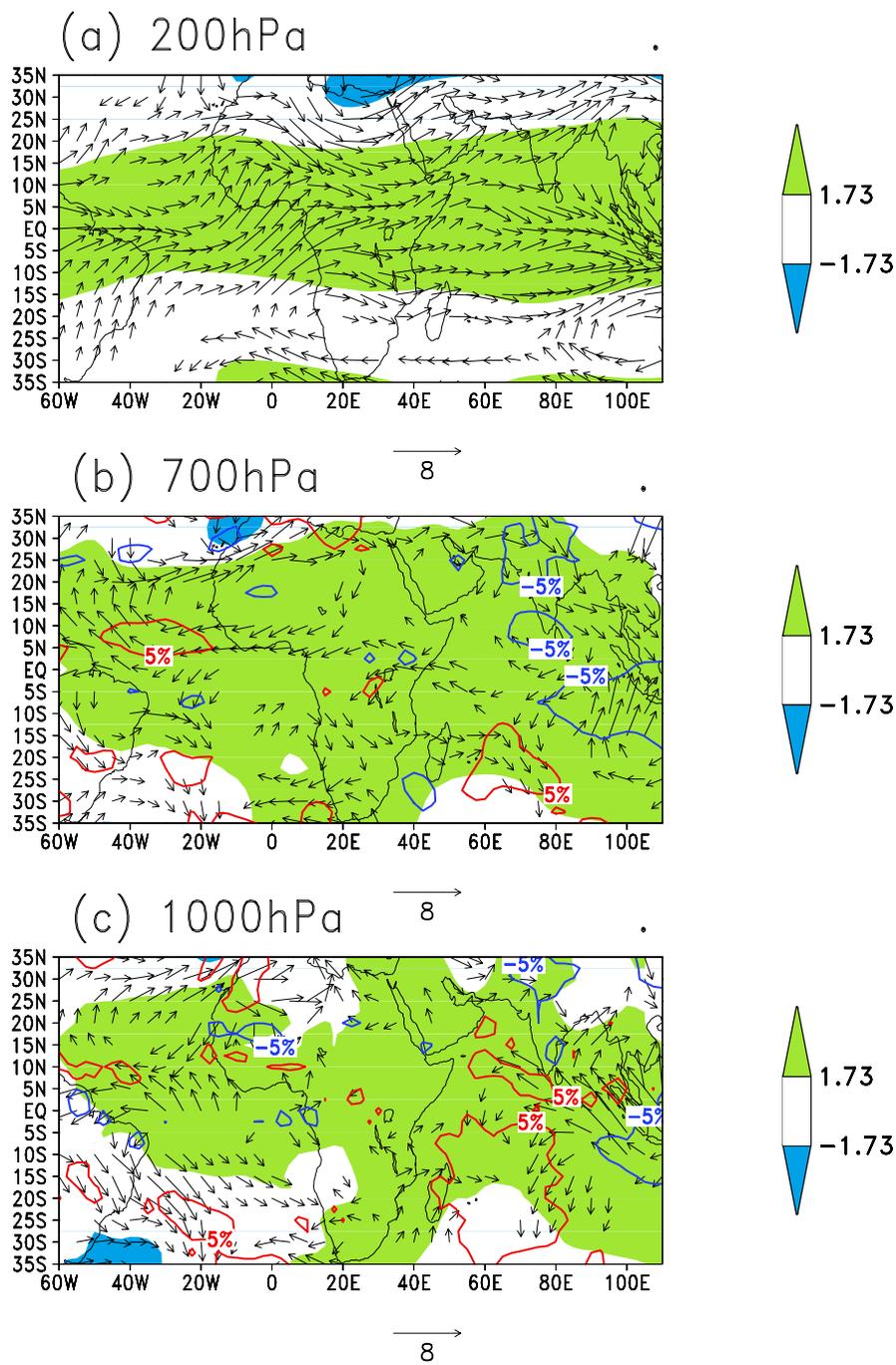


FIG. 8.7 – Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associés aux TSO du Pacifique équatorial oriental en juillet-septembre (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives au seuil de 95% en fonction du test en t de Student.

où on observe d'ailleurs une réduction de l'humidité. La présence de signaux atmosphériques opposés dans la basse et la haute troposphère, sur un même espace, est conforme avec la modification de la circulation zonale d'échelle globale de type Walker. Les anomalies de sud-ouest sur l'Afrique de l'ouest à 200 hPa peuvent être également cohérentes avec une atténuation de la branche supérieure de la cellule méridienne de Hadley sud. Il n'y a aucun signal apparent d'un blocage de la ZCIT plus au sud que la normale comme avec SATL. Il y a une migration du système vers le nord, la subsidence généralisée pouvant atténuer son bon développement. On note toutefois une position plus au sud qu'en situation moyenne du JEA à 700 hPa localisée sur la zone guinéenne. Il peut être un indicateur d'une position plus au sud de la ZCIT. Le JEA dépend du gradient thermique méridien entre les eaux fraîches du golfe de Guinée et le Sahara surchauffé. Sa position latitudinale est importante car c'est sur son bord sud que s'effectue un cisaillement cyclonique qui crée l'instabilité dans l'atmosphère favorisant les ondes d'est pluvieuses.

8.1.2 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations dans la zone soudano-sahélienne

— Analyse générale

Les années correspondant respectivement aux forts déficits et excédents pluviométriques enregistrés dans la bande soudano-sahélienne pendant la période 1968-1997, ont été sélectionnées pour le calcul des composites de la dynamique atmosphérique. Ces années sont présentées dans le tableau 8.3. Par ailleurs, nous avons identifié les années ENSO et LNSO en nous fondant sur la classification proposée par Ropelewski et Halpert (1996). Globalement, nous remarquons que les années sèches, où les précipitations sont déficitaires par rapport à la normale, sont associées à des ENSO, à l'exception de 1973 qui a enregistré un événement LNSO ; de même les années pluvieuses coïncident avec des LNSO, à l'exception de 1969, année ENSO. Néanmoins, plus de la moitié des années ayant enregistré des excédents ou des déficits pluviométriques ne correspondent pas à des événements ENSO ou LNSO.

La zone sélectionnée pour cette étude régionale correspond à la zone 1 sur la figure 8.1. Les composites "sec-humide" associées aux précipitations estivales sur cet espace montrent des anomalies bien connues dans la circulation atmosphérique. La figure 8.8 met en évidence :

- à 200 hPa, un ralentissement du JTE, mais uniquement au-dessus de l'Afrique de

Composites	Années
sec	1968, 1972 , <u>1973</u> , 1979, 1982 , 1983, 1984, 1987 1990, 1993, 1997
humide	1969 , <u>1970</u> , 1974, <u>1975</u> , 1978, <u>1988</u> , 1994

TAB. 8.3 – *Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations dans la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre (1968-1997)*

— *en gras*: années ENSO (année 0)

— *souligné*: années LNSO (année 0)

d'après la classification de Ropelewski et Halpert (1996)

l'ouest ;

- un renforcement généralisé de la pression à 700 hPa ;
- à 700 hPa, une circulation anticyclonique au large du Sénégal ; elle a pour conséquence un renforcement des vents d'est entre le Cameroun et la Guyane, accompagné d'une accélération et d'un déplacement plus au sud du JEA (5-10°N) ;
- à 1 000 hPa, un dipôle d'anomalies de pression avec renforcement des pressions dans l'hémisphère nord (anticyclone des Açores) et affaiblissement dans l'hémisphère sud (anticyclone de Sainte-Hélène), d'où une diminution du gradient méridien de pression ;
- à 1 000 hPa, un renforcement des vents de nord-est sur l'Atlantique tropical nord et sur la partie sud-ouest de la zone soudano-sahélienne ;
- une réduction marquée de l'humidité spécifique sur la bande soudano-sahélienne et des pressions plus élevées, entraînant un affaiblissement de la nébulosité au-dessus de la zone, et donc une augmentation de la température de surface.

En plus de ces caractéristiques bien connues, on observe sur la figure 8.8 d'autres anomalies intéressantes de la circulation atmosphérique, mais qui sont moins bien documentées, comme par exemple :

- des anomalies positives de pression, spatialement très étendues à 700 hPa sur l'ensemble de l'aire de mousson indo-africaine ;
- des alizés de sud-est ralentis dans l'Atlantique sud, mais uniquement au sud de 10-15°S ;
- l'absence surprenante d'anomalies de vents et de pression à 1 000 hPa sur le golfe de Guinée.

Globalement, les anomalies de circulation atmosphérique les plus importantes sont restreintes au continent africain, principalement dans sa partie ouest, et à l'océan At-

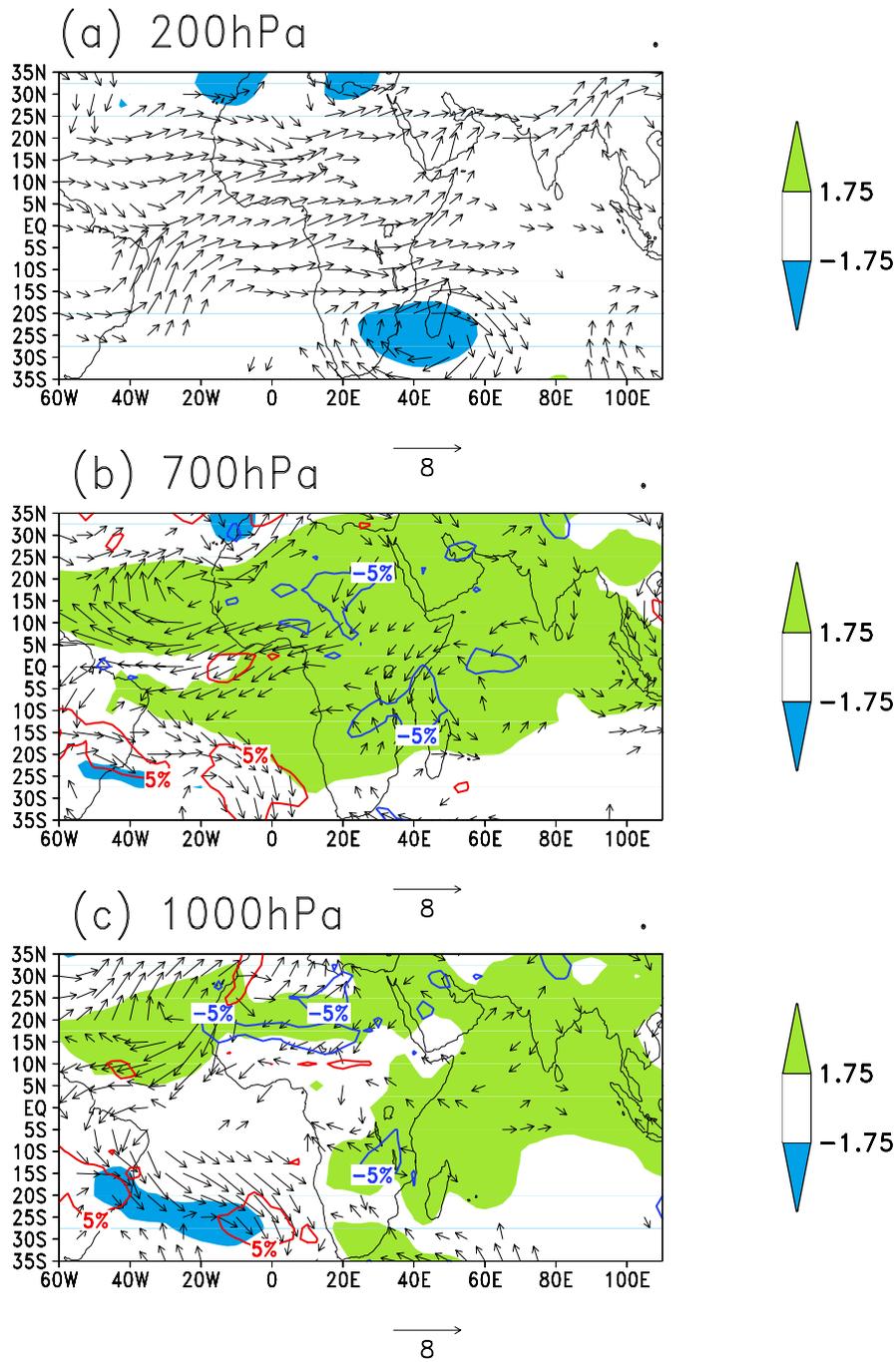


FIG. 8.8 – Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations dans la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

lantique, et sont concentrées dans les basses couches de l'atmosphère. En dehors de l'affaiblissement du JTE, il n'y a pas de signal significatif dans la haute troposphère. Lors d'une année sèche, on enregistre une modification de la circulation atmosphérique, d'échelle plutôt régionale, centrée sur le domaine Atlantique. Cette situation conjugue différents éléments défavorables à la pluviogénèse dans la bande soudano-sahélienne. La présence du dipôle méridien de pression sur l'Atlantique et de plus fortes pressions sur l'Afrique de l'ouest, les anomalies de vents de nord-est, l'affaiblissement du JTE, le renforcement du JEA et surtout sa position trop méridionale, suggèrent un blocage vers le sud de la ZCIT, qui conduit à une réduction de l'humidité sur la zone soudano-sahélienne et donc une réduction des précipitations sur cet espace.

Une comparaison avec la composite "chaud-froid" de NIÑO3 (figure 8.7) montre des anomalies assez similaires de la circulation en Afrique de l'ouest et sur l'Atlantique nord, dans les basses et hautes couches de la troposphère. Cette similarité laisse supposer un contrôle direct de l'ENSO sur la pluviométrie de la zone soudano-sahélienne. Cette téléconnexion s'effectue principalement *via* l'Atlantique nord et l'Amérique, puisque les fortes anomalies identifiées dans l'océan Indien par la composite NIÑO3 ne sont pas reproduites dans la composite des précipitations. Les travaux de Janicot *et al.* (2000) montrent, par une analyse tridimensionnelle de la trajectoire des particules d'air, que la réduction des précipitations sahéliennes est essentiellement liée aux TSO du Pacifique oriental, à travers des changements dans la circulation de basses couches, sur l'espace Atlantique tropical/Afrique de l'ouest.

En revanche, la composite "sec-humide" des précipitations sahéliennes n'a apparemment que peu de similitudes, en termes de circulation atmosphérique, avec la composite "chaud-froid" des TSO de l'Atlantique sud (figure 8.6). Ce résultat est à mettre en relation avec celui de la figure 7.10c qui montre qu'en JAS, à la fin des années 60, la téléconnexion avec l'indice SATL n'est plus significative sur l'espace soudano-sahélien. Une partie de la réduction du flux de surface provenant des hautes pressions de Sainte-Hélène (vents de sud-est et vents de mousson), déterminante dans la composite des pluies, peut être attribuée à un réchauffement de l'Atlantique sud.

Toutefois, à des échelles plus fines, certaines ambiguïtés apparaissent dans la téléconnexion entre l'ENSO et les précipitations soudano-sahéliennes. En surface, les conditions associées à l'ENSO conduisent à une convergence des anomalies de vents dans la région de la ZCIT Atlantique, avec des alizés renforcés au nord comme au sud de la ZCIT, au large de l'Afrique de l'ouest, respectivement à 5°N et 15°N (figure 8.7). Dans la région proche de l'équateur, ces conditions s'opposent à celles associées à un réchauffement de

l'Atlantique tropical sud (figure 8.6), où on observe un flux de mousson fortement ralenti entre l'équateur et 15°N. Ces impacts contradictoires de l'ENSO et des TSO de l'Atlantique tropical sud, à proximité de la côte ouest-africaine, semblent un élément à prendre en compte pour comprendre l'absence d'anomalies significatives de circulation dans les basses couches dans la région au sud du Sahel, mise en évidence dans la composite "sec-humide" (figure 8.8).

En somme, les sécheresses soudano-sahéliennes sont essentiellement associées aux anomalies engendrées par l'ENSO, *via* une dynamique atmosphérique zonale, impliquant à la fois la basse et la haute troposphère (JTE affaibli), et dans une moindre mesure aux anomalies de TSO de l'Atlantique sud, *via* une dynamique atmosphérique méridienne, mais uniquement dans la basse troposphère (moindre pénétration du flux de mousson sur le continent), avec une modulation régionale issue du JEA (intensité et position plus au sud).

— Cas des années sèches et humides non conformes

Bien que 40% de la variance des précipitations soudano-sahéliennes sur la période 1951-1997 soit expliqués par les deux indices de TSO NIÑO3 et SATL, le modèle de régression obtenu est imparfait. D'une part, il ne prend pas totalement en compte la forte tendance à la baisse des précipitations, associée aux TSO extratropicales ou aux gradients globaux interhémisphériques de TSO (Folland *et al.*, 1986; Shinoda et Kawamura, 1994; Trzaska *et al.*, 1996). D'autre part, un certain nombre d'années ne sont pas conformes aux résultats du modèle de régression. Sur dix-huit années sélectionnées au départ, la moitié coïncide avec une situation de non conformité entre les précipitations mesurées et les précipitations calculées. Quatre années enregistrent des résidus fortement positifs et cinq années ont des résidus négatifs (tableau 8.4). En considérant ces deux échantillons, nous constatons que seules les années 1969 et 1973 ont enregistré un événement de type ENSO et LNSO.

Deux échantillons ont été constitués à partir de ces résidus positifs et négatifs, et une analyse composite sur ces années non conformes a montré trois caractéristiques principales qui semblent en relation, indépendamment des deux indices de TSO, avec des précipitations anormalement faibles sur la zone soudano-sahélienne (figure 8.9). Cependant, il faut noter que ces informations ne sont pas présentes simultanément pour chacune des années. Trois remarques principales ont été extraites de l'analyse de la figure 8.9 :

Composites	Années
sec	<u>1973</u> , 1983, 1984, 1990, 1992
humide	1969 , 1974, 1989, 1994

TAB. 8.4 – *Années non conformes prises en compte pour le calcul des composites obtenues à partir des résidus du modèle de régression sur les précipitations dans la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre (1968-1997)*

— *en gras : année ENSO (année 0)*

— *souligné : année LNSO (année 0)*

d'après la classification de Ropelewski et Halpert (1996)

1. Au-dessus du golfe de Guinée, en années sèches, le JEA est renforcé à 700 hPa et se positionne plus au sud que la normale, accompagné de deux cellules cycloniques situées au large du Sénégal et de l'Angola. L'anomalie la plus au nord, centrée sur la zone soudano-sahélienne, entraîne une teneur d'humidité dans l'air réduite, une couche de mousson plus fine et un cisaillement renforcé dans les basses couches. Ce signal est de loin le plus net. Il est présent, par exemple, en 1973, 1983 et 1984, bien que des anomalies opposées soient enregistrées pour les années 1974 et 1994.
2. À 1 000 hPa, des anomalies de vents de nord-est se localisent sur le Sahara et sur le Sahel, auxquelles s'ajoute un renforcement de la pression sur le Sahara central. Ceci est à associer avec une réduction de l'humidité de l'atmosphère sur la marge sud du Sahara. On suppose donc que ces conditions conduisent à une moindre pénétration du flux humide de mousson en Afrique de l'ouest. Le renforcement de la pression sur l'Atlantique nord et le Sahara et les anomalies de vents de nord-est sont des conditions défavorables à la migration de la mousson sur la zone soudano-sahélienne. Cette situation est enregistrée en 1973, 1990 et 1992, mais la situation inverse s'observe par exemple en 1994. Cela met en évidence la part jouée par les anomalies de surface d'échelle régionale, considérées par plusieurs auteurs comme améliorant de façon significative les prévisions saisonnières de précipitations ouest-africaines lorsqu'elles sont intégrées dans les modèles statistiques (Fontaine *et al.*, 1999b). **Ainsi, on peut voir que les variations des anomalies de TSO donnent la tendance générale pour les conditions favorables ou non à l'installation de la mousson ouest-africaine sur la zone soudano-sahélienne, mais que sa variabilité est en plus conditionnée par les conditions de surface continentale.**

Des calculs de corrélations partielles ont été effectués entre les précipitations sahé-

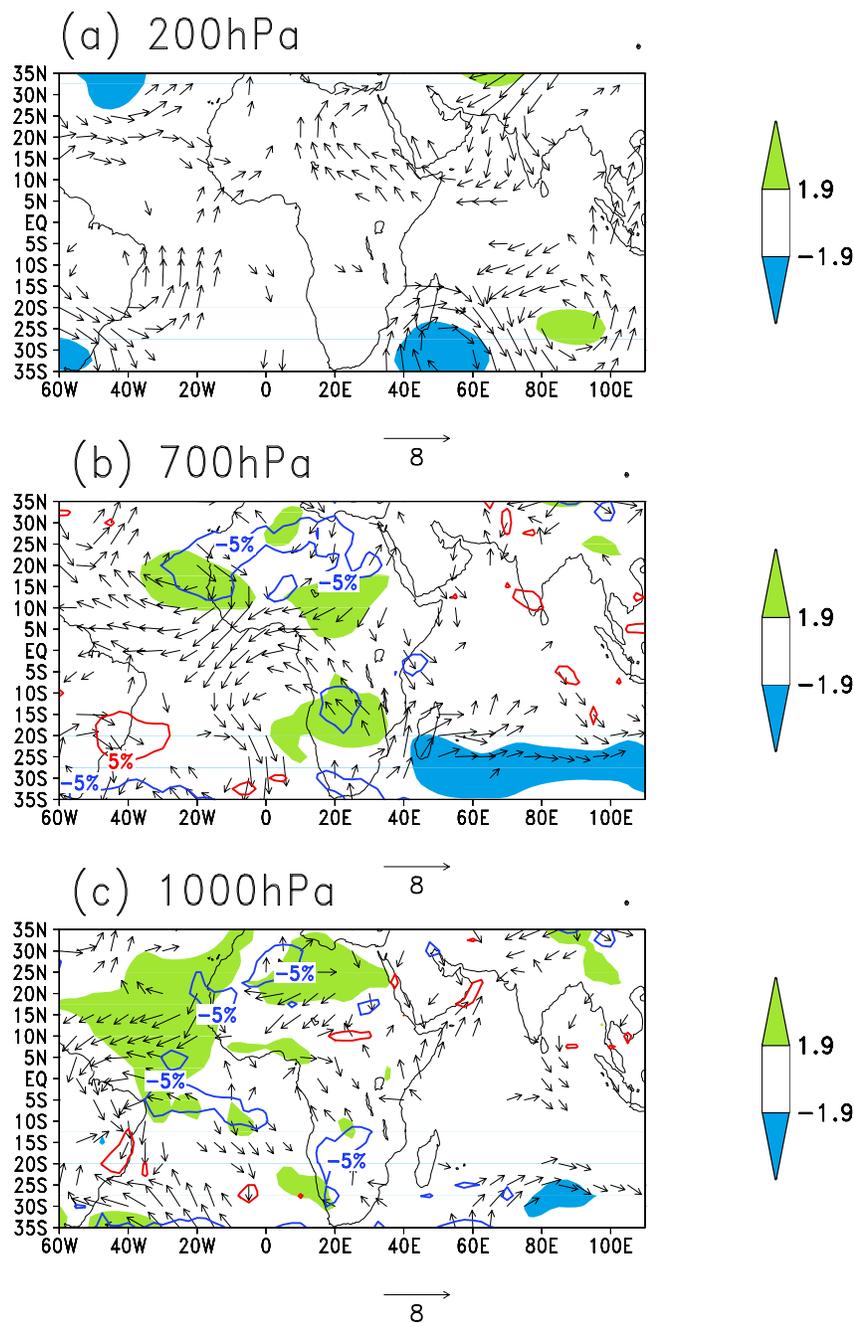


FIG. 8.9 – Composites "sec-humide" des champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations de la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre : résidus de l'estimation des pluies à partir des deux indices de TSO (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

liennes et l'intensité de basses pressions thermiques sahariennes, indépendamment des signaux de TSO. Cette zone de basses pressions est calculée sur la base de données de pression de surface, moyennées sur un espace compris entre 20°N et 25°N et 5°E et 20°E, pour la période 1968-1997. La valeur de la corrélation partielle est de -0,57, comparée à -0,54, valeur de la corrélation totale. La zone de basses pressions saharienne est particulièrement creuse au cours du bimestre août-septembre des années 1969, 1974, 1989 et 1994. Ces quatre années ont enregistré des pluies relativement abondantes au Sahel, des pluies qui ne peuvent pas être convenablement expliquées par les anomalies de TSO d'échelle globale. En effet, les modèles numériques basés uniquement sur les anomalies de TSO n'ont pas réussi, par exemple, à simuler les fortes pluies sahéliennes de 1994 (Hulme, 1994b).

3. À 200 hPa, nous n'enregistrons pas de signal fort sur l'Atlantique ou l'Afrique de l'ouest comme pour les autres niveaux, mais on note toutefois la présence d'anomalies de circulation qui se localisent à l'interface des systèmes de mousson africain et indien, principalement autour de la péninsule arabique. Par rapport à cette situation, on ne peut émettre que des hypothèses, en l'absence d'anomalies significatives de pression. On peut s'orienter vers deux suppositions :

— La première serait un renforcement de l'anticyclone dynamique de Libye. Cela semble cohérent avec la présence des vents de nord-est renforcés en surface en Afrique boréale occidentale et centrale, entre 15°N et 20°N (est du Mali, Niger et Tchad). Cette connexion de la circulation atmosphérique entre les hautes et basses couches de la troposphère s'effectuerait grâce à la présence de la branche subsidente de la cellule est-ouest de type Walker dans l'océan Indien. Cette situation pourrait être associée à des conditions anormalement sèches en Afrique de l'ouest sahélienne.

— La seconde hypothèse concernant ces anomalies de circulation à 200 hPa serait qu'une augmentation de la vitesse du JTE, entre l'Inde et le lac Tchad, pourrait être en accord avec des anomalies négatives de précipitations dans la bande soudano-sahélienne. Toutefois, le JTE n'agirait pas directement sur la circulation en Afrique occidentale, mais plutôt à l'interface entre les systèmes de mousson indien et africain ; c'est-à-dire qu'un JTE renforcé à l'est du Sahel pourrait impliquer une forte réduction de sa vitesse plus à l'ouest sur le Sahel, et donc une plus faible divergence en altitude qui pourrait inhiber la convection profonde sur cette région.

Par rapport à cette deuxième hypothèse, nous pouvons poser la question de la connexion entre les deux systèmes de mousson en relation avec la supposition d'un ren-

forcement de la circulation à 200 hPa à leur interface. L'étude de Ward (1998) montre l'existence d'une corrélation positive de +0,55 entre les précipitations indiennes et sahéliennes, en se basant sur une série filtrée haute fréquence, sur la période 1949-1988. Ce résultat exprime l'idée d'une réponse commune des deux systèmes de mousson à l'ENSO, principalement en Afrique de l'ouest sahélienne. Nous avons calculé une série de corrélations croisées sur la période 1968-1994, entre les précipitations soudano-sahéliennes (10°N-20°N, 20°W-20°E) d'une part, et les précipitations de mousson sur toute l'Inde et un indice du JTE pris à 10°N, 50°E, autour du cap Guardafui (extrême est de la pointe somalienne) d'autre part. Les résultats sont présentés dans le tableau 8.5.

Au cours de la saison des pluies d'été boréal, la valeur de corrélation partielle ($R=0,59$), significative à 99%, entre les pluies indiennes et sahéliennes, obtenue indépendamment de l'indice du JTE, est supérieure à celle issue de la corrélation totale ($R=0,48$).

	précipitations de la mousson indienne	vitesse du JTE à 10°N, 50°E
Corrélation totale	0,48	/
Corrélation partielle indice NIÑO3 éliminé	/	/
Corrélation partielle 3 indices de TSO éliminés	/	-0,48
Corrélation partielle précipitations indiennes éliminées	/	-0,40
Corrélation partielle vitesse du JTE éliminée	<u>0,59</u>	/

TAB. 8.5 – *Corrélations entre les précipitations de la zone soudano-sahélienne et les précipitations de mousson en Inde / la vitesse du JTE en juillet-septembre (1968-1994)*
 — valeurs en gras (soulignées) significatives au seuil de 95% (99%).
 — /: absence de relation statistique

Nous pouvons penser tout d'abord à une covariation des deux systèmes de mousson par rapport à un forçage extérieur de type ENSO. Ceci semble vraisemblable si on considère l'absence de corrélation entre les précipitations des deux espaces, indépendamment de l'indice NIÑO3. Le second point que l'on peut avancer est qu'un JTE plus fort sur l'Afrique de l'est pourrait être associé à des conditions plus sèches au Sahel. Lorsque les effets des TSO d'échelle globale ou de l'activité de la mousson indienne sur la vitesse du JTE sont écartés, les corrélations partielles obtenues, significatives à 95%, sont respectivement de -0,48 et -0,40. Ceci peut être un indicateur d'une téléconnexion entre la

vitesse (forte/faible) du JTE et les précipitations (faibles/fortes) au Sahel. Toutefois, en éliminant uniquement l'effet de l'ENSO, on constate qu'il n'y a plus de relation, ce qui laisse penser à une covariation entre les anomalies pluviométriques au Sahel et la vitesse du JTE en Afrique de l'est.

La réduction des précipitations sur la zone soudano-sahélienne au cours de l'unique saison des pluies est associée à des anomalies de circulation atmosphérique d'échelle régionale, centrées sur le domaine Atlantique-Afrique de l'ouest, généralement défavorables à la remontée de la ZCIT en latitude. Nous avons mis en évidence l'influence de l'ENSO *via* la circulation d'échelle globale (basse et haute troposphère), de l'Atlantique tropical sud *via* la dynamique dans les basses couches et le rôle joué par le JEA. Pour les années où la diminution des précipitations semble indépendante des conditions de surface océanique, ce sont les conditions de surface continentale d'Afrique boréale combinées à la circulation atmosphérique dans les basses couches, d'échelle régionale, qui pourrait conduire à un blocage de la ZCIT sur la zone guinéenne.

8.1.3 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations sur la zone guinéenne

Pour le trimestre juillet-septembre, notre étude sur les téléconnexions a montré qu'en plus de la zone soudano-sahélienne, les pluies de la zone guinéenne réagissaient significativement aux variations des TSO de l'Atlantique tropical sud. Nous effectuons donc sur cet espace la même étude que pour l'espace soudano-sahélien.

Au moment du maximum pluviométrique estival sur la zone soudano-sahélienne, la côte sud de l'Afrique de l'ouest enregistre une diminution de ses précipitations qui correspond à la petite saison sèche.

L'espace sélectionné pour cette étude régionale correspond à la zone 2 sur la figure 8.1. Il s'étend du sud de la Côte d'Ivoire à l'extrême sud-ouest du Nigeria. Nous avons effectué une analyse composite "humide-sec" sur les cumuls trimestriels enregistrés sur le golfe de Guinée au cours de juillet-septembre. Nous l'avons ensuite comparée à la composite "chaud-froid" de l'indice de TSO de l'Atlantique sud, seule téléconnexion significative mise en évidence dans l'étude de régression précédente (figure 7.9). Le calcul de la composite a été inversé dans cette analyse afin de respecter le signe de la télé-

connexion avec SATL. En effet, dans ce cas, les anomalies chaudes (froides) de SATL sont associées à une augmentation (réduction) des précipitations dans le golfe de Guinée en juillet-septembre. Le tableau 8.6 récapitule les années sèches et pluvieuses prises en compte dans le calcul des composites et précise les années ayant enregistré un événement ENSO ou LNSO.

Composites	Années
sec	1969 , <u>1970</u> , 1972 , 1976 , 1977, 1978, 1982 1983, 1986 , 1990, 1992, 1993, 1994
humide	1968, <u>1973</u> , 1974, 1979, 1980, 1984, 1985 1987, 1989, 1991

TAB. 8.6 – *Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations sur le pourtour du golfe de Guinée en juillet-septembre (1968-1997)*

— *en gras : année ENSO (année 0)*

— *souligné : année LNSO (année 0)*

d'après la classification de Ropelewski et Halpert (1996)

La figure 8.10 montre des anomalies significatives dans la circulation atmosphérique concentrées dans les basses couches de la troposphère avec :

- une réduction généralisée de la pression sur l'Atlantique équatorial et sur la zone guinéenne ;
- une convergence d'anomalies de vents entre 10°N et 5°S, ainsi que des anomalies de vents de nord-est sur la zone guinéenne.

Cette configuration signe un blocage de la ZCIT sur la zone guinéenne au cours de juillet-septembre. Par conséquent, la petite saison sèche est plus arrosée que la normale, lorsque l'Atlantique tropical sud est anormalement chaud. Ceci est cohérent avec une plus forte humidité de l'air au-dessus de l'Atlantique et de la zone guinéenne.

Ces résultats sont assez semblables à ceux identifiés dans l'Atlantique sud (figure 8.6). La surface océanique plus chaude que la normale dans l'Atlantique tropical sud réduit le contraste thermique méridien océan-continent et engendre des anomalies négatives de pression et des anomalies positives d'humidité spécifique. Cela favorise la convection au-dessus de l'Atlantique sud et sur la zone guinéenne, avec une convergence des vents sur cet espace. En Afrique de l'ouest, cela implique une moindre remontée vers le nord de la ZCIT qui reste bloquée sur la côte du golfe de Guinée, ainsi plus humide. Ce mécanisme, principalement le rôle des TSO de l'Atlantique équatorial sud, a été décrit dans plusieurs

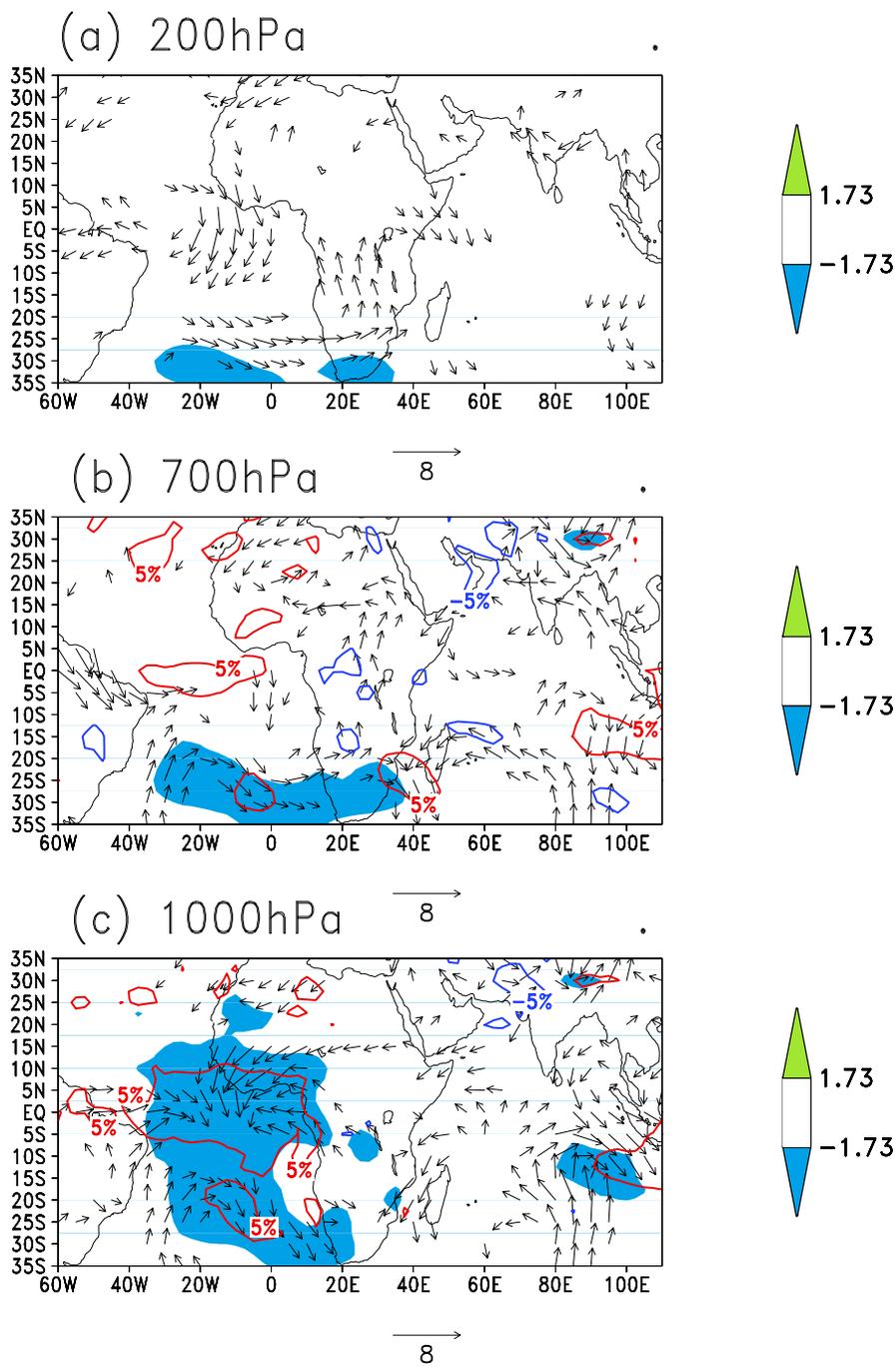


FIG. 8.10 – Composites "humide-sec" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations dans la zone guinéenne en juillet-septembre (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

travaux antérieurs, notamment ceux de Opoku-Ankomah et Cordery (1994), de Rowell *et al.* (1995) et de Janicot et Fontaine (1997), mais la dynamique atmosphérique n'a été montrée que partiellement, uniquement en surface. À une échelle plus régionale, on peut citer, par exemple, le travail de Wagner et Da Silva (1994) portant sur les téléconnexions entre les configurations de surface et les précipitations au Ghana, analyses faites à partir de corrélations et de composites.

La figure 8.10 montre que des conditions plus humides en zone guinéenne ne sont pas associées à la circulation en haute troposphère.

On peut considérer que la variabilité interannuelle de la petite saison sèche de juillet-septembre en zone guinéenne est clairement expliquée par les anomalies de température de surface de l'Atlantique tropical sud, *via* la circulation atmosphérique dans les basses couches. Des eaux plus chaudes associées à une position plus au sud de la ZCIT conduisent à une saison sèche plus courte et plus atténuée.

Pour la zone guinéenne, nous n'avons pas effectué d'analyse sur les années non conformes du fait d'un trop petit nombre d'années répondant à nos critères, et de l'absence de signaux atmosphériques nets dans les composites. Les variations des conditions de surface océanique dans l'Atlantique tropical sud et la dynamique atmosphérique d'échelle régionale associée explique une part importante de la variabilité de la petite saison sèche sur cet espace.

L'analyse de la dynamique atmosphérique en juillet-septembre, faite à partir des données de réanalyse, donne des résultats très satisfaisants en ce qui concerne la compréhension des mécanismes atmosphériques, qui permettent d'expliquer en partie l'occurrence des sécheresses en zone soudano-sahélienne et confirment des résultats précédemment obtenus avec d'autres bases de données.

Nous cherchons maintenant à voir si les réanalyses donnent des résultats aussi concluant sur le trimestre octobre-décembre pour des espaces géographiquement et topographiquement plus contrastés, centrés en Afrique orientale.

8.2 Petite saison des pluies en Afrique orientale (octobre-décembre)

Le trimestre octobre-décembre correspond à la petite saison des pluies pour les espaces à régime pluviométrique bimodal de l'Afrique orientale. Une part de sa variabilité interannuelle est à mettre en relation avec l'occurrence d'anomalies significatives de TSO. Les résultats de la CHA et de la régression multiple montrent qu'il n'existe, pour ce trimestre OND, qu'une seule téléconnexion significative avec les fluctuations interannuelles des TSO du Pacifique équatorial oriental, qui signent l'ENSO. L'Afrique de l'est est le seul espace du continent africain pour lequel l'occurrence d'un phénomène El Niño (La Niña) est généralement associée à un excédent (déficit) pluviométrique.

Dans un premier temps, nous présentons la circulation atmosphérique sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien associée aux événements ENSO et LNSO au cours de la période 1968-1997 (composite "chaud-froid"). Dans un deuxième temps, nous étudions les anomalies de la circulation atmosphérique en relation avec les années anormalement pluvieuses et sèches (composite "humide-sec") en Afrique de l'est. Nous faisons remarquer que le calcul de cette composite a été inversé afin de respecter le signe positif de la téléconnexion puisque l'occurrence d'événements ENSO (LNSO) est associée à un excédent (déficit) pluviométrique en Afrique orientale. La région retenue correspond à la zone 3 de la figure 8.1. Elle intègre le sud de la Somalie et de l'Éthiopie, le Kenya, l'Ouganda, ainsi que le nord de la Tanzanie.

Pour bien situer les anomalies de circulation, nous exposons de manière succincte les grandes caractéristiques de la circulation atmosphérique moyenne sur le domaine Afrique-océan Indien qui intéressent directement la région de l'Afrique de l'est au cours du trimestre OND.

Au cours de ce trimestre, dans la basse troposphère, la ceinture anticyclonique australe se désagrège. On assiste à l'affaiblissement progressif de l'anticyclone des Mascareignes sur son flan équatorial et sur son flanc occidental, sur le continent africain et l'ouest du bassin Indien. De ce fait, il influence moins la Corne africaine (figure 8.3). On observe un gradient de pression entre l'Afrique centrale (basses pressions) et la péninsule arabique (hautes pressions), associé à un flux de nord-est. C'est la mise en place de la mousson d'hiver, qui est un flux relativement sec et frais. Sur l'Afrique de l'est, on observe une confluence de flux d'est provenant de l'océan Indien, de nord-est et d'ouest issus du bassin du Congo. Ces flux advectent de l'humidité sur cet espace.

Cette circulation est surmontée par des flux d'est à nord-est dans la moyenne troposphère qui sont relativement faibles sur la zone équatoriale. L'Afrique de l'est se trouve dans une zone de dépression relative par rapport à deux centres de hautes pressions que sont l'extrême sud de la péninsule arabique et le sud-ouest de l'Afrique australe (figure 8.4).

Dans la haute troposphère, la situation au-dessus de l'Afrique orientale est anticyclonique avec des vents intégrés dans un flux d'est. Le JTE a disparu et est progressivement remplacé par le JSO dans l'hémisphère nord vers 20°N, associé à la migration vers le sud de la cellule de Hadley nord, mais qui n'a pas d'influence sur la circulation atmosphérique au-dessus de l'Afrique de l'est (figure 8.5).

8.2.1 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental

Les années correspondant aux événements chauds et froids enregistrés dans le Pacifique équatorial oriental, sélectionnées pour le calcul des composites atmosphériques en octobre-décembre, sont présentées dans le tableau 8.7.

Composites	Années
chaud	1969, 1972, 1976, 1982, 1986, 1987, 1991, 1997
froid	1970, 1971, 1973, 1974, 1975, 1984, 1985, 1988, 1995, 1996

TAB. 8.7 – *Années prises en compte pour le calcul des composites des TSO du Pacifique équatorial oriental en octobre-décembre (1968-1997)*

L'occurrence d'événements chauds de type El Niño dans le Pacifique équatorial oriental est généralement associée à (figure 8.11) :

- des anomalies importantes de vents d'est sur l'océan Indien oriental en basse et moyenne troposphère combinées à de fortes anomalies de flux d'ouest dans la haute troposphère ;
- à 1 000 comme à 700 hPa, une augmentation de l'humidité de l'air très étendue spatialement, entre l'Afrique de l'est et la partie occidentale de l'océan Indien ;
- un renforcement généralisé de la pression sur l'Atlantique, l'Afrique et l'océan Indien, dans la moyenne et haute troposphère. En revanche, à 1 000 hPa, on observe une atténuation du gradient est-ouest de pression sur l'océan Indien, avec des pressions anormalement faibles le long des côtes africaines et des pressions renforcées dans la moitié orientale de l'océan Indien ;

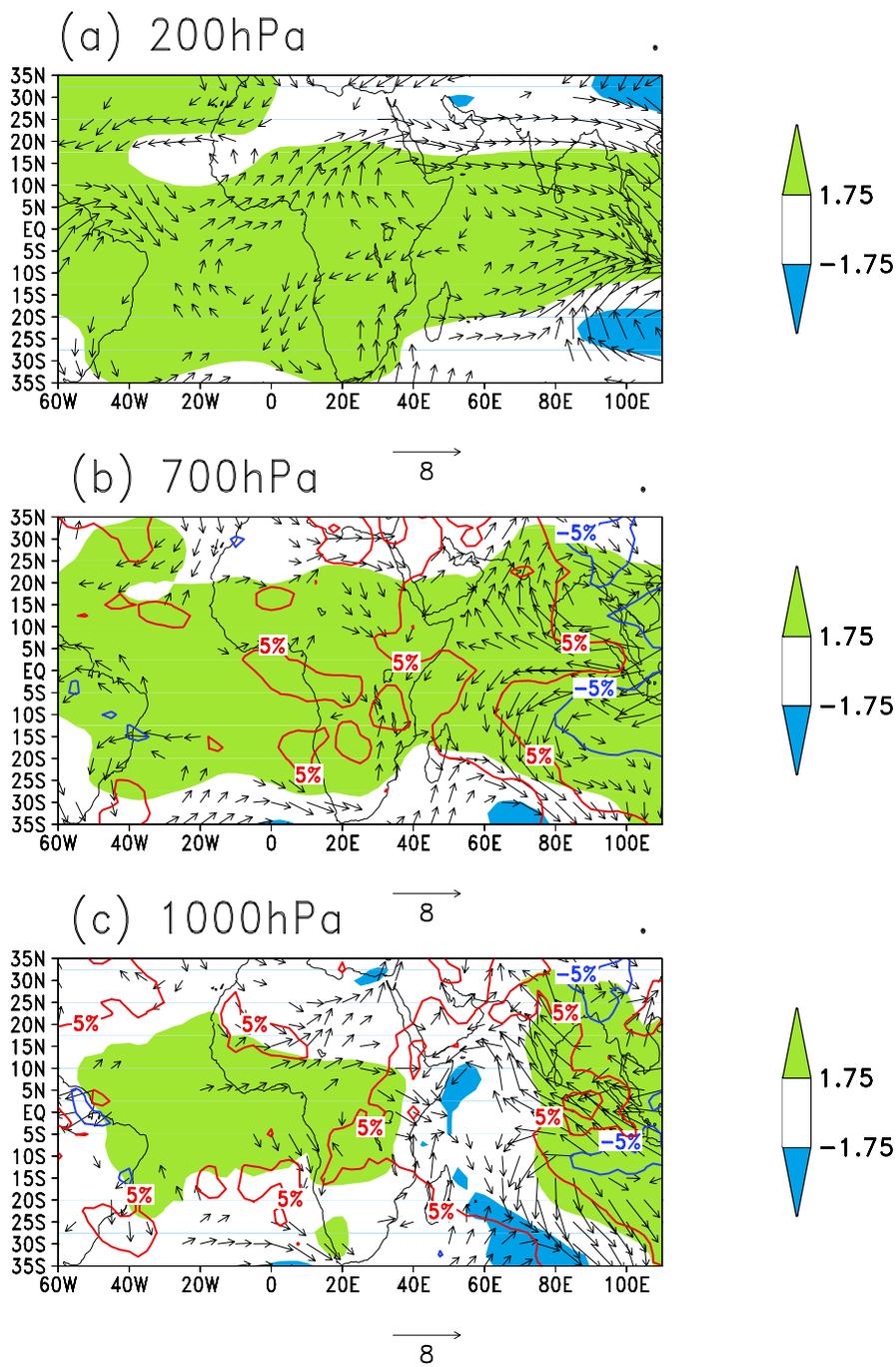


FIG. 8.11 – Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associés aux TSO du Pacifique équatorial oriental en octobre-décembre (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

- une anomalie de confluence des vents à 1 000 hPa au large des côtes de la Somalie.

Par rapport aux composites "chaud-froid" de l'indice NIÑO3 au cours du trimestre JAS, la composite OND montre principalement des anomalies de la composante zonale de la circulation divergente de l'atmosphère dans l'océan Indien. Ceci est cohérent avec la présence d'anomalies de vents qui intéressent, à la fois, la basse et la haute troposphère, et qui sont plutôt de sens opposé. On peut interpréter cette situation comme un ralentissement de la cellule zonale de type Walker sur l'océan Indien. On remarque qu'il n'y a aucune interaction avec l'Atlantique ou la partie ouest du continent africain. Le lien entre l'ENSO et le continent africain s'effectue *via* la circulation cellulaire est-ouest dans l'océan Indien. Au cours d'une phase ENSO, des TSO plus chaudes dans le Pacifique sont associées à une réduction de la pression de surface dans l'océan Indien, en accord avec des températures plus élevées sur l'océan Indien occidental et l'Afrique orientale. Le renversement de la configuration du gradient de pression de surface peut résulter d'une anomalie de vents off-shore, et donc conduire à une réduction du transport d'humidité jusque sur les régions intérieures du continent africain.

8.2.2 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations en Afrique orientale

— Analyse générale

Le trimestre octobre-décembre correspond, en Afrique orientale, à la petite saison des pluies, caractérisée par des totaux pluviométriques inférieurs à ceux de la saison des pluies de mars-mai. Les résultats de la régression linéaire multiple montrent l'existence d'une téléconnexion significative entre la variabilité des cumuls trimestriels d'octobre-décembre et les anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental associées à l'ENSO. Contrairement aux autres espaces analysés, l'Afrique de l'est enregistre généralement des excédents pluviométriques lors de l'occurrence d'un événement El Niño. L'analyse de la composite "humide-sec" des précipitations montre de très grandes similitudes avec celle de NIÑO3, en termes d'anomalies de circulation atmosphérique (figure 8.12). Le tableau 8.8 présente les années correspondant aux excédents et aux déficits pluviométriques majeurs enregistrés en Afrique de l'est, années utilisées pour le calcul des composites atmosphériques. On remarque que les années ENSO sont généralement les années qui ont enregistré des cumuls pluviométriques excédentaires, à l'exception de 1976 qui a été anormalement sèche. Les années LNSO sont, en revanche, toutes dans l'échantillon des années sèches.

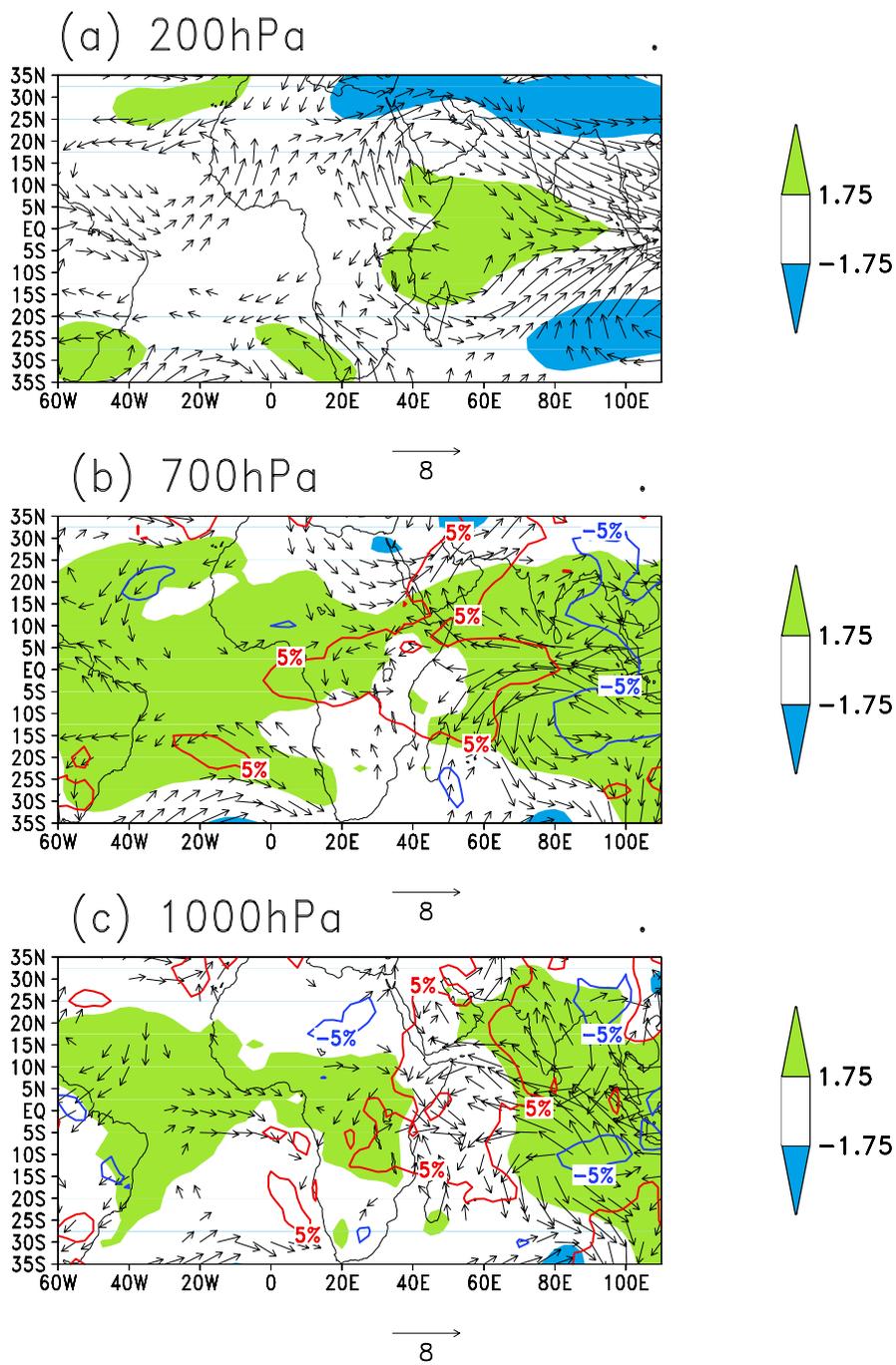


FIG. 8.12 – Composites "humide-sec" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations en Afrique orientale en octobre-décembre

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
 - Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
 - Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)
- Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

Composites	Années
humide	1968, 1972 , 1977, 1978, 1982 , 1994, 1997
sec	<u>1970</u> , <u>1971</u> , <u>1973</u> , 1974, <u>1975</u> , 1976 , 1979, 1981, 1987, 1993, 1996

TAB. 8.8 – *Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations en Afrique orientale en octobre-décembre (1968-1997)*

– *en gras : années ENSO (année 0)*

– *souligné : années LNSO (année 0)*

d'après la classification de Ropelewski et Halpert (1996)

La différence entre les années excédentaires et déficitaires en Afrique de l'est, au cours de la petite saison des pluies, correspond aux trois modifications de la circulation atmosphérique suivantes (figure 8.12) :

- une association entre les niveaux géopotentiels 1 000 et 200 hPa avec, dans les basses couches, un renforcement de la circulation d'est et, dans les hautes couches, un ralentissement, voire un renversement, de la circulation normale d'est (anomalies d'ouest);
- une configuration de vents particulière à 200 hPa, en forme de cœur, symétrique par rapport à l'équateur, localisée sur l'Afrique de l'est, vers 20°E, et sur l'océan Indien. Dans la partie ouest de cette structure, au-dessus de l'Afrique de l'est, on observe une divergence des vents avec la formation de deux structures anticycloniques (zones de hautes pressions), et dans la partie est, au-dessus de l'Indonésie, une convergence d'anomalies de vent, avec sur les flancs nord et sud, une réduction de la pression. Cette configuration est associée à un renforcement de la convection profonde en surface (plus d'humidité spécifique et spatialement très étendue) avec un plus grand dégagement de chaleur latente dans l'atmosphère qui conduit à une divergence d'altitude.
- un dipôle de pression est-ouest dans les basses couches sur l'océan Indien, combiné à un dipôle d'humidité. En relation avec ce gradient est-ouest de pression entre l'océan Indien occidental et la zone de l'Atlantique équatorial et du bassin du Congo, on note la présence d'anomalies de vents en Afrique de l'est.
- une anomalie de confluence des vents à 1 000 hPa au large de la Somalie.

Cette concordance entre les anomalies de circulation atmosphérique associées à l'ENSO et celles associées aux pluies a déjà été montrée par Mutai et Ward (1999).

Ainsi, sur l’Afrique de l’est et l’océan Indien, cette combinaison de conditions atmosphériques favorise la composante zonale de la circulation divergente, mais son sens de circulation est inversé par rapport à la normale, ce qui conduit à une augmentation des précipitations sur l’Afrique de l’est. On observe, en effet, une anomalie de convergence des vents dans les basses couches, en liaison avec une zone-source de libération de chaleur latente issue d’un océan Indien plus chaud et d’un échauffement du continent proche. Cela favorise l’ascendance et la divergence d’altitude, de part et d’autre de la zone équatoriale. Ce résultat est à mettre en relation avec les travaux de Gill (1980) qui étudie, par l’intermédiaire d’un modèle analytique, les réponses de l’atmosphère tropicale à la présence d’une source de chaleur en surface. Il considère qu’un grand nombre d’asymétries est-ouest de circulation peuvent être mises en relation avec un réchauffement concentré sur un espace continental limité, localisé dans la zone équatoriale. Ces résultats signifient qu’une concentration de chaleur en surface sur un espace continental engendre une convergence de vents d’ouest et d’est (en relation avec la circulation zonale de type Walker) sur l’équateur, avec à l’ouest de la zone forcée, la mise en place de deux cellules de basses pressions (figure 8.13a). En haute troposphère, le schéma inverse se produit, avec la présence d’une zone de divergence et de deux anticyclones symétriques par rapport à l’équateur (figure 8.13b), que l’on retrouve très nettement sur la figure 8.12, en relation avec une augmentation des précipitations. On identifie également cette structure dans les composites associées à l’ENSO, avec les anomalies de vents à 200 hPa, les hautes pressions au centre de la structure, et les basses pressions au nord et au sud (figure 8.11). Ceci est très cohérent avec la mise en place d’une structure pluviogène, conduisant à des excédents pluviométriques au cours de la petite saison des pluies d’octobre-décembre.

Or, en année normale, c’est la branche subsidente de la cellule équatoriale est-ouest de type Walker, présente sur l’océan Indien, qui est localisée en Afrique de l’est et non une zone d’ascendance (figure 8.13z). Nos résultats montrent pour la première fois que la théorie de la structure de Gill est fondée et s’observe en utilisant les données de réanalyse et confirment le fait que le forçage de l’ENSO est en relation avec une réduction de cette cellule équatoriale au cours de la petite saison des pluies, voire même un renversement de la circulation au sein de cette cellule. Cette configuration pourrait ainsi être responsable des précipitations anormalement élevées enregistrées lors d’événements El Niño.

— Cas des années sèches et humides non conformes

Toutefois, quelques années ne se conforment pas à ce schéma général. Par exemple, des conditions anormalement humides sont enregistrées en Afrique de l’est sans l’existence

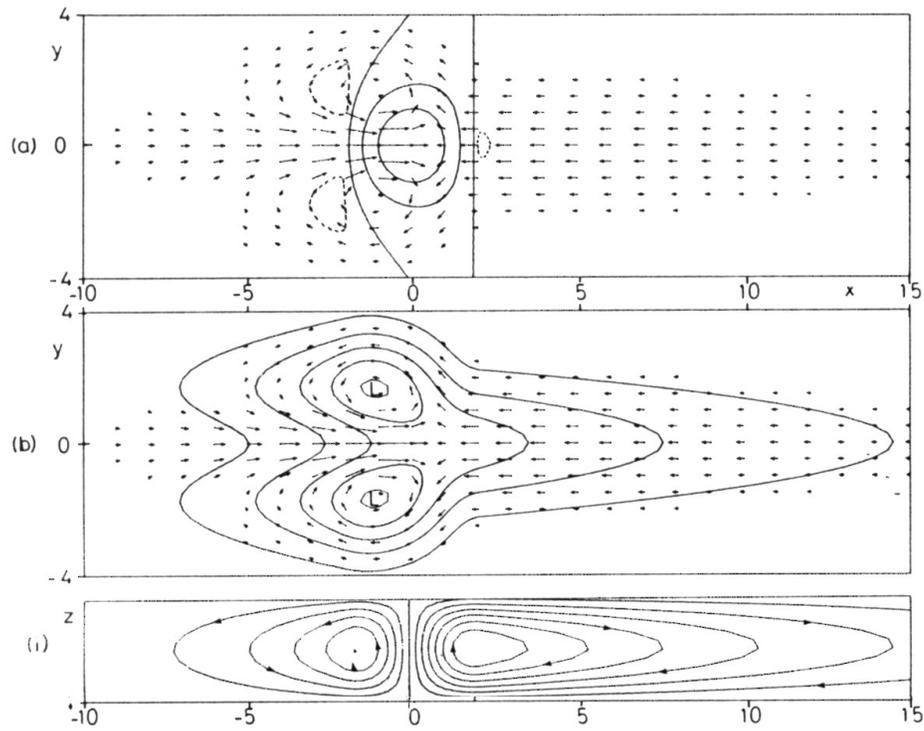


FIG. 8.13 – *Modélisation de la circulation tropicale induite par un forçage de chaleur d'après les travaux de Gill (1980)*

(a) *structure dans les basses couches de l'atmosphère*

(b) *structure dans les hautes couches de l'atmosphère*

(c) *coupe de la composante zonale de la circulation divergente de l'atmosphère*

d'un événement El Niño dans le Pacifique. C'est le cas, par exemple, des années 1967, 1978 et plus encore de 1961. Ces situations sont rares, mais les précipitations peuvent alors être exceptionnellement fortes, comme en 1961. Les inondations de 1961 résultent d'un renversement complet de la circulation zonale de type Walker dans tout le bassin océanique Indien, identifié à la fois par les TSO, le vent de surface et la divergence (Reverdin *et al.*, 1986; Beltrando et Cadet, 1990; Kapala *et al.*, 1994). Au cours du trimestre OND, les vents d'ouest équatoriaux, dans les basses couches, ont été remplacés par des vents d'est. Cette caractéristique inhabituelle montre bien que l'affaiblissement de la circulation est-ouest de type Walker sur l'océan Indien, et peut être même sur l'Afrique, peut intervenir en dehors des années ENSO.

Nous avons étudié les situations pour lesquelles le modèle de régression, basé sur les TSO du Pacifique équatorial oriental, n'arrive pas à déterminer les quantités précipitées observées, c'est-à-dire les années où il y a une complète déconnexion entre l'occurrence d'un ENSO et les anomalies de précipitations, comme par exemple pour les années 1978,

1993 ou 1997. Nous avons effectué des analyses composites sur les années non conformes de la période 1968-1997. Les composites obtenues atteignent rarement le seuil de signification de 95% associé au test en t de Student et ne sont donc pas présentées. Malgré tout, l'absence d'un signal fort et significatif indique que des causes d'origine différente de l'installation de conditions plus humides ou plus sèches prévalent pour chacune des années de la composite. Quelques années anormalement sèches, comme 1987 et 1993, coïncidant avec la présence d'un événement El Niño, ont enregistré des anomalies de vents d'ouest dans l'océan Indien, mais sont restées spatialement concentrées sur la partie équatoriale occidentale. On peut supposer que, pour ces années, des cellules est-ouest de circulation d'échelle plus régionale se sont développées sur l'océan Indien équatorial, à la place d'une cellule unique est-ouest de type Walker. L'année 1978 montre ce type de configuration, mais, dans ce cas, il s'agit d'une année anormalement humide. D'autres années n'enregistrent pas d'anomalies récurrentes de circulation. En revanche, des années sèches comme 1987 montrent des anomalies d'est à 700 hPa sur le bassin du Congo, ce qui peut signifier une réduction de l'advection d'humidité arrivant de l'est. Toutefois, nous n'avons pas identifié d'équivalent de cette configuration dans le cas d'années pluvieuses. Donc, les ENSO (LNSO) sont généralement associés à des anomalies récurrentes de la circulation atmosphérique induisant des anomalies pluviométriques positives (négatives). En revanche, quelques anomalies pluviométriques interviennent sans ENSO ou LNSO, mais elles sont engendrées par des configurations climatiques très variables. L'approche statistique n'est plus adaptée, étant donné la faible longueur des séries disponibles.

Les variations interannuelles des précipitations en Afrique orientale au cours de la petite saison des pluies d'octobre-décembre sont, le plus souvent, liées à l'occurrence d'événements ENSO/LNSO. La téléconnexion entre les deux se fait à l'échelle globale, *via* la circulation zonale de type Walker (composante zonale de la circulation divergente) présente dans l'océan Indien. En année ENSO, cette circulation est-ouest est atténuée, elle peut même se renverser. Une zone d'ascendance vient alors se substituer à la zone de subsidence localisée au-dessus de l'Afrique de l'est, ce qui favorise un développement plus important de la pluviogénèse sur cet espace. Pour les années qui ne sont pas soumises de cette téléconnexion, aucun signal océano-atmosphérique significatif ne se dégage, chaque année ayant une configuration atmosphérique spécifique.

8.3 Saison des pluies d'été austral (janvier-mars)

Dans le chapitre précédent, nous avons identifié deux espaces en Afrique tropicale qui enregistrent des téléconnexions significatives entre les variations interannuelles des précipitations au cours de janvier-mars et les anomalies de TSO dans l'Atlantique tropical sud et/ou le Pacifique équatorial oriental. Il s'agit premièrement des pays autour de la baie du Biafra : sud du Nigeria, ouest du Cameroun, Guinée équatoriale et quart nord-ouest du Gabon (zone 4 sur la figure 8.1). Cette région est sous l'influence combinée de l'ENSO et des variations de TSO de l'Atlantique tropical sud. Le second espace mis en évidence se localise en Afrique australe et comprend le centre de l'Afrique du Sud, le Lesotho, l'extrême sud du Botswana, ainsi que l'extrême sud-est de la Namibie (zone 5 sur la figure 8.1). Les précipitations sur cet espace enregistrent une téléconnexion significative unique avec l'ENSO.

Dans un premier temps, nous présentons la circulation atmosphérique de janvier-mars associée aux épisodes ENSO/LNSO et aux fortes anomalies positives et négatives des TSO de l'Atlantique tropical sud sur la période 1968-1997. Dans un deuxième temps, nous proposons deux études régionales sur les précipitations, l'une sur la partie orientale du golfe de Guinée et l'autre sur l'Afrique du Sud.

Nous présentons de manière succincte une description de la circulation atmosphérique moyenne en janvier-mars sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien qui intéresse les deux espaces étudiés. Nous précisons que les cartes moyennes de l'atlas ont été limitées à 35°S, ce qui ne permet pas de décrire l'ensemble des interactions de la circulation atmosphérique entre le domaine tropical et le domaine tempéré intervenant au sud de l'Afrique australe.

Dans les basses couches de l'atmosphère, l'Afrique australe est sous l'influence des conditions océano-atmosphériques atlantiques et indiennes, notamment des deux anticyclones de Sainte-Hélène et des Mascareignes, en relation avec la configuration en V du continent à ces latitudes. Les alizés dans l'Atlantique sud sont canalisés entre l'anticyclone de Sainte-Hélène et la dépression centrée sur l'Angola (figure 8.14). Au départ de secteur sud, les alizés sont ensuite déviés par cette dépression vers le continent africain, du golfe de Guinée à l'Afrique australe, et prennent une orientation sud-ouest/nord-est. La partie orientale de l'Afrique australe est sous la domination d'un flux d'est directement associé à l'anticyclone des Mascareignes. Sur cet espace, trois flux convergent : un flux de sud-est relativement stable et peu chargé en humidité et deux flux équatoriaux de nord-est et d'ouest apportant de l'air très instable, chargé en humidité, respectivement

sur l'océan Indien équatorial et l'Atlantique sud.

Dans les couches moyennes, la circulation atmosphérique est zonale. Sur le golfe de Guinée, on observe un flux d'est bien marqué, dans une zone de basses pressions relatives. Plus au sud, au-dessus de l'Afrique australe, on remarque la présence d'un noyau de hautes pressions centré sur l'Angola, avec installation d'une circulation anticyclonique (figure 8.15).

Dans la haute troposphère, le golfe de Guinée reste sous la domination d'un flux d'est. La situation est plus complexe au-dessus de l'Afrique australe. On observe un noyau de hautes pressions avec, sur sa marge sud, une circulation d'ouest, noyau au sein duquel on localise le JSO, au sud de 25°S (figure 8.16).

8.3.1 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de TSO de l'Atlantique tropical sud et du Pacifique équatorial oriental

Les années correspondant aux événements chauds et froids enregistrés dans l'Atlantique tropical sud au cours de l'été austral, sélectionnées pour le calcul des composites atmosphériques sur la période 1968-1997, sont présentées dans le tableau 8.9.

Composites	Années
chaud	1969, 1973, 1974, 1983, 1984, 1985, 1986, 1988, 1989, 1995, 1996
froid	1968, 1970, 1976, 1978, 1980, 1981

TAB. 8.9 – *Années prises en compte pour le calcul des composites associées aux TSO de l'Atlantique tropical sud en janvier-mars (1968-1997)*

L'analyse de la composite "chaud-froid" des conditions thermiques de surface de l'Atlantique tropical sud, au cours de l'été austral, montre que des températures plus élevées que la normale sont associées à des modifications significatives de la circulation atmosphérique sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien, essentiellement dans la basse troposphère (figure 8.17).

À 1 000 hPa, on observe :

- un affaiblissement de l'anticyclone de Sainte-Hélène ;
- un ralentissement significatif des alizés de sud-est dans tout le bassin de l'Atlantique sud ;
- une diminution de la pénétration des alizés de sud-ouest sur le golfe de Guinée et les

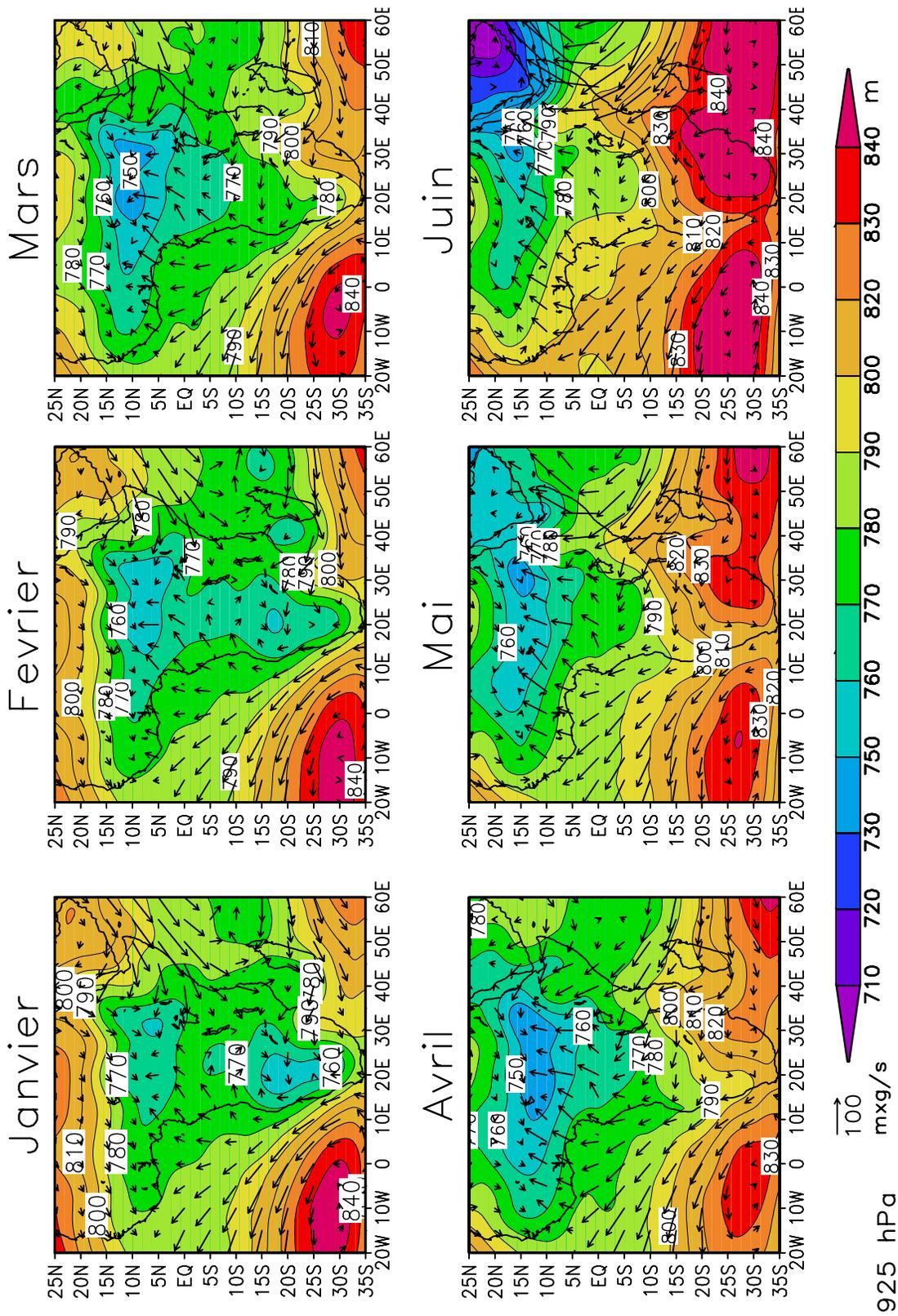


FIG. 8.14 – Géopotiel et flux d'humidité à 925 hPa (1968-1998)

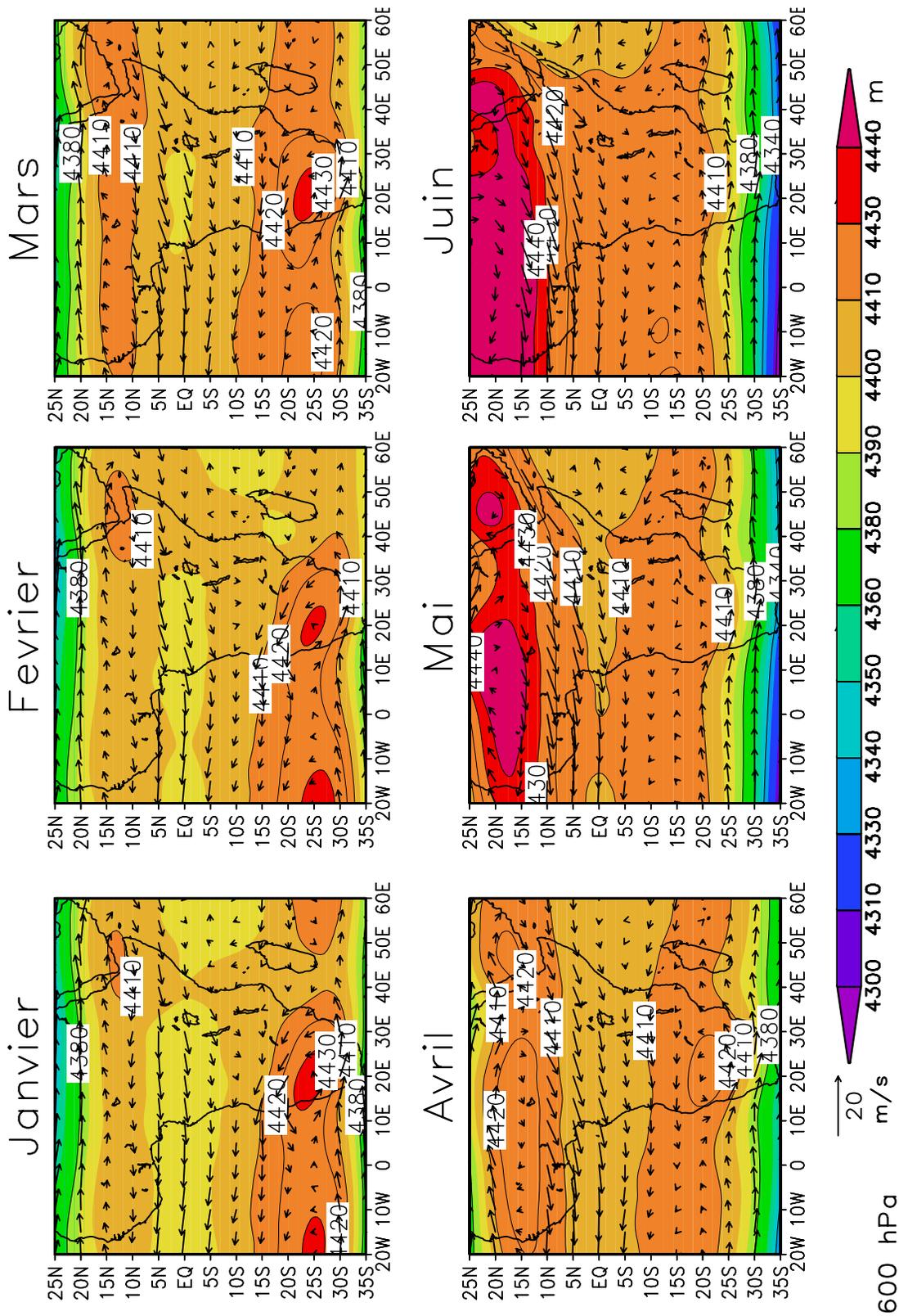


FIG. 8.15 – Géopotiel et vents à 600 hPa (1968-1998)

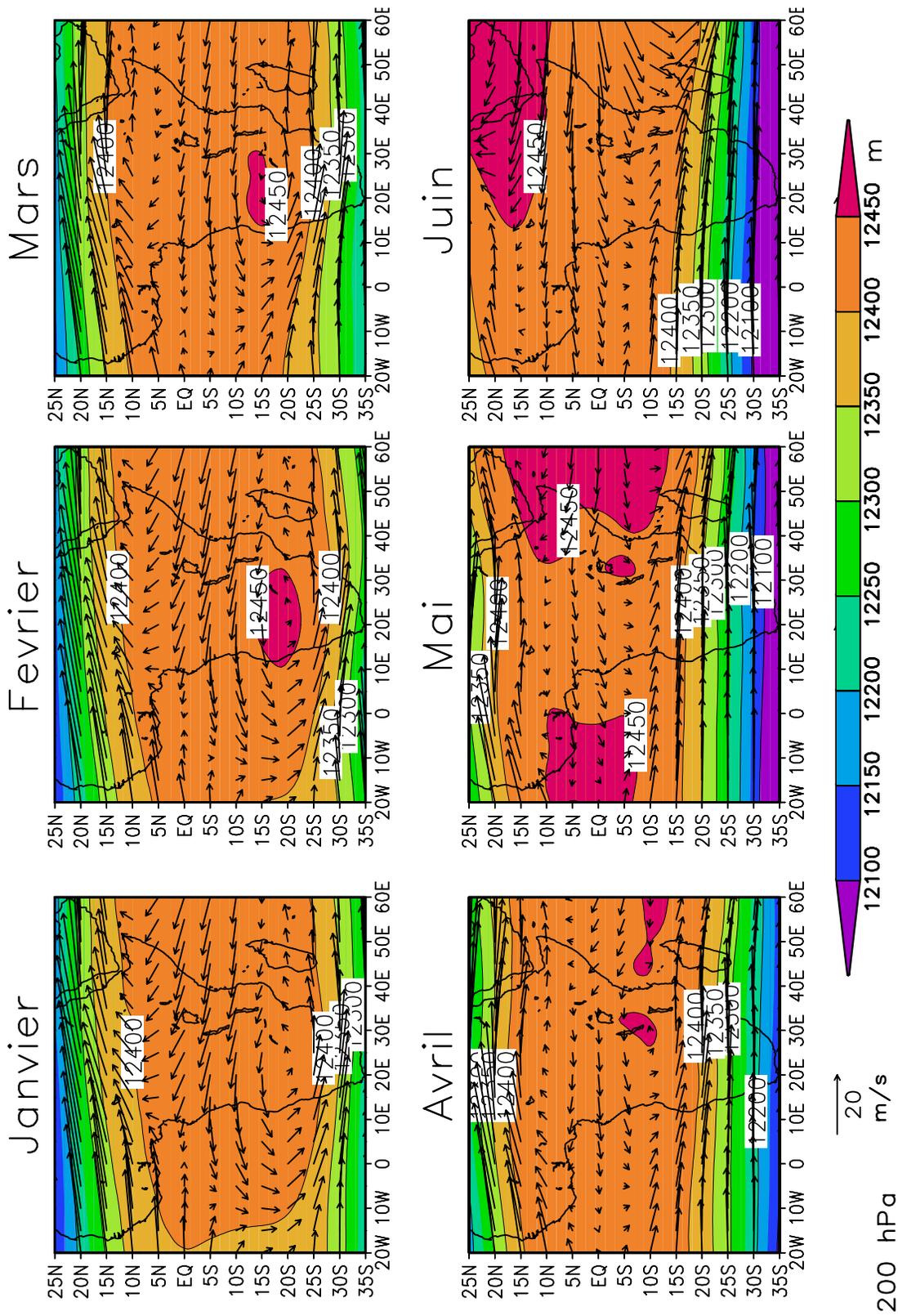


FIG. 8.16 – Géopotiel et vents à 200 hPa (1968-1998)

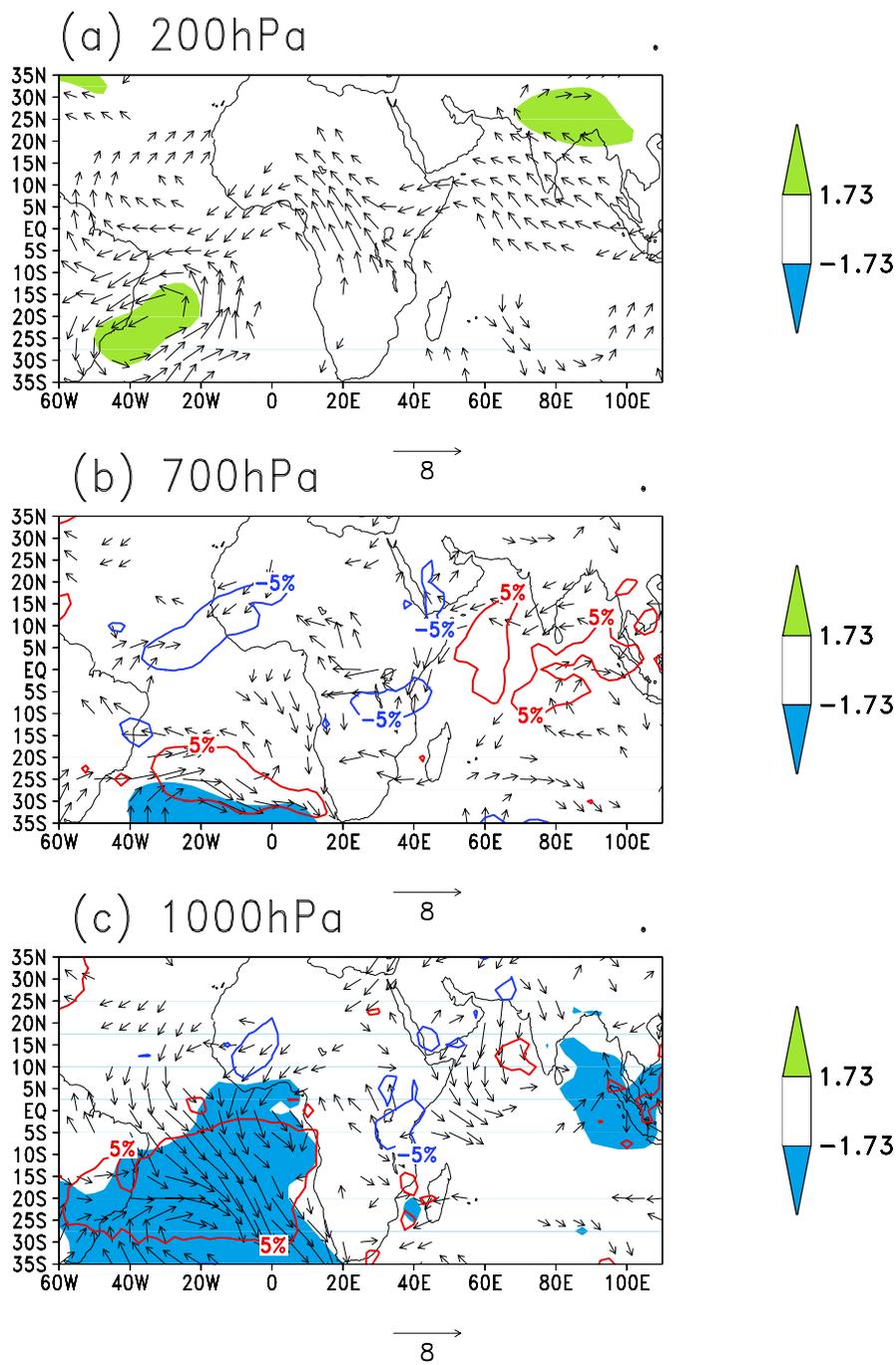


FIG. 8.17 – Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associées aux TSO de l'océan Atlantique sud en janvier-mars (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

terres environnantes (anomalies de vents de nord-est autour du golfe caractérisant un harmattan plus fort) ;

- une augmentation de l’humidité de l’air au-dessus des eaux plus chaudes de l’Atlantique, localisée entre 5°S et 30°S.

Ces conditions sont défavorables à la pénétration d’un flux d’humidité provenant de l’Atlantique sur le continent africain, pouvant générer une diminution des précipitations sur le continent.

Globalement, comme pour le trimestre juillet-septembre, les variations de TSO en JFM dans l’Atlantique tropical sud sont généralement associées à des modifications de la circulation atmosphérique d’échelle régionale qui touchent essentiellement le bassin Atlantique et la façade ouest du continent. On note, en effet, l’absence de tout signal atmosphérique significatif dans la moyenne et la haute troposphère au cours d’une phase de réchauffement des eaux de surface de ce bassin.

Nous avons effectué la même analyse à partir des années anormalement chaudes et froides dans le Pacifique équatorial oriental. La différence "chaud-froid" met en évidence des résultats d’échelle spatiale différente par rapport à SATL (figure 8.18). Ces résultats ont été obtenus à partir des deux séries d’années présentées dans le tableau 8.10.

Composites	Années
chaud	1969, 1970, 1973, 1983, 1987, 1992, 1995
froid	1968, 1971, 1974, 1975, 1976, 1985, 1986, 1989, 1996

TAB. 8.10 – *Années prises en compte pour le calcul des composites des anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental en janvier-mars (1968-1997)*

L’occurrence d’événements ENSO dans le Pacifique est fréquemment associée, sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien, à (figure 8.18) :

- une augmentation généralisée de la pression à 1 000, 700 et 200 hPa, qui conduit à des anomalies de subsidence dans toute l’atmosphère ;
- à 200 hPa, un affaiblissement de la circulation d’est sur l’océan Indien, et plutôt une accélération de la circulation d’ouest (et donc du JSO) au-dessus de l’Atlantique et de l’Afrique ; au-dessus de l’Afrique australe, les anomalies d’ouest à 200 hPa peuvent être interprétées comme une position plus au nord que la normale du JSO.
- à 1 000 hPa, un renforcement des alizés sur l’Atlantique tropical sud, accompagné d’un affaiblissement de ceux sur l’Atlantique tropical nord. Cette situation

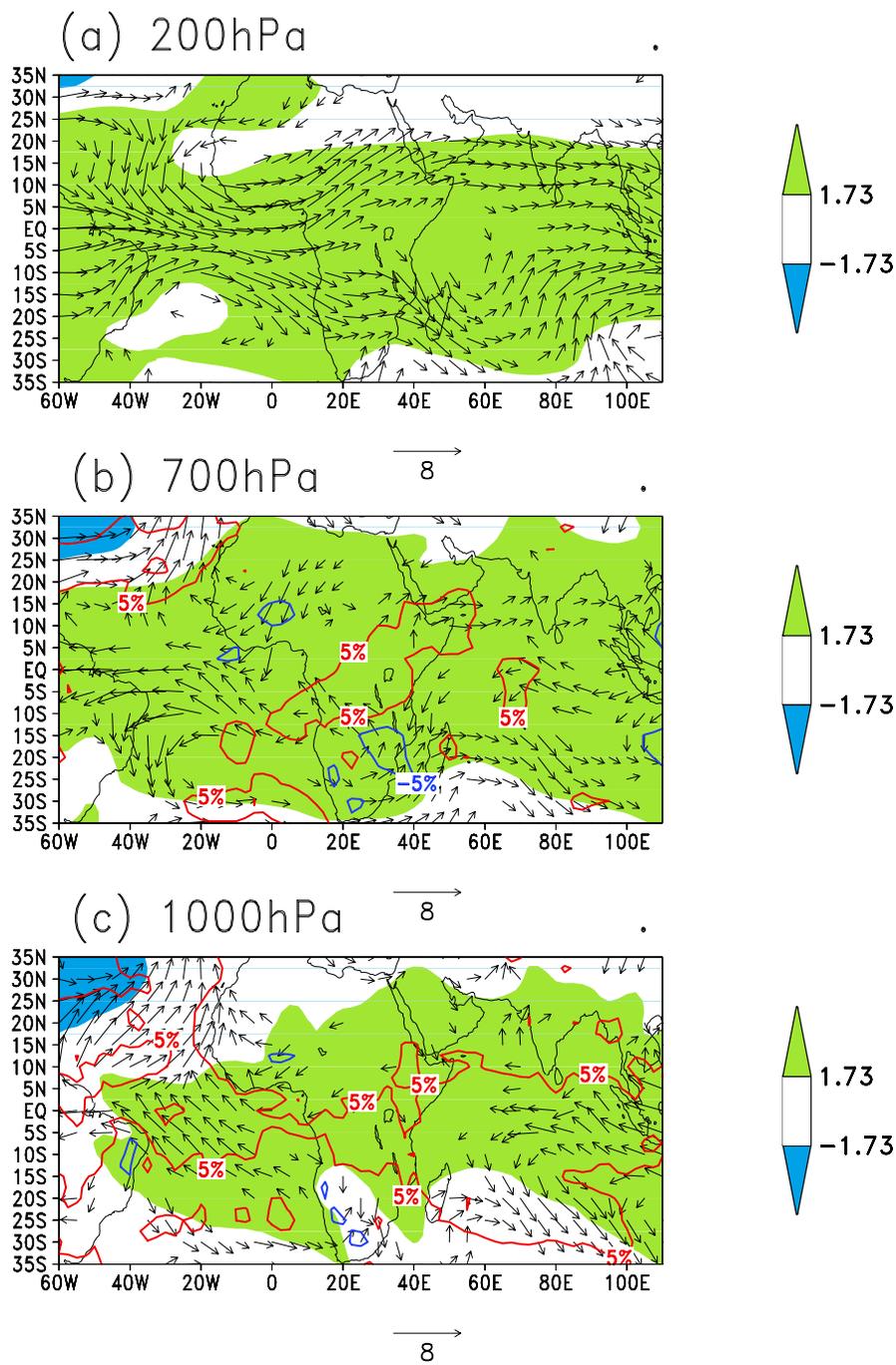


FIG. 8.18 – Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP des TSO du Pacifique équatorial oriental en janvier-mars

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

peut être associée à un renforcement de la cellule de Hadley sud, et donc à un déplacement très au nord de la ZCIT ;

- un renforcement de l'harmattan (anomalies de vents de nord-est) en Afrique occidentale à 1 000 hPa ;
- un augmentation de l'humidité de l'air au-dessus de l'océan Indien, de l'Afrique équatoriale et de l'Atlantique nord-équatorial, parallèlement à un déficit d'humidité en Afrique de l'ouest et en Afrique australe, visible à 1 000 comme à 700 hPa.

Les anomalies de circulation atmosphérique significatives associées aux événements ENSO sont spatialement étendues : elles affectent l'ensemble du domaine Atlantique-Afrique-Indien dans toute la troposphère. Cette situation laisse supposer l'existence d'un signal d'échelle globale, qui se développe *via* la composante zonale de la circulation divergente (anomalies significatives à 1 000 et 200 hPa). Ainsi, le développement d'un événement ENSO est-il associé à une modification de la circulation atmosphérique sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien, *via* les circulations zonales dans l'Atlantique et dans l'océan Indien, avec, d'une part, un déplacement vers l'est de la circulation est-ouest dans l'Atlantique et, d'autre part, un affaiblissement de celle située dans l'océan Indien.

En comparant les figures 8.17 et 8.18, on remarque que l'impact des anomalies de TSO dans l'Atlantique tropical sud sur la circulation atmosphérique est d'échelle plutôt régionale, ce qui n'est pas le cas de l'impact des variations de TSO du Pacifique équatorial oriental. En effet, les anomalies de SATL forcent la circulation atmosphérique uniquement au niveau du bassin océanique et du continent africain adjacent (Poccard *et al.*, 1998). Par ailleurs, les modifications significatives de la dynamique atmosphérique sont localisées essentiellement dans la basse et la moyenne troposphère. Le Pacifique équatorial oriental, géographiquement plus éloigné, a quant à lui, un impact d'échelle globale : les anomalies de circulation atmosphérique associées sont significatives dans toute l'atmosphère et sur l'ensemble du domaine étudié.

8.3.2 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations dans la baie du Biafra

— Analyse générale

Le trimestre janvier-mars est un trimestre de transition dans le cycle saisonnier des pluies dans la partie est du golfe de Guinée. Les mois de décembre et janvier correspondent à la grande saison sèche et, à partir de février, c'est le démarrage de la petite saison des pluies qui va se prolonger jusqu'en juin. Les quantités précipitées au cours du trimestre JFM sont relativement faibles. Sur la zone côtière du Cameroun, les cumuls

bimestriels décembre-janvier sur la période 1951-1993 sont, en moyenne, de 78 mm à la station de Douala et de 163 mm à celle de Kribi (Tchiadeu, 2000). Ceci s'explique par le fait que cet espace côtier se situe, au cours de JFM, dans la zone du front inter-tropical, trace au sol de la ZCIT.

L'analyse par régression multiple a montré que les pluies de cette saison de transition dans la baie du Biafra ont une relation significative avec les deux indices de TSO, ENSO et SATL. Des conditions plus sèches (humides) tendent à apparaître lors d'un événement El Niño (La Niña) et lors d'anomalies positives (négatives) de TSO dans l'Atlantique tropical sud.

L'étude de la différence "sec-humide" au cours de janvier-mars dans la baie du Biafra est fondée sur neuf années sèches et six années humides (tableau 8.11).

Composites	Années
sec	<u>1974</u> , 1983 , 1984, 1987 , <u>1989</u> , 1990, 1993, 1994, 1995
humide	1969, 1970 , <u>1976</u> , 1979, 1991, 1996

TAB. 8.11 – *Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations dans la baie du Biafra en janvier-mars (1968-1997)*

— *en gras : année ENSO (année +1)*

— *souligné : année LNSO (année + 1)*

d'après la classification de Ropelewski et Halpert (1996)

La figure 8.19 montre des modifications significatives de la circulation dans les basses couches avec :

- un renforcement de l'anticyclone centré sur le Sahara ;
- un renforcement de l'harmattan soufflant en direction de l'Afrique soudano-sahélienne et guinéenne ;
- un déficit d'humidité très étendu en Afrique occidentale et orientale et sur l'Atlantique équatorial ;
- un affaiblissement des alizés dans l'Atlantique sud.

Ces anomalies de la circulation atmosphérique dans la basse troposphère sont cohérentes entre elles et soulignent une position de la ZCIT plus au sud que la normale. Alors qu'au cours de ce trimestre, la ZCIT, en Afrique de l'ouest, commence progressivement sa migration vers le nord, ces conditions sont en accord avec un retard de cette migration et donc un retard du démarrage de la saison des pluies.

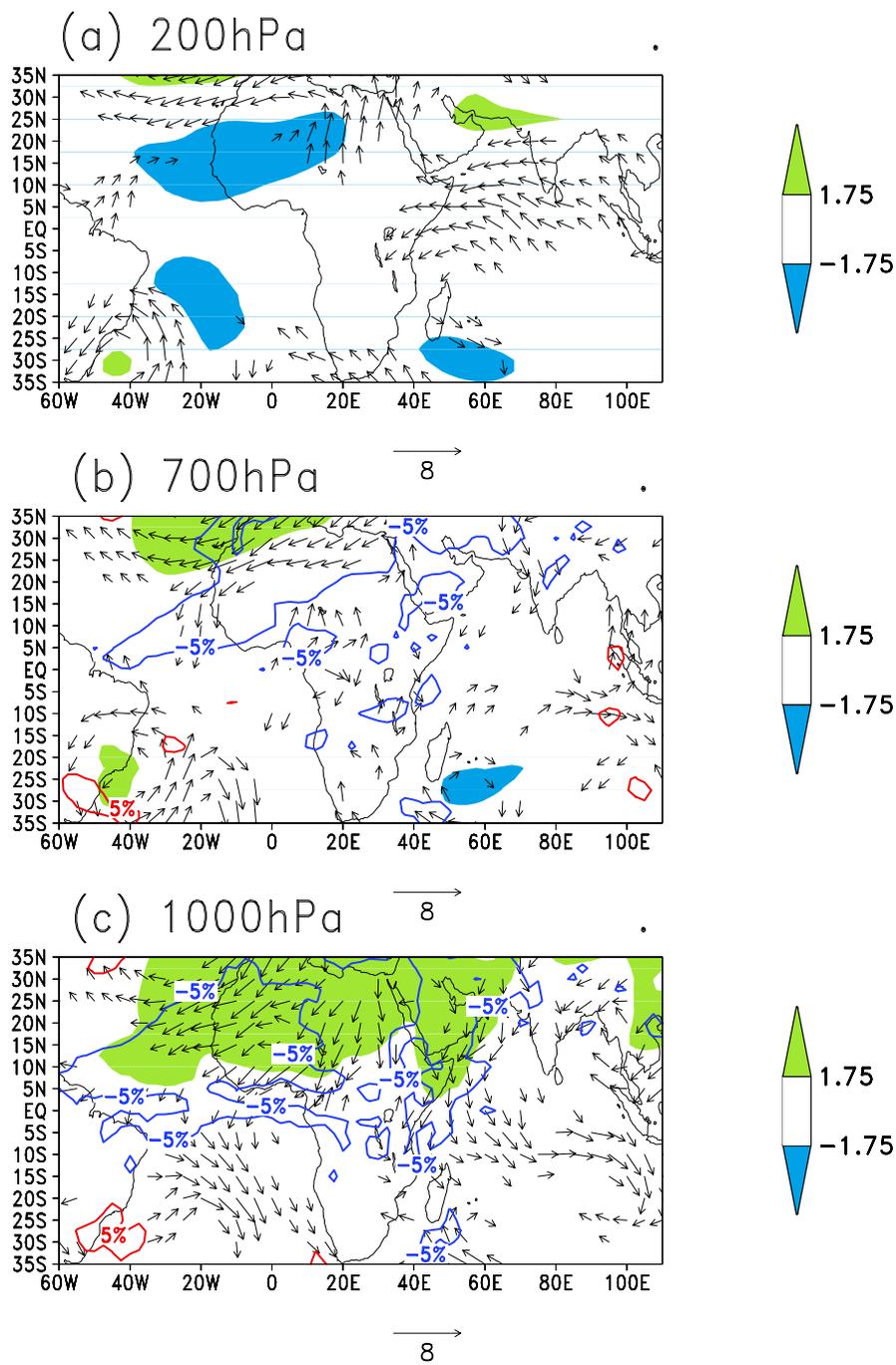


FIG. 8.19 – Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations dans la baie du Biafra en janvier-mars (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

En confrontant ces configurations à celles des composites "chaud-froid" de SATL (figure 8.17) et NIÑO3 (figure 8.18), il semble que les deux signaux de TSO interviennent conjointement. Il est à noter que sur l'océan Atlantique, à l'exception du golfe de Guinée, les anomalies de vent s'opposent entre les composites de SATL et de NIÑO3. Il est intéressant de noter que ces configurations contrastées, qui indiquent un déplacement anormal vers le sud de la branche océanique de la ZCIT dans la composite SATL, ont des conséquences similaires le long des côtes du golfe de Guinée : un prolongement de la saison sèche.

L'absence d'un signal de vents dans les basses couches sur l'Atlantique équatorial dans la composite "sec-humide" peut matérialiser, en fait, la surimposition de ces deux dynamiques opposées, aboutissant à des conditions plus sèches dans la partie orientale du golfe de Guinée.

— **Cas des années sèches et humides non conformes**

Bien qu'environ 40% de la variance des précipitations soient expliqués par les deux prédicteurs de TSO, NIÑO3 et SATL, quelques années enregistrent des cumuls pluviométriques qui s'écartent fortement des prévisions du modèle de régression. Nous avons analysé ces situations en comparant les années qui ont des forts et faibles résidus de précipitations dans la région du Biafra.

Nous avons extrait les années non conformes, celles qui présentent des anomalies de précipitations en désaccord avec le modèle basé sur les TSO (tableau 8.12). Cependant, il faudra être prudent dans l'interprétation des résultats du fait du faible nombre d'années qui constituent nos deux échantillons.

Composites	Années
sec	1973, 1984, 1985, 1989
humide	1968, 1970, 1976, 1978

TAB. 8.12 – *Années non conformes prises en compte pour le calcul des composites obtenues à partir des résidus du modèle de régression sur les précipitations dans la baie du Biafra en janvier-mars (1968-1997)*

Les composites "sec-humide" obtenues à partir de ces échantillons montrent l'importance des advections d'air froid à travers le Sahara oriental à 1 000 comme à 700 hPa (figure 8.20). Le renforcement de la pression sur le Sahara est cohérent avec le renforcement des flux de nord-est qui signent l'harmattan et touchent la zone soudano-sahélienne à guinéenne. On note également une réduction de l'humidité de l'air dans les basses

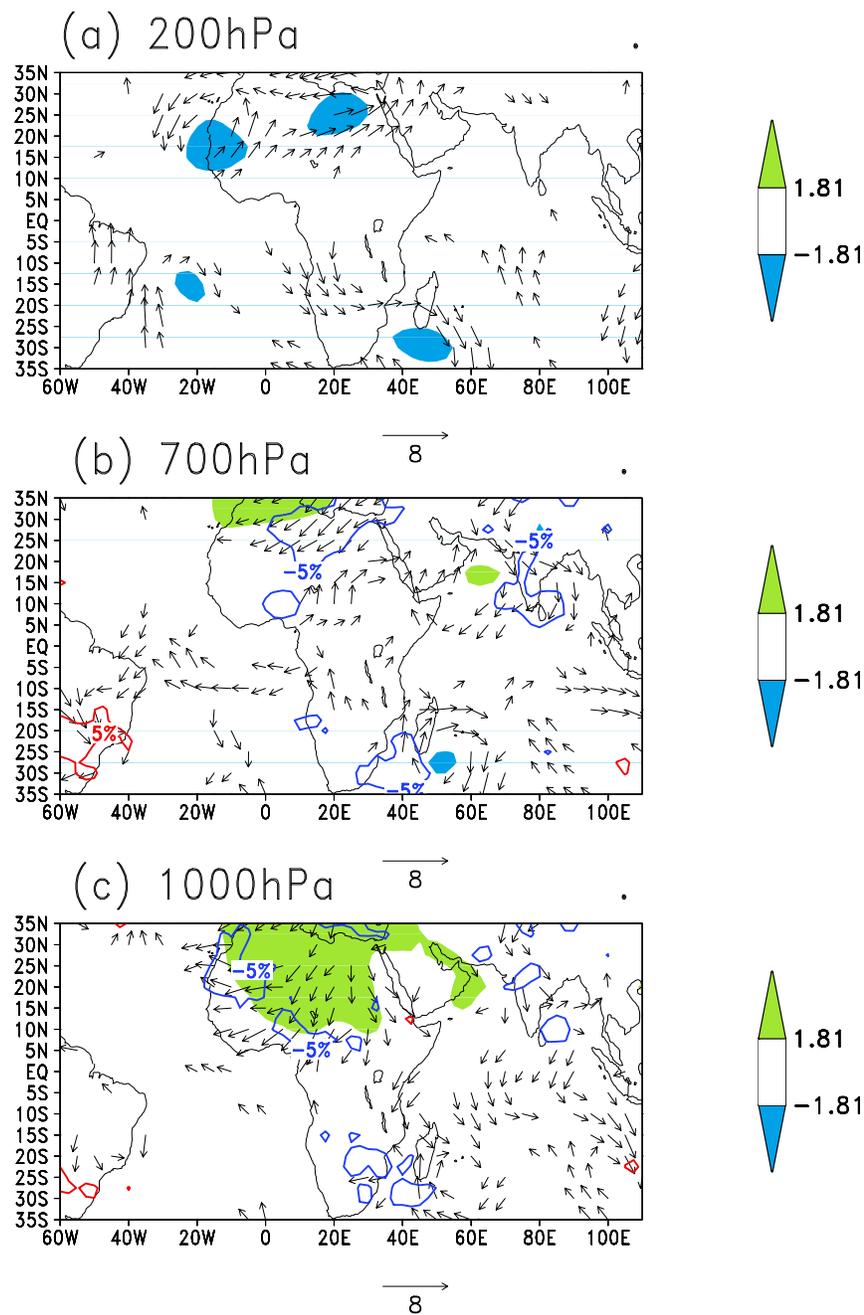


FIG. 8.20 – Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations en années non conformes dans la baie du Biafra en janvier-mars (1968-1997)

- Vecteurs: anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleur: anomalies de hauteur géopotentielle
- Contours: anomalies d'humidité spécifique (bleu: négatif; rouge: positif)

Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

couches, par exemple autour de la baie du Biafra. Ceci constitue le signal majeur relatif aux situations non conformes choisies. Par ailleurs, on ne détermine aucun signal d'origine océanique, ni dans l'Atlantique, ni dans l'océan Indien. La situation identifiée à 1 000 hPa se retrouve de façon plus atténuée dans la moyenne troposphère (anomalies de vents de nord-est et réduction de l'humidité). Les anomalies les plus marquées, pour des années sèches comme 1979-1981 ou 1989-1990, montrent un renforcement des vents de nord-est à 700 hPa en Afrique de l'ouest, pouvant indiquer une plus forte inclinaison de la pente de l'équateur météorologique (Camberlin *et al.*, 2000).

Ainsi, en plus du rôle prépondérant joué par les configurations de TSO sur la variabilité pluviométrique le long des côtes du golfe de Guinée entre janvier et mars, on peut suggérer l'influence d'un forçage purement atmosphérique, probablement lié aux conditions de surface continentale d'Afrique boréale.

La variabilité interannuelle des précipitations dans la baie du Biafra au cours de la période de transition janvier-mars est généralement associée aux fluctuations des TSO du Pacifique équatorial oriental et de l'Atlantique tropical sud. La téléconnexion s'effectue *via* la circulation atmosphérique d'échelle régionale, au sein du bassin Atlantique, et essentiellement dans les basses couches. L'occurrence d'un ENSO (LNSO) et/ou d'un réchauffement (refroidissement) des TSO de l'Atlantique tropical sud a tendance à prolonger (réduire) la saison sèche pendant la période janvier-mars. Cet allongement peut être associé à un blocage de la ZCIT au sud de la zone, qui a pour effet de retarder le démarrage de la saison des pluies. Pour les années où cette téléconnexion n'est pas avérée, les conditions de surface continentale nord-africaine peuvent moduler régionalement la circulation atmosphérique dans les basses couches et conduire aux mêmes conséquences.

8.3.3 Circulation atmosphérique associée aux anomalies de précipitations en Afrique australe

La dernière étude que nous avons menée concernant le rôle de la circulation atmosphérique dans les téléconnexions, entre les anomalies de conditions de surface océanique et la variabilité pluviométrique en Afrique, porte sur l'Afrique australe. Nous cherchons à mesurer l'apport des données de réanalyse dans la compréhension des mécanismes at-

mosphériques qui modulent les précipitations estivales au cours de l'unique saison des pluies en Afrique australe tropicale.

Le trimestre janvier-mars correspond à la seconde moitié de la saison des pluies dont bénéficie l'Afrique australe, qui s'étend, en moyenne, d'octobre à mars. La variabilité des pluies estivales est à mettre, en partie, en relation avec la succession d'événements ENSO et LNSO dans le Pacifique. La régression multiple, effectuée précédemment, retient l'indice de TSO NIÑO3 comme étant le seul prédicteur significatif pouvant contribuer à expliquer la variabilité des pluies estivales en Afrique australe. Nous avons choisi d'étudier cette téléconnexion à partir de la région qui enregistre la plus forte corrélation avec l'ENSO, intégrant le centre de l'Afrique du Sud, ainsi que les marges sud du Botswana et de la Namibie (figure 8.1 zone 5). Les étés anormalement secs (humides) sont fréquemment associés à l'occurrence d'un événement El Niño (La Niña) dans le Pacifique.

La composite "sec-humide" est obtenue à partir de sept années anormalement humides et onze années anormalement sèches (tableau 8.13). On note qu'il y a une bonne concordance entre les années sèches (pluvieuses) et l'occurrence d'événements ENSO (LNSO), à l'exception de 1968. Richard *et al.* (2000b) montrent qu'avant 1970 il y avait beaucoup plus de discordances dans l'association entre ENSO (LNSO) et années sèches (pluvieuses) qu'après 1970. Par ailleurs, on remarque que beaucoup d'années sèches et pluvieuses ne sont pas expliquées par un ENSO ou un LNSO.

Composites	Années
sec	<u>1968</u> , 1970 , <u>1973</u> , 1979, 1980, 1982, 1983 , 1984, 1986, 1987 , 1992
humide	<u>1972</u> , <u>1974</u> , <u>1976</u> , 1981, 1988, 1991, 1994

TAB. 8.13 – *Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations en janvier-mars en Afrique australe (1968-1997)*

— *en gras* : années ENSO +1

— *souligné* : années LNSO +1

d'après la classification de Ropelewski et Halpert (1996)

Les étés anormalement secs en Afrique australe sont associés à des anomalies significatives dans la circulation atmosphérique sur le domaine Atlantique-Afrique-Indien (figure 8.21). Les configurations remarquables sont les suivantes :

- à 200 hPa, une structure d'onde sud-ouest/nord-est localisée entre l'Atlantique tropical sud et le canal du Mozambique. Cette structure, caractérisée par une anomalie

de rotation cyclonique sur le sud-ouest du subcontinent, est associée à l'affaiblissement de la dépression centrée sur l'Angola (figure 8.14). Dans le même temps, la rotation anticyclonique située habituellement au-dessus de l'Angola (figure 8.16) est déportée plus à l'est.

- une anomalie anticyclonique particulièrement forte à 1 000 et à 700 hPa au-dessus de l'Afrique australe occidentale, en association avec une réduction de l'humidité spécifique ;
- dans la basse troposphère, un dipôle de pression entre l'Afrique australe (anomalies de hautes pressions) et l'océan Indien, à l'est de Madagascar (anomalies de basses pressions), qui est cohérent avec un dipôle d'humidité caractérisé par une diminution (augmentation) sur le continent (sur l'océan Indien occidental).

Ces résultats confirment ceux de Tyson (1987), Preston-Whyte et Tyson (1997) et Jury (1996). En revanche, quelques différences sont à noter avec les travaux de Rocha et Simmonds (1997b) pour les configurations de la haute troposphère. Les anomalies d'ouest en haute atmosphère sont correctement reproduites, mais leurs analyses sont réduites aux précipitations sur l'Afrique du sud-est, c'est-à-dire un peu plus au nord par rapport à l'espace que nous étudions. Cependant, les configurations de vents de surface et de flux d'humidité qu'ils obtiennent sur l'océan Indien sont tout à fait similaires à celles de la figure 8.21.

Lors des années anormalement sèches, la présence de cette structure d'onde à 200 hPa est cohérente avec l'augmentation de la pression dans toute l'atmosphère et l'existence d'une rotation anticyclonique au-dessus de l'Afrique australe occidentale, associée à l'affaiblissement de la dépression d'Angola, élément favorable à l'installation et au déroulement de la saison des pluies d'été austral (Mulenga, 1998). En effet, cette dépression dévie les alizés chargés d'humidité de l'Atlantique sud et stimule les alizés venant de l'océan Indien qui convergent sur le subcontinent. Ces résultats sont cohérents avec ceux développés par Harrison (1986); Tyson (1987); Preston-Whyte et Tyson (1997). Ces auteurs mettent en évidence un déplacement latéral de cette structure d'onde dans la circulation d'ouest en haute troposphère, en fonction de l'occurrence d'événements ENSO ou LNSO, qui favorise ou inhibe le développement des précipitations sur l'Afrique australe. La figure 8.22 illustre ce mécanisme.

En année LNSO, une structure atmosphérique s'installe qui favorise le développement des précipitations estivales en Afrique australe. C'est la connexion entre deux facteurs qui engendrent ces précipitations : une circulation d'ouest avec une crête positionnée au-

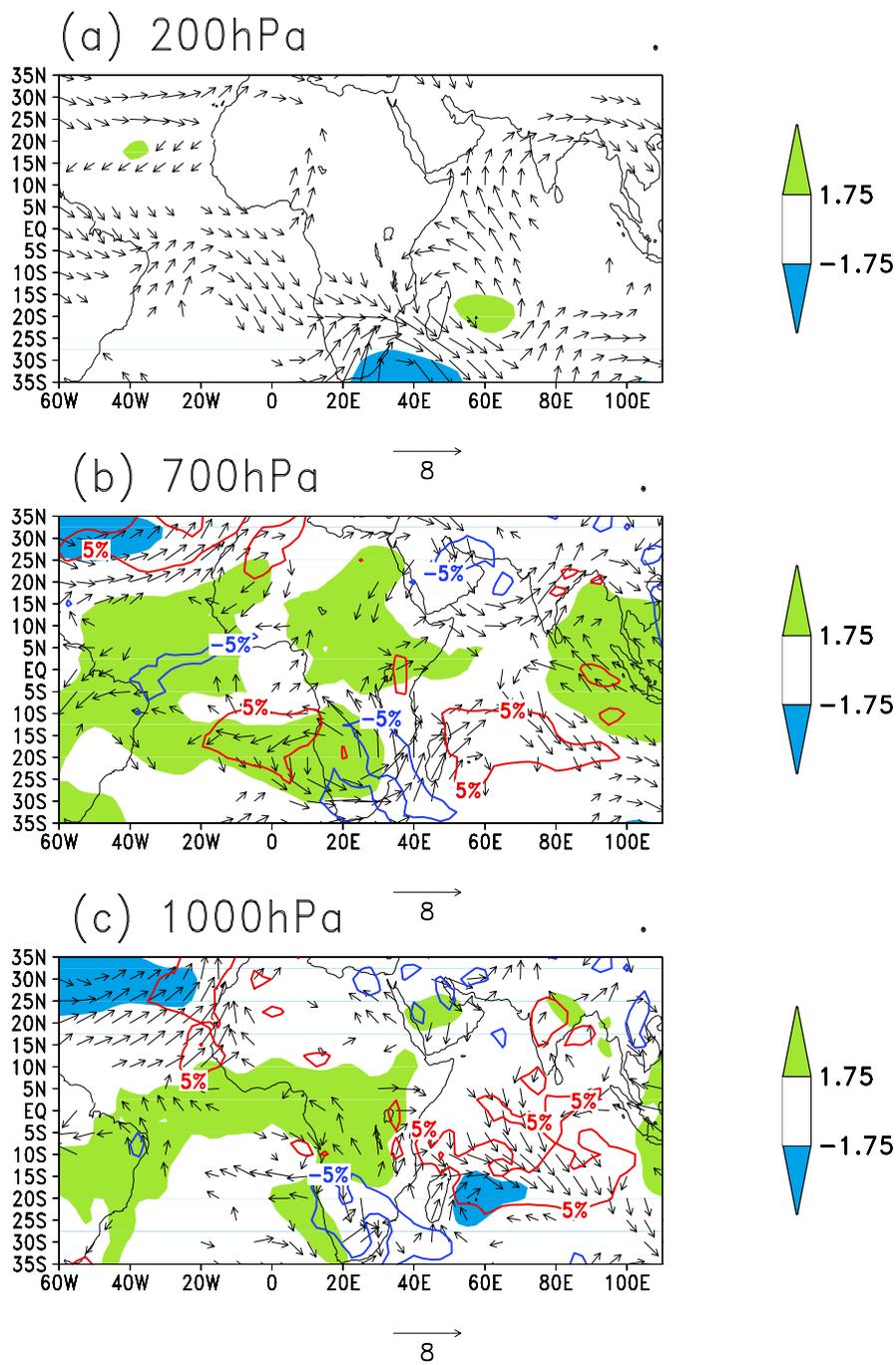


FIG. 8.21 – Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations en Afrique australe en janvier-mars (1968-1997)

- Vecteurs : anomalies de vent (la longueur du vecteur est fonction de t)
 - Plages de couleur : anomalies de hauteur géopotentielle
 - Contours : anomalies d'humidité spécifique (bleu : négatif ; rouge : positif)
- Ces anomalies sont significatives à 95% en fonction du test en t de Student.

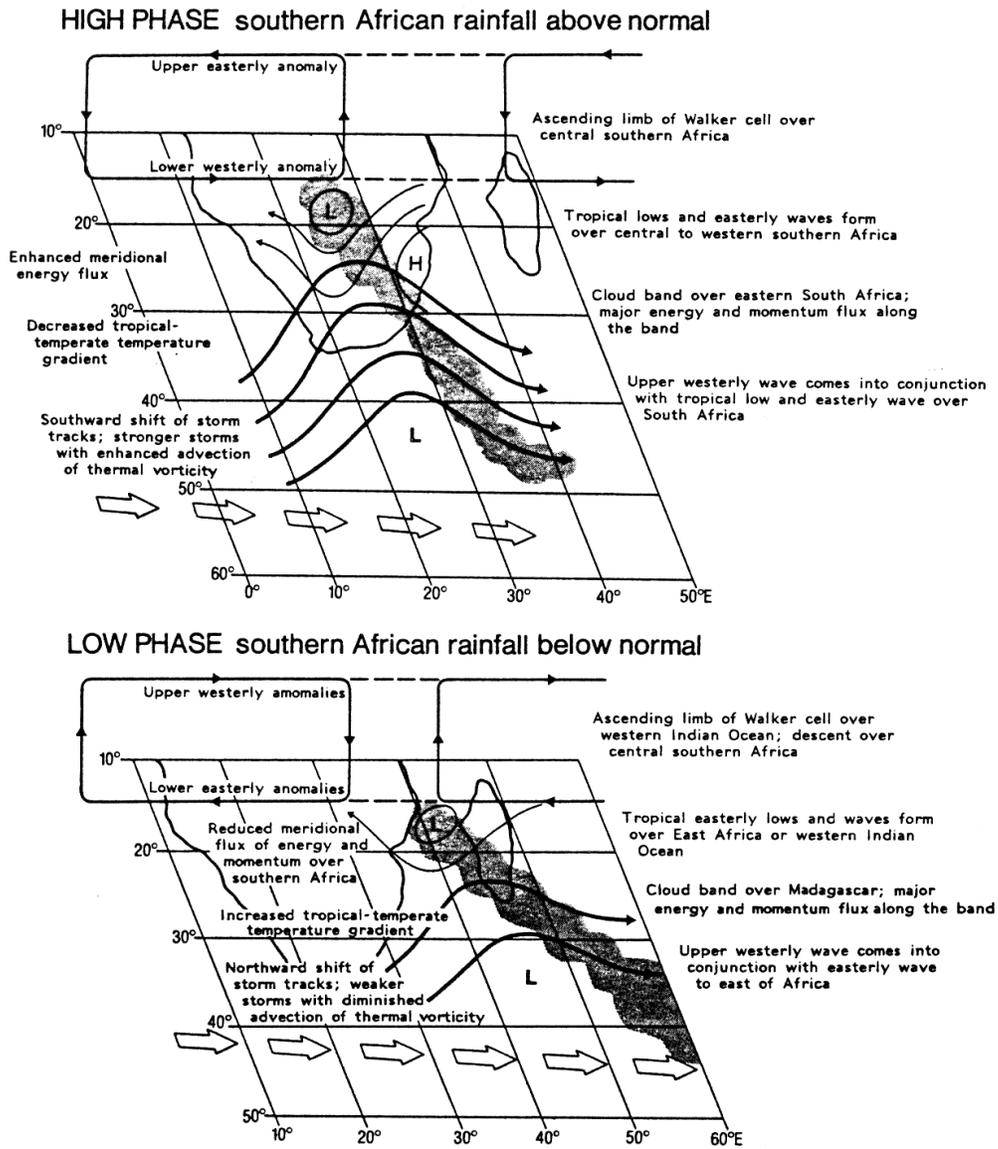


FIG. 8.22 – Représentation schématique des anomalies de circulation de la cellule de type Walker et association avec les précipitations en Afrique australe - d'après Harrison (1986)

- Haut : circulation atmosphérique en phase haute de l'Oscillation Australe (La Niña)
- Bas : circulation atmosphérique en phase basse de l'Oscillation Australe (El Niño)

Les traits fins (épais) représentent les flux de surface (les conditions dans la haute troposphère).

dessus du subcontinent et une dépression centrée sur l'Angola. Cela permet la formation de nuages pluvio-gènes (figure 8.22 haut). En année ENSO, cette structure est identique, mais elle est décalée plus à l'est et se positionne sur le canal du Mozambique, qui bé-

néficie des précipitations au détriment du subcontinent africain (figure 8.22 bas). Ceci est cohérent avec notre propos précédent concernant le décalage probable vers l'est de la cellule est-ouest dans l'Atlantique lors des années ENSO (figure 8.18). L'importance de tels changements dans la circulation de la haute troposphère a été en partie analysée par Tyson (1987). Sur la figure 8.21, aucun signal aussi clair n'apparaît dans la basse troposphère. On note, cependant, une augmentation de la pression, une circulation anticyclonique au-dessus de l'Angola et une réduction de l'humidité au-dessus de l'Afrique australe. Le rôle des vents d'altitude dans l'Atlantique équatorial dans la transmission du signal El Niño du Pacifique à l'Afrique australe a été étudié, par exemple, dans les travaux de Jury *et al.* (1994) et Jury (1996). Lindesay (1998) montre qu'un renforcement (affaiblissement) de la cellule est-ouest de type Walker sur l'océan Indien, une intensification (réduction) de la convection tropicale et une accélération (décélération) de la circulation de Hadley sont des caractéristiques de la circulation atmosphérique associée à un événement de type La Niña (El Niño), soit une année anormalement pluvieuse (sèche) au-dessus de l'Afrique australe, ce qui est cohérent avec une localisation préférentielle des dépressions d'origine combinée tropicale/tempérée apportant des pluies sur le continent (dans le canal de Mozambique).

Les travaux de Harrison (1983, 1986) vont beaucoup plus loin et décrivent la succession des faibles et fortes pluies estivales par l'existence de trains d'ondes atlantiques, faisant la jonction entre le bassin amazonien et l'Afrique du Sud. Il suggère que le développement d'une source de chaleur en Afrique australe est, en partie, contrôlé par la circulation atmosphérique générée dans d'autres parties de l'hémisphère austral, notamment par les ondes permanentes localisées sur l'océan Atlantique, en haute troposphère, qui s'inscrivent dans des flux d'ouest. Son hypothèse est que les variations des précipitations en Afrique australe sont, en partie, expliquées par l'existence de ce flux transatlantique. Toutefois, cette piste de recherche, fondée sur le suivi de bandes nuageuses par satellites, n'a pas été explorée depuis et demande un approfondissement indispensable pour être validée.

En plus de l'impact de l'ENSO sur la variabilité des précipitations en Afrique australe *via* la circulation zonale d'échelle globale, des signaux significatifs de la circulation atmosphérique sont apparents dans les basses couches, en association avec l'océan Indien occidental (figure 8.21). Nous avons précédemment montré l'existence d'un dipôle de pression entre, d'une part l'Afrique australe et le proche océan Indien, et d'autre part l'océan Indien à l'est de Madagascar, qui est associé à un dipôle d'humidité. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Jury (1992, 1996) et de Reason et Mulenga (1999). Si on

compare ces résultats avec ceux associés à l'ENSO, on constate que le ralentissement de la cellule est-ouest de type Walker observé en phase ENSO n'intervient pas dans le cas des années anormalement sèches en Afrique australe. On peut donc supposer que ces anomalies significatives sont plus le reflet de modifications de la circulation régionale sur le domaine Afrique-Indien, que l'on peut peut-être associer à une réponse atmosphérique liée à des modifications de conditions de surface continentale et/ou océanique régionales.

La variabilité interannuelle des précipitations estivales en janvier-mars en Afrique australe est fréquemment associée à l'occurrence d'événements ENSO/LNSO dans le Pacifique. Leur influence sur les précipitations s'opère en partie *via* la circulation zonale sur l'océan Atlantique, notamment par translation en longitudes de cette cellule sur le continent africain, ce qui inhibe la formation des précipitations en Afrique australe, au bénéfice du proche océan Indien. Toutefois, en plus de ce signal Atlantique, il faut tenir compte des modifications de la circulation atmosphérique d'échelle régionale qui peuvent moduler cette configuration générale, associées à des conditions de surface continentale et/ou océanique localisées dans l'océan Indien.

Bilan de l'utilisation des réanalyses pour l'étude de la circulation atmosphérique

L'objectif initial de cette partie de notre thèse était de chercher à répondre aux interrogations concernant les téléconnexions entre les TSO et la pluviométrie en Afrique tropicale. Il s'agissait d'estimer si les réanalyses sont des données qui permettent d'aider à la compréhension des mécanismes physiques qui relient les variations de TSO globales aux précipitations régionales sur le continent africain.

Nous avons donc utilisé ces téléconnexions comme cadre de travail pour tester les réanalyses. Nous avons sélectionné deux indices de TSO, qui, à l'échelle de l'Afrique tropicale, ont un impact significatif : l'ENSO et les TSO de l'Atlantique tropical sud. L'ENSO a une envergure planétaire de par la mobilisation des mécanismes océano-atmosphériques qu'il modifie et par l'ampleur de son champ d'action. L'apparition d'un événement dès mars-avril d'une année dans le Pacifique conduit à une forte probabilité, pour la majeure

partie du continent africain, de voir s'installer des conditions climatiques défavorables pour les cultures et la population majoritairement paysanne et cela dès juillet et jusqu'au mois de mars de l'année suivante. Sur ce signal fort viennent par ailleurs se superposer des variations de plus faible amplitude des conditions de surface océanique régionale issues de l'Atlantique tropical sud qui peuvent modifier sensiblement l'impact de l'ENSO.

Les mécanismes de diffusion de ces forçages océaniques très complexes, restent encore mal connus, notamment le rôle de l'atmosphère comme vecteur de ces modifications, du fait de l'absence de données dans la moyenne et haute troposphère. La base de données de réanalyse, décrivant toutes les couches de l'atmosphère, peut donc aider à mesurer le rôle de catalyseur que peut jouer l'atmosphère en réponse à ces forçages.

Cette étude a bien mis en relief trois points principaux :

1. Une typologie des téléconnexions entre TSO et saisonnalité des précipitations

Une meilleure régionalisation des téléconnexions entre les modes de TSO et la variabilité des précipitations sur le continent africain a pu être réalisée en combinant des informations sur le signe de la téléconnexion, la (les) saison(s) affectée(s) et la (les) région(s) concernée(s). Cette typologie plus complète montre que :

- L'ENSO a un rôle prédominant en Afrique orientale (au cours de la saison des pluies de juillet-septembre en Éthiopie et au cours de la petite saison des pluies d'octobre-décembre dans les espaces équatoriaux orientaux) et en Afrique australe, principalement au cours de la seconde partie de la saison des pluies (janvier-mars).
- Les TSO de l'Atlantique tropical sud présentent de fortes téléconnexions avec les précipitations d'Afrique de l'ouest et de l'Afrique équatoriale occidentale.
- En plus des téléconnexions classiques, nous avons pu identifier un signal original, et peu documenté jusqu'à présent. Ainsi, une partie du golfe de Guinée enregistre des corrélations négatives avec l'ENSO en dehors de la saison d'été boréal.

2. Des effets contraires ou combinés du forçage de l'Atlantique tropical sud et de l'ENSO dans la circulation atmosphérique

Le continent africain est très éloigné par rapport à l'espace-source de l'ENSO dans le Pacifique tropical. Le secteur Atlantique-Afrique-Indien peut être vu comme le point de concentration des effets de l'ENSO se propageant en direction de l'est et de l'ouest, principalement à travers la haute troposphère, à partir du Pacifique tropical *via* la composante zonale de la circulation divergente de l'atmosphère. Malgré

le rôle prépondérant de l'ENSO sur la variabilité climatique de l'Afrique tropicale, les océans Atlantique et Indien bordant le continent contribuent, de manière significative, à l'explication de la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale et peuvent être des relais dans la diffusion d'ENSO, *via* les composantes zonale et méridienne de la circulation divergente de l'atmosphère.

Ainsi, les anomalies de circulation combinées à chacun des deux indices ENSO et SATL peuvent avoir des effets contraires et qui s'annulent. Lorsque les TSO du Pacifique ou de l'Atlantique sud enregistrent de fortes anomalies, elles sont associées à un forçage de l'atmosphère qui n'est pas forcément identique. Dans certains cas, comme par exemple au cours de JFM, des anomalies chaudes dans l'Atlantique tropical sud ont tendance à ralentir les alizés de sud-est dans les basses couches de la troposphère, dans tout le bassin; en revanche, une anomalie chaude dans le Pacifique équatorial oriental (phase ENSO) a comme effet de ralentir les alizés dans l'Atlantique nord et de renforcer ceux de l'Atlantique sud, entre l'équateur et 15°S. Ainsi, dans cette situation, les impacts des deux forçages sont contraires et peuvent aboutir à des anomalies de précipitations non conformes à la situation qui prévaut généralement avec les anomalies de TSO de l'un ou de l'autre bassin pris isolément.

Paradoxalement l'océan Atlantique sud, proche, n'a pas d'impact. En revanche, l'ENSO, lointain, en a. Celui-ci intervient peut-être *via* les températures de surface de l'océan Indien, corrélées avec NIÑO3, mais notre travail a montré qu'il passe également *via* la circulation est-ouest d'altitude sur l'Atlantique sud. Quelques études portant sur des données satellites avaient suggéré cette hypothèse. Notre étude, fondée sur les réanalyses, permet de la réinvestir.

3. Un impact relatif des TSO sur la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale

Bien que la combinaison entre l'ENSO et les TSO de l'Atlantique tropical sud ait un rôle déterminant dans la variabilité interannuelle des précipitations de certaines régions africaines, les deux signaux ne montrent pas de téléconnexion significative sur des espaces, comme le bassin du Congo, ou au cours des saisons des pluies, comme la grande saison des pluies de mars-mai en Afrique orientale ou le début de la saison des pluies en Afrique australe. Par ailleurs, la variance expliquée des précipitations par les anomalies de TSO à l'échelle globale atteint rarement 50%. Ainsi, les conditions de surface océanique contribuent significativement, mais néanmoins

partiellement, aux variations pluviométriques sur le continent. Les événements de 1961 en Afrique orientale ou de 1997-1998 en Afrique australe nous le rappellent bien.

Aussi faut-il considérer d'autres caractéristiques d'échelle régionale à globale pouvant intervenir sur la variabilité des précipitations, et même moduler l'intensité de l'impact de ces forçages océaniques. Les conditions de surface de l'océan Indien peuvent, en dehors de l'ENSO, jouer un rôle propre sur les variations de la pluviométrie sur le continent africain. Les recherches actuelles sur le bassin océanique tendent à mettre en évidence le rôle éventuel d'un dipôle est-ouest de températures. Par ailleurs, des anomalies de circulation atmosphérique purement régionales peuvent contribuer, de manière significative, à la variabilité interannuelle des précipitations en Afrique tropicale, voire également inhiber le signal issu des anomalies de TSO. Notre étude des années non conformes a montré pour la première fois, par exemple, des anomalies persistantes de vent du nord sur le Sahara, signant l'harmattan, associées à des conditions anormalement sèches en janvier-mars dans la zone guinéenne, indépendamment de l'impact des anomalies de TSO du Pacifique et de l'Atlantique. Le poids des conditions de surface continentale en Afrique est ici sans doute en cause. On ne doit pas négliger son rôle, du fait notamment de la masse continentale en jeu de part et d'autre de l'équateur, de la diversité des conditions de surface (relief, albédo, température, humidité, végétation ...), son rôle énergétique majeur de la bande équatoriale africaine et son action dans le cycle de l'eau. Les réanalyses permettent ainsi de mettre en évidence des dynamiques atmosphériques jusqu'ici supposées mais encore jamais montrées par l'absence de jeux de données complets de l'ensemble de la troposphère.

Conclusion générale

La question principale posée en introduction était la suivante : quel est l'apport des données de réanalyse dans la compréhension de la climatologie de l'Afrique tropicale, principalement de la dynamique atmosphérique expliquant le lien entre anomalies de TSO et variabilité des précipitations ?

Pour y répondre, nous avons établi un diagnostic objectif de la fiabilité de ces données, en identifiant statistiquement des ruptures de stationnarité et en menant une analyse comparée entre ces données et les observations disponibles.

— Conditions d'utilisation des données de réanalyse NCEP/NCAR en Afrique tropicale

Nous avons pu montrer qu'il existe un certain nombre d'avantages, mais aussi d'inconvénients, à l'utilisation de ces données dans l'étude de la climatologie de l'Afrique tropicale. Nous avons mis en évidence que toute étude basée sur les données NCEP doit tenir compte des six points fondamentaux suivants :

1. Pour mener toute étude valable sur la variabilité interannuelle, il convient de sélectionner une période cohérente, et pour l'ensemble des paramètres, les études ne doivent au mieux commencer qu'après 1968. Au mieux, car pour certaines régions, des ruptures successives sont également enregistrées dans différents paramètres après 1968 :
 - en Afrique australe pour des paramètres de surface, tels la chaleur latente, la chaleur sensible, les précipitations en 1976/1977 et 1987/1988 ;
 - en Afrique orientale pour des paramètres du cycle hydrologique, comme les

précipitations, l'eau précipitable, l'humidité spécifique en 1983/1984 et en 1987/1988.

Par ailleurs, la température de l'air et la hauteur géopotentielle enregistrent une rupture franche à la fin des années 70, sur l'ensemble du continent africain.

2. Les données pluviométriques du NCEP ne sont actuellement pas utilisables comme complément de l'observation en Afrique tropicale, que ce soit à l'échelle continentale ou régionale.
3. Le travail sur les volumes précipités est difficilement envisageable, ce qui limite considérablement les applications en hydrologie. Cependant, il est possible de travailler sur la répartition spatiale des pluies et sur leur rythme saisonnier.
4. Les paramètres liés au cycle hydrologique sur le continent africain sont peu fiables, car trop dépendants du modèle. En revanche, ceux qui sont liés à la dynamique atmosphérique (hauteur géopotentielle, vents, vitesse verticale, entre autres) peuvent être intégrés, avec une certaine confiance, dans les études climatiques.
5. Avec les données de réanalyse, il est préférable de ne pas travailler à des échelles spatiales trop fines. C'est à ces échelles en effet que la différence avec les observations est la plus marquante. On peut retenir, au minimum, l'échelle régionale, par exemple la zone soudano-sahélienne, le pourtour du golfe de Guinée, l'Afrique orientale, l'Afrique australe . . .).
6. Lorsque l'on mène des analyses à l'échelle décennale, il faut prendre en compte l'existence de signaux basse fréquence dans les données NCEP et, par conséquent, filtrer les séries chronologiques.

— Apports des réanalyses concernant les téléconnexions entre TSO et variabilité pluviométrique en Afrique tropicale

Nous nous sommes intéressés au thème des téléconnexions entre conditions de surface océanique et variabilité des précipitations en Afrique tropicale pour tester la qualité des données de réanalyse. Nos résultats ont permis d'ouvrir les recherches sur les mécanismes atmosphériques à différentes échelles qu'impliquent ces téléconnexions. Plusieurs points ont pu être mis en évidence :

1. Cohérence spatiale des téléconnexions TSO/précipitations

L'influence des TSO du Pacifique équatorial oriental sur la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale est spatialement plus étendue que celle issue des TSO

de l'Atlantique tropical sud, qui ont une influence plus régionale, circonscrite à l'Afrique de l'ouest et à l'Afrique équatoriale occidentale.

2. Cohérence saisonnière de l'influence des TSO du Pacifique équatorial oriental sur la pluviométrie

La téléconnexion entre TSO du Pacifique et précipitations est négative et significative dès le trimestre juillet-septembre en Afrique boréale, de la zone soudano-sahélienne à la partie occidentale de l'Afrique de l'est. Puis, elle se déplace en Afrique orientale et change de signe. Enfin, au cours du trimestre janvier-mars, la relation redevient négative entre ENSO et pluies, et se développe sur la majeure partie de l'Afrique australe. Elle suit donc le mouvement saisonnier de la ZCIT sur les trois-quarts de son cycle annuel, l'impact sur les précipitations d'avril-juin étant moins net.

3. Dynamique atmosphérique associée à la relation entre TSO et précipitations en juillet-septembre

Pour le trimestre juillet-septembre, les réanalyses ont permis d'identifier une influence conjointe des anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental et de l'Atlantique tropical sud *via* la dynamique atmosphérique d'échelle régionale et globale sur les précipitations de la zone soudano-sahélienne. Les anomalies chaudes (froides) des TSO sont généralement associées à une diminution (augmentation) marquée des précipitations. Les fluctuations des TSO de l'Atlantique affectent préférentiellement les basses couches de l'atmosphère, à travers la composante méridienne de la circulation divergente, alors que celles du Pacifique ont des répercussions sur la circulation cellulaire est-ouest (composante zonale de la circulation divergente) qui se propagent jusque sur la région ouest-africaine. Des TSO anormalement chaudes (froides) dans l'Atlantique tropical sud sont associées à une position plus au sud (nord) que la normale de la ZCIT, défavorable (favorable) au développement de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne. Par ailleurs, le blocage de la ZCIT plus au sud conduit à une saison sèche plus courte et moins marquée sur la zone guinéenne. La connexion avec l'ENSO s'effectue elle préférentiellement dans la moyenne et la haute troposphère, signant une influence d'échelle globale.

En considérant les années où les téléconnexions avec les conditions thermiques de surface des deux bassins océaniques ne sont pas vérifiées, les données NCEP mettent

en évidence une influence significative des conditions de surface continentale, en Afrique occidentale, sur la circulation atmosphérique de la basse troposphère, qui peut également conduire à une diminution des précipitations sur la zone soudano-sahélienne.

4. Dynamique atmosphérique associée à la relation entre TSO et précipitations en octobre-décembre

Pendant le trimestre octobre-décembre, l'Afrique orientale enregistre généralement des excédents (déficits) pluviométriques lors d'occurrence d'événements ENSO (LNSO). Les données NCEP permettent de vérifier que l'influence des TSO du Pacifique équatorial oriental sur les variations des précipitations se fait ici *via* la cellule est-ouest, de type Walker, de l'océan Indien. Au cours d'une phase chaude ENSO, la circulation zonale peut être ralentie, son sens de circulation peut, certaines années, se renverser. Ainsi, la branche subsidente de cette cellule, localisée au-dessus de la Corne africaine, est remplacée par une zone d'ascendance qui active la pluviogénèse sur cet espace. Cette circulation joue donc un rôle prépondérant dans l'explication des excédents ou déficits pluviométriques enregistrés sur cet espace au cours de la petite saison des pluies. La mise en évidence de la structure en cœur en haute troposphère montre que la circulation est plus complexe en altitude avec un rôle combiné de la composante zonale et méridienne.

5. Dynamique atmosphérique associée à la relation entre TSO et pluviométrie en janvier-mars

Au cours du trimestre janvier-mars, en Afrique australe, la diminution (augmentation) des précipitations estivales est fréquemment associée à l'occurrence d'un événement ENSO (LNSO). Les NCEP ont permis de montrer les spécificités de la dynamique atmosphérique associée à cette téléconnexion. Elle se caractérise par un déplacement vers l'est de la cellule zonale sur l'océan Atlantique, en direction du continent africain, qui conduit à l'installation d'une subsidence inhibant la formation de la dépression d'Angola. Par ailleurs, dans la haute troposphère, lors des années ENSO, un système d'ondes inscrit dans la circulation d'ouest subtropicale est décalé vers l'est sur la partie occidentale de l'océan Indien. Ces deux caractéristiques ont pour conséquence une réduction du volume précipité sur la majeure partie de l'Afrique australe.

Les données de réanalyse du NCEP/NCAR ont permis de confirmer des résultats

acquis avec d'autres bases de données ou simplement supposés et se sont également révélés une base pertinente pour mettre en évidence plusieurs mécanismes atmosphériques en relation avec les téléconnexions TSO/précipitations encore peu étudiés. Cette base de données est un outil indispensable pour l'analyse et la compréhension de la dynamique atmosphérique du système terre-océan-atmosphère, notamment dans la moyenne et la haute troposphère où les connaissances restaient jusqu'à présent lacunaires. Ces données offrent donc de nombreuses perspectives pour les recherches en climatologie tropicale.

Perspectives de recherches

— **L'étude de l'impact relatif des conditions de surface continentale sur la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale est une des pistes de recherche à privilégier.**

Actuellement, on arrive à évaluer statistiquement la part de l'influence des conditions de surface océanique sur la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale, mais il est encore difficile de déterminer la contribution des conditions de surface continentale, telles que la couverture végétale ou l'humidité du sol. En effet, la taille du continent africain conduit à des échanges importants entre la surface continentale et l'atmosphère, qui peuvent jouer un rôle significatif dans le cycle de l'eau atmosphérique, notamment en termes de variations intra-saisonnières à interannuelles. Les interactions entre les états de surface et la dynamique de l'atmosphère sont très importantes. L'atmosphère aux latitudes tropicales est, en effet, très sensible aux changements dans les plus basses couches (Charney et Shukla, 1981). Les modifications des conditions de surface du grand continent sont aussi une source importante d'anomalies climatiques d'échelle large. Ces interactions peuvent-elle contribuer significativement à l'amplitude de la variabilité climatique sur le continent africain? En d'autres termes, il serait intéressant de faire la part de la contribution des fluctuations climatiques générées par l'atmosphère et de celles générées par les interactions atmosphère-biosphère (modification des aérosols et de la végétation, entre autres) dans la variabilité interannuelle du climat de l'Afrique. Les objectifs ciblent l'analyse des changements dans les conditions de surface au cours des années sèches et humides en Afrique tropicale.

Dans le but de comprendre ces mécanismes, nous devons procéder au suivi des états de surface continentale. Pour cela, il semble nécessaire de combiner des informations en utilisant les données de réanalyse, des données satellitales et des expériences de modèle

couplé atmosphère-biosphère. Les variables-clefs à prendre en compte sont notamment l'humidité du sol, la végétation, et le bilan radiatif en surface. Un certain nombre de ces observations sont maintenant accessibles sur des périodes suffisamment longues pour permettre l'étude de leur variabilité interannuelle. Des expériences de modèles couplés atmosphère-biosphère ont déjà souligné que la modification des conditions de surface terrestre a un impact clair sur les précipitations régionales en Afrique (Xue et Shukla, 1993; Dirmeyer et Shukla, 1996). Aussi, afin de mieux prendre en compte les spécificités de chaque espace du continent africain (hétérogénéités de surface, variété des régimes pluviométriques ...), il est nécessaire d'appréhender ces mécanismes à une échelle régionale. Dans le cadre du projet PNEDC (Programme National d'Étude Du Climat) et CATCH (Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique), nous envisageons d'étudier l'impact des surfaces continentales sur la dynamique de mousson et ses conséquences pluviométriques.

— **L'analyse des processus climatiques d'échelle synoptique en Afrique du Sud est un autre thème à approfondir en utilisant les réanalyses.**

Les pas de temps utilisés dans notre travail, mensuel à interannuel, ne nous ont pas permis d'étudier des processus d'échelle synoptique qui, pourtant, expliquent les variations pluviométriques en Afrique tropicale. Les résultats obtenus ici, à l'échelle de l'Afrique australe, constituent une base de travail que nous voulons utiliser pour étudier plus précisément la dynamique de la circulation atmosphérique sur cet espace. Nous nous focalisons sur l'Afrique australe, où les interactions entre systèmes tropicaux et systèmes tempérés jouent un rôle important, en particulier au cours de la première partie de la saison des pluies d'été austral (octobre-décembre). À ce titre, l'Afrique du Sud offre un terrain d'investigations intéressant.

Notre objectif est de décrire et analyser les structures spatiales et la variabilité temporelle du système climatique sud-africain à l'échelle intra-saisonnière à interdécennale. Nous voulons en particulier identifier la nature et les mécanismes de l'activité convective intra-saisonnière et leurs liens avec le démarrage de la saison des pluies et les différents types de temps qui prévalent sur ce pays en fonction des interactions entre masses d'air tropicales et tempérées. Les processus couplés océan-atmosphère régionaux ainsi que les conditions de surface continentale seront deux autres aspects de l'étude que nous voulons aborder.

Ces recherches pourraient s'inscrire dans le cadre de la collaboration déjà établie entre le CRC et le laboratoire d'Océanographie de l'Université de Cape Town, avec le

programme *France-Afrique du Sud*, et intégrer le nouveau programme *Variabilité pluviométrique en Afrique du Sud*, orienté sur l'analyse des observations et des simulations par les modèle couplés, dans l'hypothèse d'un doublement du CO_2 atmosphérique.

Bibliographie

- AFNOR (1978). *Statistiques : vocabulaire, estimation et tests statistiques*.
- ARKIN, P. et XIE, P. (1994). « The Global Precipitation Climatology Project: First algorithm intercomparison project ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 75:401–419.
- ARPE, K. (1986). « The assimilation of the final level IIb data set at ECMWF. Part II. ». In SOCIETY, A. M., Ed., *National Conference on the Scientific results of the First GARP Global Experiment*, p. 30–31. Miami, USA.
- BAKER, W., ATLAS, R., HALEM, M., et SUSSKIND, J. (1984). « A case study of forecasts from SAT and NOSAT initial conditions ». *Monthly Weather Review*, 112(1544–1561).
- BARNSTON, A. et LIVEZEY, R. (1987). « Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns ». *Monthly Weather Review*, 115:1083–1126.
- BARNSTON, A. et SMITH, T. (1996). « Specific and prediction of global surface Temperature and Precipitation from global SST using CCA ». *Journal of Climate*, 9:2660–2697.
- BASIST, A., BELL, G., et MEENTEMEYER, V. (1994). « Statistical relationship between topography and precipitation patterns ». *Journal of Climate*, 9:1305–1315.
- BELTRANDO, G. (1990a). « Space-time variability of rainfall in April and October–November over East Africa during the period 1932–83 ». *International Journal of Climatology*, 10:691–702.
- BELTRANDO, G. (1990b). « Variabilité interannuelle des précipitations en Afrique orientale (Kenya, Ouganda, Tanzanie) et relations avec la dynamique de l’atmosphère ». Thèse de Doctorat, Université d’Aix-Marseille II, 223 pp.
- BELTRANDO, G. et CADET, D. (1990). « Variabilité interannuelle de la petite saison des pluies en Afrique Orientale : relation avec la circulation atmosphérique générale ». *Veille Climatique Satellitaire*, 33:19–36.

- BELTRANDO, G. et CAMBERLIN, P. (1993). « Interannual variability of rainfall in the Eastern Horn of Africa and indicators of atmospheric circulation ». *International Journal of Climatology*, 13:533–546.
- BENGTSSON, L., KANAMITSU, M., KALLBERG, P., et UPPALA, S. (1982). « FGGE research activities at ECMWF ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 63:277–303.
- BENGTSSON, L. et SHUKLA, J. (1988). « Integration of space and in situ observations to study global climate change ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 69:1130–1143.
- BETTS, A., BALL, J., BELJAARS, A., MILLER, M., et VITERBO, P. (1996a). « The land surface-atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives ». *Journal of Geophysical Research*, 101:7209–7225.
- BETTS, A. et BELJAARS, C. (1993). « Comparison between the land surface response of the European Center model and the FIFE-1987 data ». *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 119:975–1001.
- BETTS, A., HONG, S.-Y., et PAN, H.-L. (1995). « Comparison of NMC/NCAR reanalysis with 1987 FIFE data ». Rapport technique, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Meteorological Center, 83 pp., Office note 410.
- BETTS, A., HONG, S.-Y., et PAN, H.-L. (1996b). « Comparison of NCEP-NCAR reanalysis with the 1987 FIFE data ». *Monthly Weather Review*, 124:1480–1498.
- BETTS, A., VITERBO, P., BELJAARS, A., PAN, H.-L., HONG, S.-Y., GOULDEN, M., et WOFSY, S. (1998). « Evaluation of land-surface interaction in ECMWF and NCEP/NCAR reanalysis models over grassland (FIFE) and boreal forest (BOREAS) ». *Journal of Geophysical Research*, 103(18):23,079–23,085.
- BIGOT, S. (1997). « Les précipitations et la convection profonde en Afrique centrale : cycle saisonnier, variabilité interannuelle et impact sur la végétation ». Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 282 pp.
- BIGOT, S., CAMBERLIN, P., MORON, V., et RICHARD, Y. (1997). « Structures spatiales de la variabilité des précipitations en Afrique : une transition climatique à la fin des années 1960? ». *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, t.324, série IIa:181–188.
- BIGOT, S., CAMBERLIN, P., MORON, V., RICHARD, Y., et ROUCOU, P. (1995). « Modes of rainfall variability in tropical Africa and their stability through time ». In *On hurricanes and Tropical Meteorology*, p. 448–449. Miami, USA.

- BIGOT, S., MORON, V., MELICE, J., SERVAT, E., et PATUREL, J. (1998). « Fluctuations pluviométriques et analyse fréquentielle de la pluviosité en Afrique centrale ». In IAHS, Ed., *Water Ressources Variability in Africa during the XXth Century, Proceedings of the Abidjan'98 Conference*, Vol. 252, p. 71–78. Abidjan, Ivory Coast.
- BIGOT, S., ROUCOU, P., et MORON, V. (1994). « Improvment of rainfall dataset over tropical Africa in view of the validation of the Global Atmospheric Models : example of South America and Africa ». In *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol. 7, p. 421–431.
- BOUROCHE, J.-M. et SAPORTA, G. (1987). *L'analyse des données*, Vol. 1854. Presses Universitaires de France, Collection Que sais-je?, 127 pp. ISBN 2-13-045083-0.
- BUISSON, A. (1985). « Une anomalie climatique au Gabon en 1984 ». *La Météorologie*, 8:36–45.
- CADET, D. (1985). « The Southern Oscillation over the Indian Ocean ». *Journal of Climatology*, 5:189–212.
- CAMBERLIN, P. (1994). « Les précipitations dans la corne orientale de l'Afrique : climatologie, variabilité et connexions avec quelques indicateurs océano-atmosphériques ». Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 379 pp.
- CAMBERLIN, P. (1995). « June-September rainfall in North-Eastern Africa and atmospheric signals over the tropics: a zonal perspective ». *International Journal of Climatology*, 15:773–783.
- CAMBERLIN, P. (1997). « Rainfall anomalies in the source region of the Nile and their connection with the indian summer monsoon ». *Journal of Climate*, 10:1380–1392.
- CAMBERLIN, P., JANICOT, S., et POCCARD, I. (2000). « Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between african rainfall and tropical sea surface temperature: Atlantic vs. ENSO ». *International Journal of Climatology*. soumis.
- CANE, M. (1983). « Oceanographic events during El Niño ». *Science*, 222:1189–1195.
- CANE, M. (1986). « El Niño ». *Annual Review for Earth Planet Sciences*, 14:43–70.
- CATTELL, R. (1966). « The scree test for number of factors ». *Multivariate Behavioral Research*, 1:245–276.
- CHADULE, G. (1987). *Initiation aux pratiques statistiques en géographie*. Géographie. Masson, Paris, 189 pp. ISBN 2-225-80897-X.
- CHARNEY, J. et SHUKLA, J. (1981). « *Monsoon Dynamics* », Chapitre Predictability of monsoons, p. 99–109. Cambridge University Press.
- CHEN, T. et PFAENDTNER, J. (1993). « On the atmospheric Branch of the hydrological Cycle ». *Journal of Climate*, 6:161–167.

- CHIU, L., CHANG, A., et JANOWIAK, J. (1993). « Comparison of monthly rain rates derived from GPI and SSM/I using probability distribution functions ». *Journal Appl. Math.*, 32:323–334.
- CITEAU, J., CAMMAS, J., et GOURIOU, Y. (1985). « Position de la zone de convergence et températures de surface de l’océan ». *Veille Climatique Satellitaire*, 5:2–5.
- CLIVAR (1999). « Climate Research for Africa ». Rapport technique, World Climate Research programme, 79 pp., WCRP Informal Report N° 16/1999, ICPO Publication Series N° 29.
- CONRAD, V. et POLLAK, L. (1950). *Methods in Climatology*. Harvard University Press, 459 pp.
- CORNELIUS, J. et REYNOLDS, J. (1991). « On determining the statistical significance of discontinuities within ordered ecological data ». *Ecology*, 72:2057–2070.
- CRACKNELL, A. (1997). *The Advanced Very High Resolution Radiometer*. Taylor & Francis Inc., 534 pp. ISBN 0-7484-0209-8.
- D’ABRETON, P. et LINDESAY, J. (1993). « Water vapour transport over Southern Africa during wet and dry early and late summer months ». *International Journal of Climatology*, 13:151–170.
- deW RAUTENBACH, C. et JURY, M. (1997). « Atlantic ocean perturbation run with the CSIRO-9 GCM ». Rapport technique, Internal report of University of Pretoria, 34 pp.
- DIAZ, H. et MARKGRAF, V. (1993). *El Niño: historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, New York, 1-14 pp. ISBN 0-52143-042-9.
- DIRMEYER, P. et SHUKLA, J. (1996). « The effect on regional and global climate of expansion of the world’s deserts ». *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 122:451–482.
- DORMAN, J. et SELLERS, P. (1989). « A global climatology of albedo, roughness and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SBM) ». *Journal of Applied Meteorology*, 28:833–855.
- DOUGUÉDROIT, A. et BART, F. (1989). « Les variations saisonnières des régimes pluviométriques du Rwanda ». *Publication de l’Association Internationale de Climatologie*, 2:133–141.
- DYER, T. (1975). « The assignment of rainfall stations into homogeneous groups: An application of Principal Component Analysis ». *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 101:1005.

- ESCOFIER, B. et PAGÈS, J. (1998). *Analyses factorielles simples et multiples. Objectifs, méthodes et interprétation*, Vol. 1854. Dunod, Paris, 3ème édition, 284 pp. ISBN 2-10-004127-4.
- FARMER, G. (1988). « Seasonal forecasting of the Kenya Coast short rainfall and worldwide sea temperatures (1901-1985) ». *International Journal of Climatology*, 8:489–497.
- FEDERIGHI, E. (1959). « Extended tables of the percentage points of Student's t distribution ». *Journal of the American Statistical Association*, 54:683–688.
- FLOHN, H. et KAPALA, A. (1989). « Changes of tropical sea-air interaction processes over a 30-year period ». *Nature*, 338:244–246.
- FOLLAND, C., OWEN, J., WARD, N., et COLMAN, A. (1991). « Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region using empirical and dynamical methods ». *Journal of Forecasting*, 10:21–56.
- FOLLAND, C., PALMER, T., et PARKER, D. (1986). « Sahel rainfall and worldwide sea temperatures (1901-1985) ». *Nature*, 320:602–607.
- FONTAINE, B. (1990). « Étude comparée des moussons indienne et ouest-africaine : caractéristiques, variabilité et téléconnexions ». Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 333 pp. + 276 figures.
- FONTAINE, B. et JANICOT, S. (1996). « Sea Surface Temperature fields associated with west African rainfall anomaly types ». *Journal of Climate*, 9(11):2935–2940.
- FONTAINE, B., JANICOT, S., MORON, V., ROUCOU, P., et TRZASKA, S. (1998). « Anomalies de température de surface de la mer et précipitations tropicale. Synthèse de quelques travaux récents portant sur les précipitations au Sahel et dans le Nordeste ». *La Météorologie*, 23:14–35.
- FONTAINE, B., JANICOT, S., et ROUCOU, P. (1999a). « Coupled ocean-atmosphere surface variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region ». *Climate Dynamics*, 15:451–473.
- FONTAINE, B., PHILIPPON, N., et CAMBERLIN, P. (1999b). « An improvement of June-September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April-May moist static energy content (1968-1997) ». *Geophysical Research Letter*, 26(14):2041–2044.
- GAFFEN, D., BARNETT, T., et ELLIOT, W. (1991). « Space and times scales of global tropospheric moisture ». *Journal of Climate*, 4:989–1008.
- GHIL, M., HALEM, M., et ATLAS, R. (1979). « Time continuous assimilation of remote-sounding data and its effet on weather forecasting ». *Monthly Weather Review*, 107:140–171.

- GIBSON, J., KALLBERG, P., UPPALA, S., HERNANDEZ, A., NOMURA, A., et SERRANO, E. (1997). « ERA description ». Rapport technique, ECMWF Re-Analysis Project Report Series, 74 pp.
- GIBSON, R., KALLBERG, P., et UPPALA, S. (1996). « The ECMWF reanalysis (ERA) project ». *ECMWF Newsletter*, 73:7–16.
- GILL, A. (1980). « Some simple solutions for heat-induced tropical circulation ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106:447–462.
- GRAHAM, N. (1994). « Decadal-scale climate variability in the tropical and north pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results ». *Climate Dynamics*, 10:135–162.
- HAILE, T. (1990). « Drought in Ethiopia. Extended Abstracts ». In ORGANIZATION, W. M., Ed., *Third WMO Symposium on Meteorological Aspects of Tropical Droughts*, p. 273–278. Niamey, Niger.
- HALEM, M., KALNAY, E., BAKER, W., et ATLAS, R. (1982). « An assessment of the FGGE satellite observing system during SOP-1 ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 63:407–426.
- HARRISON, D. et LARKIN, N. (1996). « The COADS sea level pressure: a near-global El Niño composite and time series view, 1946-1993 ». *Journal of Climate*, 9:3025–3055.
- HARRISON, M. (1983). « The Southern Oscillation, zonal equatorial circulation cells and South African rainfall ». In *Preprints of the 1st International Conference on Southern Hemisphere Meteorology*, p. 302–305. American Meteorological Society.
- HARRISON, M. (1986). « A synoptic climatology of South African rainfall variability ». Unpublished Ph.D. Thesis, University of the Witwatersrand, 341 pp.
- HASTENRATH, S. (1984). « Interannual variability and annual cycle: mechanisms of climate anomalies in the Tropical Atlantic sector ». *Monthly Weather Review*, 112:1097–1107.
- HASTENRATH, S. (1990). « Decadal-scale changes of the circulation in the tropical Atlantic sector associated with Sahel drought ». *International Journal of Climatology*, 10:459–472.
- HASTENRATH, S. (1991). *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer Academic Publishers.
- HASTENRATH, S., de CASTRO, L., et ACEITUNO, P. (1987). « The Southern Oscillation in the Tropical Atlantic sector ». *Beitr. Phys. Atmosph.*, 60:447–463.
- HASTENRATH, S., NICKLIS, A., et GREISCHAR, L. (1993). « Atmospheric-hydrospheric mechanisms of climate anomalies in the western equatorial Indian Ocean ». *Journal of Geophysical Research*, 98:20219–20235.

- HIGGINS, R., MO, K., et SCHUBERT, S. (1996a). « The moisture budget of the central United States in spring as evaluated from the NCEP/NCAR and NASA/DAO reanalyses ». *Monthly Weather Review*, 124:939–963.
- HIGGINS, R., YAO, Y., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., JANOWIAK, J., ROPELEWSKI, C., et KISTLER, R. (1996b). « Intercomparison of the NCEP/NCAR and the NASA/DAO Reanalyses (1985-1993) ». Rapport technique, NCEP/Climate Prediction Center ATLAS No.2, U.S. Department of Commerce, NOAA, National Weather Service, 169 pp.
- HIRST, A. et HASTENRATH, S. (1983a). « Atmosphere-Ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-tropical Atlantic sector ». *Journal of Physic. Oceanogr.*, 13(7):1146–1157.
- HIRST, A. et HASTENRATH, S. (1983b). « Diagnostics of hydrometeorological anomalies in the Zaire (Congo) basin ». *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 109:881–892.
- HUFFMAN, G., ADLER, R., ARKIN, P., CHANG, A., FERRARO, R., GRUBER, A., JANOWIAK, J., MCNAB, A., RUDOLF, B., et SCHNEIDER, U. (1997). « The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 78:5–20.
- HULME, M. (1992). « A 1951-80 global land precipitation climatology for the evaluation of general circulation models ». *Climate Dynamics*, 7:57–72.
- HULME, M. (1994a). « *Global precipitation and climate change* », Chapitre Validation of large-scale precipitation fields in general circulation models, p. 387–406. NATO ASI series. Springer-Verlag, Berlin, 466 p., m. desbois and f. desalmand edition.
- HULME, M. (1994b). « Using climate information in Africa: some examples related to drought, rainfall forecasting and global warming ». *IDS Bulletin*, 25:59–68. ISBN 2-88085-193-9.
- HULME, M. (1996). « Climate Change and Southern Africa: an exploration of some potential impacts and implications in the SADC region ». Rapport technique, Climate Research Unit, 104 pp., ISBN 2-88085-193-9.
- HULME, M. et KELLY, M. (1993). « Exploring the links between desertification and climate change ». *Environment*, 35:4–11, 39–45.
- HUTCHINSON, P. (1992). « The Southern Oscillation and prediction of 'Der' season rainfall in Somalia ». *Journal of Climate*, 5:525–531.
- ININDA, J., DESALEGNE, B., et BEFEKADU, A. (1987). « The characteristics of rainfall in Ethiopia and its relationship to El Niño Southern Oscillation ». In DEPARTMENT,

- K. M., Ed., *First Technical Conference on Meteorological Research in Eastern and Southern Africa*, p. 133–135. Nairobi, Kenya.
- IPCC (1996). « Climate change 1995 - The science of climate change ». Rapport technique, OMM/UNEP, 572 pp., Contribution of Working Group 1 to the Second Assessment report of the Intergovernmental panel of Climate Change.
- JANICOT, S. (1992a). « Spatiotemporal variability of West African Rainfall. Part II: Associated surface and airmass characteristics ». *Journal of Climate*, 5:499–511.
- JANICOT, S. (1992b). « Spatiotemporal variability of West African Rainfall. Part I: Regionalizations and typings ». *Journal of Climate*, 5:489–497.
- JANICOT, S. et FONTAINE, B. (1997). « Seasonal evolution of correlations between rainfall in Guinean Africa and sea surface temperatures (1945-1994) ». *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences*, 324(série IIa):785–792.
- JANICOT, S., MORON, V., et FONTAINE, B. (1996). « Sahel droughts and ENSO dynamics ». *Geophysical Research Letters*, 23(5):515–518.
- JANICOT, S., TRZASKA, S., et POCCARD, I. (2000). « Summer Sahle-ENSO Teleconnection and decadal time scale SST variations ». *Climate Dynamics*. soumis.
- JANOWIAK, J. (1988). « An investigation of interannual rainfall variability in Africa ». *Journal of Climate*, 1:240–255.
- JANOWIAK, J. (1994). « An evaluation of NMC/NCAR reanalysis tropical rainfall during 1986-88 ». In *Proceedings of the 19th Annual Climate Diagnostics Workshop*, p. 238–241. College Park, M.D., U.S. Dept. of Commerce.
- JANOWIAK, J., GRUBER, A., KONDRAGUNTA, C., LIVEZEY, R., et HUFFMAN, G. (1998). « A comparison of the NCEP/NCAR reanalysis precipitation and the GPCP raingauge-satellite combined dataset with observational error considerations ». *Journal of Climate*, 11:2960–2979.
- JANOWIAK, J., XIE, P., et ARKIN, P. (1995). « A comparison of monthly precipitation among the NCEP/NCAR and NASA/DAO reanalyses and a satellite-raingauge merged analysis ». In *20th Climate Diagnostics Workshop*, p. 160–163. Seattle, USA.
- JURY, M. (1992). « A climatic dipole governing the interannual variability of convection over the SW Indian ocean and SE Africa region ». *Trends in Geophysical Research*, 1:165–172.
- JURY, M. (1996). « Regional teleconnection patterns associated with summer rainfall over South Africa, Namibia and Zimbabwe ». *International Journal of Climatology*, 16:135–153.

- JURY, M., MCQUEEN, C., et LEVEY, K. (1994). « SOI and QBO signals in the African region ». *Theoretical and Applied Climatology*, 50:103–115.
- JURY, M., PATHACK, B., et WALISER, D. (1993). « Satellite OLR and microwave data as a proxy for summer rainfall over sub-Equatorial Africa and adjacent oceans ». *International Journal of Climatology*, 13:257–269.
- JURY, M., PATHACK, C., deW RAUTENBACH, C., et VANHEERDEN, J. (1996). « Drought over South Africa and Indian Ocean SST: Statistical and GCM results ». *Global Atmosphere and Ocean System*, 4:47–63.
- KAISER, H. (1958). « The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis ». *Psychometrika*, 23:187–200.
- KALNAY, E., ATLAS, R., BAKER, W., et SUSSKIND, J. (1985). « GLAS experiments on the impact of FGGE satellite data on numerical weather prediction ». In *Proceedings of the 1st National Workshop on the Global Weather Experiment*, Vol. 2, Part 1, p. 121–145. Washington DC, USA, National Academy Press.
- KALNAY, E. et JENNE, R. (1991). « Summary of the NMC/NCAR reanalysis workshop of april 1991 ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 72(12):1897–1904.
- 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., ROPELEWSKI, C., WANG, J., LEETMA, A., REYNOLDS, R., JENNE, R., et JOSEPH, D. (1996). « The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 77(3):437–471.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., CHELLIAH, M., JANOWIAK, J., MO, K., WANG, J., LEETMA, A., REYNOLDS, R., JENNE, R., KUNG, E., et SALSTEIN, D. (1993). « The NMC CDAS/ Reanalysis Project ». Rapport technique, National Meteorological Center Office, N° 401, 288 pp.
- KANAMITSU, M. (1989). « Description of the NMC global data assimilation and forecast system ». *Weather and Forecasting*, 4(3):335–342.
- KANAMITSU, M., HALPERT, J., CAMPANA, K., CAPLAN, P., DEAVEN, D., IREDELL, M., BATZ, B., PAN, H.-L., SELA, J., et WHITE, G. (1991). « Recent changes implemented into the global forecast system at NMC ». Rapport technique, NMC notes, N° 1.
- KAPALA, A., BORN, K., et FLOHN, H. (1994). « Monsoon anomaly or an El Niño event at the equatorial Indian Ocean? Catastrophic rains 1961/62 in East Africa and

- their teleconnections ». In *Proceedings of the International Conference of Monsoon Variability and Prediction*, p. 119–126. Trieste, Italy, WMO/TD n° 619.
- KAWAMURA, R. (1994). « A rotated EOF analysis of global sea surface temperature variability with interannual and interdecadal scales ». *Journal of Physical Oceanography*, 24:707–715.
- KEMP, P., CORNELIUS, J., et REYNOLDS, J. (1994). « Temporal discontinuities in precipitation in the central North American prairie ». *International Journal of Climatology*, 14:539–557.
- KHALSA, S. (1983). « The role of sea surface temperature in large scale air-sea interactions ». *Monthly Weather Review*, 111:954–966.
- KILADIS, G. et DIAZ, H. (1989). « Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation ». *Journal of Climate*, 2:1069–1090.
- KISTLER, R. et KALNAY, E. (1999). « Reanalysis prior to 1958 ». Rapport technique, National Oceanic and Atmospheric Administration, <http://lnx21.wwb.noaa.gov/images/conf2/conf2.html>.
- KOHLER, A. (1949). « Double-mass analysis for testing the consistency of record and for making adjustments ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, 30:188–189.
- KOUSKY, V. et BELL, G. (1996). « The diurnal cycle over the PACS domain as depicted in the NCAR/NMC reanalysis data ». In *Eighth Conference on air-sea interaction*, p. 395–399. Atlanta, USA, American Meteorological Society.
- KRUGER, A. (1999). « The influence of the decadal-scale variability of summer rainfall on the impact of El Niño and La Niña events in South Africa ». *International Journal of Climatology*, 19(1):59–68.
- LAMB, P. (1978a). « Case-studies of tropical Atlantic surfac circulation pattern during recent sub-saharan weather anomalies: 1967 and 1968 ». *Monthly Weather Review*, 106:482–491.
- LAMB, P. (1978b). « Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-saharan weather anomalies ». *Tellus*, A30:240–251.
- LAMB, P., PEPPLER, R., et HASTENRATH, S. (1986). « Interannual variability in the tropical Atlantic ». *Nature*, 322:238–240.
- LANZANTE, J. (1996). « Lag relationships involving tropical sea surface temperatures ». *Journal of Climate*, 9:2568–2578.
- LATIF, M., STERL, A., ASSENBAUM, M., JUNGE, M., et MAIER-REIMER, E. (1994). « Climate variability in a coupled GCM. Part II: the Indian Ocean and monsoon ». *Journal of Climate*, 7:1449–1462.

- LEBART, L., MORINEAU, A., et FENELON, J.-P. (1982). *Traitement des données statistiques*. Dunod, Paris, 510 pp. ISBN 2-04-015444-2.
- LEGATES, D. et WILLMOTT, C. (1990). « Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation ». *International Journal of Climatology*, 10:111–128.
- LINDESAY, J. (1988). « South African rainfall, the Southern Oscillation and a Southern Hemisphere semi-annual cycle ». *Journal of Climate*, 8:17–30.
- LINDESAY, J. (1998). « *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future* », Chapitre 2: Present Climates of Southern Africa, p. 5–62. John Wiley & sons. ISBN 0-471-94926-4.
- LINDESAY, J., HARRISSON, M., et HAFFNER, M. (1986). « The Southern Oscillation and South African rainfall ». *South African Journal of Science*, 82:196–198.
- LINDESAY, J. et VOGEL, C. (1990). « Historical evidence for Southern Oscillation-southern african rainfall relationships ». *International Journal of Climatology*, 10:679–689.
- LIVEZEY, R. et CHEN, W. (1983). « Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques ». *Monthly Weather Review*, 111:46–59.
- LOUGH, J. (1986). « Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in Subsaharan Africa ». *Monthly Weather Review*, 114:561–570.
- MAHRT, L. et PAN, H.-L. (1984). « A two layer model of soil hydrology ». *Boundary-Layer Meteorology*, 29:1–20.
- MAINGUET, M. (1995). *L'homme et la sécheresse*. Collection Géographie. Masson, Paris, 311 pp. ISBN 2-225-84762-2.
- MASON, S. (1995). « Sea-surface temperature - South African rainfall associations, 1910-1989 ». *International Journal of Climatology*, 15:119–135.
- MASON, S. et JURY, M. (1997). « Climatic variability and change over southern Africa: a reflection on a underlying processes ». *Progress in Physical Geography*, 21(1):23–50.
- MASON, S., LINDESAY, J., et TYSON, P. (1994). « Simulating drought over southern Africa using sea surface temperature variations ». *Water SA*, 20:15–22.
- MATARIRA, C. et JURY, M. (1992). « Contrasting meteorological structures of intra-seasonal wet and dry spells in Zimbabwe ». *International Journal of Climatology*, 12:165–176.
- MATTHEWS, E. (1985). « Atlas of archived vegetation, land-use and seasonal albedo data sets ». Rapport technique 86199, NASA, 53 pp.
- MCGREGOR, G. et NIEUWOLT, S. (1998). *Tropical Climatology*. John Wiley & sons, second edition, 339 pp. ISBN 0-471-96611-8.

- MEEHL, G. (1988). « Tropical-midlatitude interactions in the Indian and Pacific sectors of the Southern Hemisphere ». *Monthly Weather Review*, 116:472–484.
- MEEHL, G. (1993). « A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: role of the oceans ». *Journal of Climate*, 6:31–41.
- MEHTA, V. et DELWORTH, T. (1995). « Decadal variability of the tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and in global ocean-atmosphere model ». *Journal of Climate*, 8:172–190.
- MO, K. et HIGGINS, R. (1996). « Large-scale atmospheric moisture transport as evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO reanalyses ». *Journal of Climate*, 9:1531–1545.
- MO, K. et RASMUSSEN, E. (1990). « Atmospheric water vapor transport as evaluated from NMC analyses ». In NOAA, Ed., *Proceedings of the 15th Climate Diagnostic Workshop*, p. 308–313. Asheville, North Carolina, USA.
- MO, K., WANG, X., KISTLER, R., KANAMITSU, M., et KALNAY, E. (1995). « Impact of satellite data on the CDAS-Reanalysis system ». *Monthly Weather Review*, 123:124–139.
- MO, K. et WHITE, G. (1985). « Teleconnections in the Southern Hemisphere ». *Monthly Weathr Review*, 113:22–37.
- MOORE, D. (1979). *Statistics: concepts and controversies*. W.H. Freeman and Compagny, San Fransisco.
- MORON, V. (1994). « Variabilité des précipitations en Afrique tropicale au nord de l'équateur (1933-1990) et relations avec les températures de surface océanique et la dynamique atmosphérique ». Université de Bourgogne, 219 pp. Thèse de Doctorat.
- MORON, V., BIGOT, S., et ROUCOU, P. (1995). « Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990) ». *International Journal of Climatology*, 15:1297–1322.
- MORON, V., NAVARRA, A., WARD, N., et ROECKNER, E. (1998). « Skill and reproducibility of seasonal rainfall patterns in the tropics in ECHAM-4 GCM simulations with prescribed SST ». *Climate Dynamics*, 14(2):83–100.
- MULENGA, H. (1998). « Southern African Climatic Anomalies, Summer rainfall and the Angola Low ». Ph. D. thesis, University of Cape Town, 232 pp.
- MURAKAMI, T. (1979). « Recursion technique for band-pass filter ». *Monthly Weather review*, 107:1011–1012.
- MUTAI, C. et WARD, M. (1999). « East African rainfall and the tropical circulation / convection on intraseasonal to interannual timescales ». *Journal of Climate*. soumis.

- MUTAI, C., WARD, M., et COLMAN, A. (1998). « Towards the prediction of the East Africa short rains based on sea-surface temperature-atmosphere coupling ». *International Journal of Climatology*, 18(9):975–998.
- NEELIN, J., JIN, F.-F., et SYU, H.-H. (2000). « Variations in ENSO Phase Locking ». *Journal of Climate*, 13:2570–2590.
- NICHOLSON, S. (1981). « Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa ». *Monthly Weather Review*, 109:2191–2208.
- NICHOLSON, S. (1997). « ENSO signal in Atlantic and Indian Oceans ». *International Journal of Climatology*, 17(4):345–375.
- NICHOLSON, S. et ENTEKHABI, D. (1986). « The quasi-periodic behavior of rainfall in Africa and its relationship to the Southern Oscillation ». *Journal of Climate for Applied Climatology*, 34:311–348.
- NICHOLSON, S. et ENTEKHABI, D. (1987). « The nature of rainfall variability in equatorial and southern Africa: relationships with SST along the southwestern coast of Africa ». *Journal of Climate for Applied Climatology*, 26:561–578.
- NICHOLSON, S. et KIM, J. (1997). « The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African rainfall ». *International Journal of Climatology*, 17:117–135.
- NICHOLSON, S. et PALAO, I. (1993). « A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part I: Characteristics of rainfall fluctuations ». *International Journal of Climatology*, 13:371–389.
- NITTA, T. et YAMADA, S. (1989). « Recent warming of tropical sea surface temperatures and its relationship to the northern hemisphere circulation ». *Journal of Meteorological Society of Japan*, 67:375–383.
- NOAA/NMC DEVELOPMENT DIVISION (1988). « Documentation of the NMC global model ». Rapport technique, NOAA/NCEP Environmental Modeling Center, Washington DC, 244 pp.
- NORTH, G., BELL, T., et CALAHAN, R. (1982). « Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions ». *Monthly Weather Review*, 110:699–706.
- OGALLO, L. (1988). « Relationships between seasonal rainfall in East Africa and the Southern Oscillation ». *Journal of Climatology*, 8:31–43.
- OGALLO, L. (1989). « The spatial and temporal patterns of the east African seasonal rainfall derived from principal component analysis ». *International Journal of Climatology*, 9:145–167.
- OGALLO, L., JANOWIAK, J., et HALPERT, M. (1988). « Teleconnection between seasonal

- rainfall over East Africa and global sea-surface temperature anomalies ». *Journal of Meteorological Society of Japan*, 66(II):807–822.
- O'LENIC, E. et LIVEZEY, R. (1988). « Practical considerations in the use of Rotated Principal Component Analysis (RPCA) in diagnostic studies of upper-air height fields ». *Monthly Weather Review*, 116:1682–1689.
- OORT, A. (1978). « Adequacy of the rawinsonde network for the global circulation studies tested through numerical model output ». *Monthly Weather Review*, 106:174–195.
- OORT, A. (1983). « Global atmospheric circulation statistics: 1958-73 ». Rapport technique, National Oceanic and Atmospheric Administration, 179 pp., Prof. Paper, 14.
- OORT, A. et LIU, H. (1993). « Upper-air temperature trends over the globe: 1958-1989 ». *Journal of Climate*, 6:292–307.
- OPOKU-ANKOMAH, Y. et CORDERY, I. (1994). « Atlantic sea-surface temperatures and rainfall variability in Ghana ». *Journal of Climate*, 7(4):551–558.
- PAGNEY, P. (1976). *Les climats de la Terre*. Initiation aux études de géographie. Masson, Paris, 150 pp. ISBN 2-225-42317-2.
- PALMER, T. (1986). « Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall ». *Nature*, 322:251–252.
- PALMER, T., BRANKOVIC, C., VITERBO, P., et MILLER, M. (1992). « Modelling inter-annual variations of summer monsoons ». *Journal of Climate*, 5:399–417.
- PAN, H.-L. et MAHRT, L. (1987). « Interaction between soil hydrology and boundary-layer development ». *Boundary-Layer Meteorology*, 38:185–202.
- PAN, H.-L. et WU, W.-S. (1994). « Implementing a mass flux convection parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model ». In *Tenth Conference On Numerical Weather Prediction*, p. 96–98. Portland, Oregon, USA, American Meteorological Society.
- PARRISH, D. et DERBER, J. (1992). « The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system ». *Monthly Weather Review*, 120:1747–1763.
- PEIXOTO, J. et OORT, A. (1992). *Physics of climate*. Springer-Verlag New York, 520 pp. ISBN 0-88318-712-4.
- PERARD, J. (1992). « Estimation des contraintes climatiques en Afrique tropicale: approche méthodologique ». *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, 5:99–104.
- PETTITT, A. (1979). « A non-parametric approach to the change-point problem ». *Applied Statistics*, p. 126–135.

- PHILANDER, S. (1986). « Unusual conditions in the tropical Atlantic ocean in 1984 ». *Nature*, 322:236–238.
- PHILANDER, S. (1990). *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, 298 pp. ISBN 0-12553-235-0.
- PNEDC (1997). « Options stratégiques et programme scientifique 1997-2000 ». Rapport technique, 55 pp.
- POCCARD, I., CAMBERLIN, P., RICHARD, Y., et ROUCOU, P. (1998). « Connexions des TSO du Pacifique et de l'Atlantique avec la dynamique atmosphérique et la pluviométrie en Afrique boréale ». In IAHS, Ed., *Water Ressources Variability in Africa during the XXth Century, Proceedings of the Abidjan'98 Conference*, Vol. 252, p. 35–44. Abidjan, Ivory Coast.
- POCCARD, I., JANICOT, S., et CAMBERLIN, P. (2000). « Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR Reanalyses and observed data over tropical Africa ». *Climate Dynamics*, 16:897–915.
- POCCARD, I. et RICHARD, Y. (1996). « Sensibilité du NDVI aux variations pluviométriques en Afrique tropicale ». *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 9:41–48.
- PRESTON-WHYTE, R. et TYSON, P. (1997). *The atmosphere and weather of Southern Africa*. Oxford University Press, Cape Town, 374 pp. ISBN 0-19-570496-7.
- RANDEL, D., HAAR, T. V., RINGERUD, M., REINKE, D., STEPHENS, G., GREENWALD, T., et COMBS, C. (1996). « A new global water vapor dataset ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 77:1233–1246.
- RASMUSSEN, E. et ARKIN, P. (1993). « A global view of large-scale precipitation variability ». *Journal of Climate*, 8:1495–1522.
- RASMUSSEN, E. et MO, K. (1996). « Linkages between 200-mb tropical and extratropical circulation anomalies during the 1986-1989 ENSO cycle ». *Journal of Climate*, 6:595–616.
- REASON, C. (1999). « Interannual warm and cool events in the subtropical/mid-latitude South Indian region ». *Geophysical Research Letter*, 26:215–218.
- REASON, C. et MULENGA, H. (1999). « Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the South West Indian Ocean ». *International Journal of Climatology*, 19:1651–1673.
- REVERDIN, G., CADET, D., et GUTZLER, D. (1986). « Interannual displacements of convection and surface circulation over the Equatorial Indian Ocean ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112:46–47.

- REVERDIN, G., CAYAN, D., HOOLEY, H., ELLETT, D., LEVITUS, S., et du PENHOAT, Y. (1994). « Surface salinity of the North Atlantic: can we reconstruct its fluctuations over the last hundred years? ». *Progress in Oceanography*, 33:4.
- REYNOLDS, R. et SMITH, T. (1994). « Improved global sea surface temperature analyses ». *Journal of Climate*, 7:929–948.
- RICHARD, Y. (1993). « Relations entre la variabilité pluviométrique en Afrique australe tropicale et la circulation océano-atmosphérique ». Université d'Aix-en-Provence, 246 pp. Thèse de Doctorat, Vol.1 texte et tableaux, Vol.2 figures.
- RICHARD, Y. (1994). « Rainfall variability in the south-eastern Africa (in French) ». *La Météorologie*, 8(8):11–22.
- RICHARD, Y. (1996). « La question de la relation linéaire en climatologie diagnostique : l'exemple de la sensibilité de la pluviométrie en Afrique australe (à l'échelle d'une station) à l'oscillation australe ». *Méditerranée*, 4:87–90.
- RICHARD, Y., FAUCHEREAU, N., POCCARD, I., ROUAULT, M., et TRZASKA, S. (2000a). « XXTh century droughts in southern Africa. Spatial and temporal variability, teleconnections with oceanic and atmospheric conditions ». *International Journal of Climatology*. accepté.
- RICHARD, Y. et POCCARD, I. (1998). « A statistical study of NDVI sensitivity to seasonal and interannual rainfall variations in Southern Africa ». *International Journal of Remote Sensing*, 19(15):2907–2920.
- RICHARD, Y., TRZASKA, S., et ROUCOU, P. (2000b). « Modification of the Southern African rainfall variability /El Niño Southern Oscillation relationship ». *Climate Dynamics*. à paraître.
- RICHMAN, M. (1981). « Obliquely rotated principal components: an improved meteorological map typing technique? ». *Journal for Climate and Applied Meteorology*, 20(1):1145–1159.
- RICHMAN, M. (1986). « Rotation of Principal Components ». *Journal of Climatology*, 6:293–335.
- ROADS, J., CHEN, S., KAO, J., LANGLEY, D., et GLATMAIRE, G. (1992). « Global aspects of the Las Alamos General Circulation Model hydrological cycle ». *Journal Geophys. Rev.*, 97:10 051–10 068.
- ROCHA, A. et SIMMONDS, I. (1997a). « Interannual variability of south-eastern African summer rainfall. Part I: Relationships with air-sea interaction processes ». *International Journal of Climatology*, 17:235–266.
- ROCHA, A. et SIMMONDS, I. (1997b). « Interannual variability of south-eastern African

- summer rainfall. Part II: Modelling the impact of sea surface temperatures on rainfall and circulation ». *International Journal of Climatology*, 17:267–290.
- ROPELEWSKI, C. et HALPERT, M. (1987). « Global and regional scale precipitation and temperature patterns associated with El-Niño Southern Oscillation ». *Monthly Weather Review*, 115:1606–1626.
- ROPELEWSKI, C. et HALPERT, M. (1989). « Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation ». *Journal of Climate*, 2:268–284.
- ROPELEWSKI, C. et HALPERT, M. (1996). « Quantifying Southern Oscillation-Precipitation relationships ». *Journal of Climate*, 9:1043–1059.
- ROSEN, R. et SALSTEIN, D. (1980). « A Comparison between circulation statistics computed from conventional data and NMC Hough analyses ». *Monthly Weather Review*, 108:1226–1247.
- ROUCOU, P. (1997). « Impact des températures de surface océanique d'échelle globale sur la dynamique de l'atmosphère et les précipitations tropicales en Amérique du Sud à l'est des Andes : diagnostic et simulations numériques ». Université de Bourgogne, 199 pp. Thèse de Doctorat.
- ROUGERIE, G. (1990). *Les montagnes dans la biosphère*. Collection U-Géographie. Armand Colin, Paris, 221 pp. ISBN 2-200-31260-1.
- ROWELL, D., FOLLAND, C., MASKELL, K., et WARD, M. (1995). « Variability of summer rainfall over tropical North Africa ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121:669–704.
- SANDERS, L. (1989). *L'analyse des données en géographie*. GIP Reclus, 268 pp. ISBN 2-86912-028-0.
- SAS/STAT (1987). « User's guide ». Rapport technique, SAS Institute Inc., 1686 pp., ISBN 1-55544-376-1.
- SCHUBERT, S., PARK, C.-K., WU, C.-Y., HIGGINS, W., KONDRATYEVA, Y., MOLOD, A., TAKACS, L., SEABLUM, M., et ROOD, R. (1995). « A Multiyear Assimilation with the GEOS-1 System: Overview and Results ». Rapport technique, NASA DAO, 183 pp., Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, Technical Memorandum 104606.
- SCHUBERT, S., ROOD, R., et PFAENDTNER, J. (1993). « An assimilated dataset for Earth Science applications ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 74:2331–2342.
- SELESHI, Y. (1995). « Stochastic prediction of summer rainfall amounts over northeast African highlands and over India ». Free University of Brussels, 351 pp. Ph.D. Thesis.

- SELESHI, Y. et DEMARÉE, G. (1995). « Rainfall variability in the Ethiopian and Eritrean highlands and its links with the Southern Oscillation index ». *Journal of Biogeography*, 22:945–952.
- SELESHI, Y., DEMARÉE, G., et VANNITSEM, S. (1992). « Statistical analysis of long-term monthly and annual Ethiopian precipitation series and their relationship with ENSO events ». In *Proceedings of Workshop on Climate Variability*, p. 80–92. Beijing, China.
- SELLERS, P. et HALL, F. (1992). « FIFE in 1992: Results, scientific gains and future research directions ». *Journal of Geophysical Research*, 97:19,091–19,109.
- SELLERS, P., HALL, F., ASRAR, G., STREBEL, D., et MURPHY, R. (1988). « The First ISLSCP Field Experiment (FIFE) ». *Bulletin of American Meteorological Society*, 69(1):22–27.
- SEMAZZI, F., MEHTA, V., et SUD, Y. (1988). « An investigation of the relationship between sub-Saharan rainfall and global sea surface temperatures ». *Atmosphere-Ocean*, 26:118–138.
- SERVAIN, J. (1991). « Simple climatic indices for the tropical Atlantic and some applications ». *Journal of Geophysical Research*, 96(C8):15137–15146.
- SHINODA, M. et KAWAMURA, R. (1994). « Tropical rainbelt, circulation and sea surface temperatures associated with the sahelian rainfall trend ». *Journal of Meteorological Society of Japan*, 72:341–357.
- SHINODA, M. et KAWAMURA, R. (1996). « Relationships between rainfall over semi-arid Southern Africa, geopotential heights and sea surface temperatures ». *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 74:21–36.
- SHUKLA, J. (1984). « *Monsoons* », Chapitre Interannual variability of monsoons ; Long-range forecasting of monsoons, p. 399–463. John Wiley & Sons.
- SMITH, T., REYNOLDS, R., et ROPELEWSKI, C. (1994). « Optimal Averaging of Seasonal Sea Surface Temperatures and Associated Confidence Intervals (1860-1989) ». *Journal of Climate*, 7:949–964.
- SNEDECOR, G. et COCHRAN, W. (1967). *Statistical methods*. 6. Iowa State University press.
- SPERBER, K., SLINGO, J., INNESS, P., et LAU, W. (1997). « On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR reanalysis and in the GLA and UKMO AMIP simulations ». *Climate Dynamics*, 13:769–795.
- STENDEL, M. et ARPE, K. (1997). « Evaluation of the hydrological cycle in reanalyses

- and observations ». Rapport technique, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 52 pp., Report No. 228, ISSN 0937-1060.
- STOCKENIUS, T. (1981). « Interannual variation of tropical precipitation patterns ». *Monthly Weather Review*, 109:1233–1247.
- TADESSE, T. (1994). « Summer monsoon seasonal rainfall of Ethiopia in ENSO episodic years ». In *International Conference on Monsoon Variability and prediction*, p. 48–55. Trieste, Italy, WMO/TD n° 619.
- TCHIADEU, G. (2000). « Calendriers des pluies et bilans hydriques au Cameroun (1951-1993) ». Université de Bourgogne, 208 pp. Thèse de Doctorat.
- TERRAY, P. (1992). « Variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été et prévisibilité à longue échéance des pluies en Inde ». Université de Paris VII, 250 pp. Thèse de Doctorat.
- TOURRE, Y., KUSHNIR, Y., et WHITE, W. (1998). « Evolution of interdecadal variability in sea level pressure, sea surface temperature and upper ocean temperature over the Pacific Ocean ». *Journal of Physical Oceanography*, 9:1030–1052.
- TOURRE, Y. et WHITE, W. (1997). « Evolution of the ENSO Signal over the Indo-Pacific domain ». *Journal of Physical Oceanography*, 27:683–696.
- TRACTON, M., DESMARAIS, A., van HAAREN, R., et MCPHERSON, R. (1980). « The impact of satellite soundings on the National Meteorological Center's analysis and forecast system – the data system test results ». *Monthly Weather Review*, 108:543–586.
- TRENBERTH, K. (1997). « The Definition of El Niño ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78:2771–2777.
- TRENBERTH, K. et GUILLEMOT, C. (1995). « Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analyses ». *Journal of Climate*, 8:2255–2272.
- TRENBERTH, K. et GUILLEMOT, C. (1998). « Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses ». *Climate Dynamics*, 14:213–231.
- TRENBERTH, K. et HURREL, J. (1994). « Decadal atmosphere-ocean in the Pacific ». *Climate Dynamics*, 9:303–319.
- TRZASKA, S., MORON, V., et FONTAINE, B. (1996). « Global atmospheric response to specific linear combinations of the main SST modes. Part I: numerical experiments and preliminary results ». *Annales Geophysicae*, 14:1066–1077.
- TYSON, P. (1987). *Climatic change and variability in Southern Africa*. Oxford University Press, Cape Town, 220 pp. ISBN 0-195704-304.

- TYSON, P., DYER, T., et MAMETSE, M. (1975). « Secular changes in South African rainfall: 1880 to 1972 ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101:817–833.
- UPPALA, S. (1986). « The assimilation of the final level IIB data set at ECMWF. part I. ». In *National Conference on the Scientific results of the first GARP Global Experiment*, p. 24–29. American Meteorological Society.
- VIGNERON, E. (1997). *Géographie et statistique*, Vol. 3177 de *Que sais-je?* Presses Universitaires de France, 127 pp. ISBN 2-13-048318-6.
- VITERBO, P. et BELJAARS, A. (1995). « An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation ». *Journal of Climate*, 8:2716–2748.
- VON STORCH, H. et NAVARRA, A. (1993). « Analysis of climate variability — Applications of statistical techniques ». In *Proceedings of an autumn school*, page 334. CEE, Elbe.
- VOSE, R., SCHMOYER, R., STEURER, P., PETERSON, T., HEIM, R., KARL, T., et EISCHEID, J. (1992). « The Global Historical Climatology Network: Long term monthly temperature, precipitation, sea level pressure and station pressure data ». Rapport technique, 315 pp., ORNL/CDIAC-53, NDP-041.
- WAGNER, R. et DA SILVA, A. (1994). « Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region ». *International Journal of Climatology*, 14:179–199.
- WALKER, N. (1989). « Sea surface temperature-rainfall relationships and associated ocean-atmosphere coupling mechanisms in the southern African region ». Ph. D. thesis, University of Cape Town, 173 pp.
- WALKER, N. (1990). « Links between South African summer rainfall and temperature variability of the Agulhas and Benguela current systems ». *Journal of Geophysical Research*, 95:3297–3319.
- WANG, M. et PAEGLE, J. (1996). « Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux ». *Journal of Geophysical Research*, 5:732–754.
- WANG, X. et ROPELEWSKI, C. (1995). « An assessment of ENSO-scale secular variability ». *Journal of Climate*, 8:1594–1599.
- WARD, M. (1992). « Provisionally corrected surface wind data, worldwide ocean-atmosphere surface fields and Sahelian rainfall variability ». *Journal of Climate*, 5:454–475.
- WARD, M. (1998). « Diagnostic and short-lead time prediction of summer rainfall in

- tropical north Africa at interannual and multidecadal timescales ». *Journal of Climate*, 11:3167–3191.
- WEBSTER, R. (1973). « Automatic soil-boundary location from transect data ». *J. Int. Assoc. Math. Geol.*, 5:27–37.
- WEBSTER, R. (1978). « Optimally partitioning soil transects ». *Journal of Soil Sciences*, 29:388–402.
- WOLTER, K. (1989). « Modes of tropical circulation, Southern Oscillation, and Sahel rainfall anomalies ». *Journal of Climate*, 2:149–172.
- WORLD CLIMATE RESEARCH PROGRAMME, Ed. (1998). *First WCRP International Conference on Reanalyses*. Silver Spring, Maryland, USA, 27-31 October 1997, WMO/TD-NO. 876.
- WORLD CLIMATE RESEARCH PROGRAMME, Ed. (2000). *Second WCRP International Conference on Reanalyses*. Wokefield Park, Reading, UK, 23-27 August 1999, WMO/TD-NO. 985.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION (1998). « World Climate Research Program Conference (Geneva, 26-28 August 1997) ». *Nouvelles du climat mondial*, n° 12.
- XUE, Y. et SHUKLA, J. (1993). « The influence of land-surface properties on Sahel climate. Part I. Desertification ». *Journal of Climate*, 5:2232–2245.
- ZEBIAK, S. (1993). « Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region ». *Journal of Climate*, 8:1567–1586.

Table des abbréviations et des acronymes

ACP Analyse en Composantes Principales

AMJ trimestre avril-juin

CLIVAR CLImate VARIability and predictability — <http://www.clivar.org>

CMAP Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation

COADS Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

CPC Climate Prediction Center — <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>

CRC Centre de Recherches de Climatologie — <http://www.u-bourgogne.fr/climatologie/>

CRU Climatic Research Unit — <http://www.cru.uea.ac.uk/>

DAO Data Assimilation Office

ECMWF European Center for Medium-Range Forecasts — <http://www.ecmwf.org>

ENSO El Niño Southern Oscillation

ERBE Earth Radiation Budget Experiment

FAO Food and Agriculture Organization — <http://www.fao.org>

FIFE First ISLSCP Field Experiment

GDAS Global Data Assimilation and Forecast System

GEWEX Global Energy and Water cycle Experiment

GFDL Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

GPCP Global Precipitation Climatology Project

ISLSCP International Satellite Land Surface Climatology Project

JAS trimestre juillet-septembre

JEA Jet d'Est Africain

JFM trimestre janvier-mars

JSO Jet Subtropical d'Ouest

JTE Jet Tropical d'Est
LNSO La Niña Southern Oscillation
MCGA Modèle de Circulation Générale de l'Atmosphère
MRF Medium Range Forecast
NASA National Aeronautics and Space Administration — <http://www.nasa.gov>
NCAR National Center for Atmospheric Research — <http://www.ncar.ucar.edu/ncar/>
NCEP National Centers for Environmental Prediction — <http://www.cdc.noaa.gov>
NDVI Normalized Difference Vegetation Index
NMC National Meteorological Center (actuellement NCEP)
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration — <http://www.noaa.gov>
NVAP NASA water Vapor Project
OA Oscillation Australe
OLR Outgoing Longwave Radiation
OMM Organisation Météorologique Mondiale — <http://www.wmo.ch/>
OND trimestre octobre-décembre
PNEDC Programme National d'Étude Du Climat
PILPS Project for Intercomparison of Landsurface Parameterization Schemes
SATL South Atlantic
SiB Simple Biosphere Model
SMWDA Split Moving-Windows Dissimilarity Analysis
SSI Spectral Statistical Interpolation
SSM/I Special Sensor Microwave Imager
TIROS Television and Infrared Operational Satellite
TOVS TIROS Operational Vertical Sounder
TSO Température de Surface Océanique
ZCIT Zone de Convergence InterTropicale

Index des auteurs

- Aceituno, P. 100
Adler, R.F. 43, 44
AFNOR 31
Arkin, P. 42, 43, 44, 45
Arkin, P.A. 43, 126
Arpe, K. 42, 44, 52, 53, 54, 56, 86
Asrar, G. 24
Assenbaum, M. 103
Atlas, R. 86

Baker, W.E. 86
Ball, J.H. 23
Barnett, T.P. 135
Barnston, A.G. 28, 105
Bart, F. 54
Basist, A. 54
Batz, B. 19
Befekadu, A. 101
Beljaars, A.C. 23, 25
Beljaars, C.M. 24
Bell, G.D. 54, 57
Bell, T.L. 28
Beltrando, G. 27, 97, 103, 126, 169
Bengtsson, L. 18, 86
Betts, A.K. 22, 23, 24, 25

Bigot, S. 12, 14, 28, 33, 46, 97, 107, 122
Born, K. 169
Bouroche, J.-M. 27, 28, 29
Brankovic, C. 100
Buisson, A. 118

Cadet, D.L. 103, 107, 169
Calahan, R.F. 28
Camberlin, P. 12, 27, 28, 51, 80, 87, 97, 101, 103, 125, 143, 154, 176, 179
Cammass, J.P. 119
Campana, K.A. 19
Cane, M.A. 106
Caplan, P.M. 19
Cattell, R.B. 28, 63
Cayan, D. 14
Chadule, Groupe 32
Chang, A.T. 43, 44, 46
Charney, J.G. 195
Chelliah, M. 18, 20, 21, 23, 25, 81
Chen, S.C. 22
Chen, T.C. 22
Chen, W.Y. 33
Chiu, L.S. 46
Citeau, J. 119

- CLIVAR 8
Cochran, W.C. 30
Collins, W. 20, 21, 25
Colman, A.W. 100, 102, 107
Combs, C.L. 42
Conrad, V. 46
Cordery, I. 159
Cornelius, J.M. 33
Cracknell, A.P. 85

Da Silva, A.M. 102, 159
D'Abreton, P.C. 60, 123
de Castro, L.C. 100
Deaven, D.G. 19, 20, 21, 25
Delworth, T. 101
Demarée, G.R. 100, 101, 125
Derber, J.C. 19
Desalegne, B. 101
Desmarais, A.J. 86
deW Rautenbach, C.J. 102, 103
Diaz, H.F. 105, 106, 122
Dirmeyer, P.A. 196
Dorman, J.L. 23
Douguédroit, A. 54
du Penhoat, Y. 14
Dyer, T.G. 28, 116

Ebisuzaki, W. 18, 21, 23, 25, 81
Eischeid, J.K. 12
Ellett, D.J. 14
Elliot, W.P. 135
Entekhabi, D. 100, 102, 105
Escofier, B. 29
Farmer, G. 101
Fauchereau, N. 101
Federighi, E.T. 31, 32
Fenelon, J-P. 27
Ferraro, R. 43, 44
Flohn, H. 134, 169
Folland, C.K. 100, 101, 107, 125, 153, 159
Fontaine, B. 14, 27, 97, 100, 102, 119, 125, 131, 134, 135, 153, 154, 159

Gaffen, D.J. 135
Gandin, L. 20, 21, 25
Ghil, M. 86
Gibson, J.K. 18
Gibson, R. 18
Gill, A.E. 167, 168
Glatmaire, G. 22
Goulden, M. 23, 25
Gouriou, Y. 119
Graham, N.E. 135
Greenwald, T.J. 42
Greischar, L. 101, 103
Gruber, A. 42, 43, 44
Guillemot, C.J. 42, 43, 53, 56
Gutzler, D. 169

Haar, T.H. Vonder 42
Haffner, M. 97, 123
Haile, T. 101
Halem, M. 86
Hall, F. 24
Halpert, J.C. 19
Halpert, M.S. 97, 100, 101, 103, 105, 106, 123, 149, 153, 159, 167, 177, 182

- Harrison, D.E. 134
Harrison, M.S. 183, 185, 186
Harrisson, M.S. 97, 123
Hastenrath, S. 97, 100, 101, 102, 103, 117
Heim, R. 12
Hernandez, A. 18
Higgins, R.W. 18, 21, 23, 42, 43, 45, 46, 52, 57, 81
Higgins, W. 18, 21, 25
Hirst, A.C. 97, 102, 117
Hong, S-Y. 22, 23, 24, 25
Hooley, H.D. 14
Huffman, G.J. 42, 43, 44
Hulme, M. 5, 46, 97, 156
Hurrell, J.W. 135
Hutchinson, P. 101, 126

Ininda, J. 101
Inness, P.M. 19
IPCC 97
Iredell, M. 19, 21, 25

Janicot, S. 14, 80, 87, 97, 100, 101, 102, 119, 125, 131, 135, 143, 152, 159, 179
Janowiak, J.E. 18, 20, 21, 23, 25, 28, 42, 43, 44, 45, 46, 81, 103, 105, 123
Jenne, R. 19, 20, 21, 25
Jin, F-F. 107
Joseph, Dennis 21, 25
Junge, M.M. 103
Jury, M.R. 101, 102, 103, 123, 183, 185, 186

Kaiser, H.F. 29
Kallberg, P. 18, 86
Kalnay, E. 18, 19, 20, 21, 25, 55, 83, 86, 91, 101
Kanamitsu, M. 18, 19, 20, 21, 25, 55, 83, 86, 101
Kao, J. 22
Kapala, A. 134, 169
Karl, T.R. 12
Kawamura, R. 101, 107, 123, 153
Kelly, M. 97
Kemp, P.R. 33
Khalsa, S.J. 14
Kiladis, G.N. 105, 122
Kim, J. 100, 105
Kistler, R.E. 18, 20, 21, 23, 25, 55, 81, 83, 86, 91, 101
Kohler, A.M. 46
Kondragunta, C.R. 42, 43, 44
Kondratyeva, Y. 18
Kousky, V. 57
Kruger, A.C. 101, 116
Kung, E. 20, 21
Kushnir, Y. 101
Lamb, P.J. 50, 97, 101, 102
Langley, D. 22
Lanzante, J.R. 134
Larkin, N.K. 134
Latif, M. 103
Lau, W.K. 19
Lebart, L. 27
Leetma, A. 20, 21, 25
Legates, D.R. 44
Levey, K. 185

- Levitus, S. 14
- Lindesay, J.A. 51, 60, 97, 101, 103, 123, 185
- Liu, H. 16
- Livezey, R.E. 28, 29, 33, 42, 43, 44
- Lough, J. 97, 101, 102
- Mahrt, L. 23
- Maier-Reimer, E. 103
- Manguet, M. 6
- Mametse, M.N. 116
- Markgraf, V. 106
- Maskell, K. 100, 125, 159
- Mason, S.J. 97, 102, 103, 113
- Matarira, C.H. 101, 123
- Matthews, E. 23
- McGregor, G.R. 106
- McNab, A. 43, 44
- McPherson, R.D. 86
- McQueen, C. 185
- Meehl, G.A. 100, 103
- Meentemeyer, V. 54
- Mehta, V.M. 100, 101
- Melice, J.L. 33
- Miller, M.J. 23, 100
- Mo, K.C. 20, 21, 25, 42, 43, 45, 46, 52, 55, 57, 83, 86, 101, 123
- Molod, A. 18
- Moore, D.S. 30
- Morineau, A. 27
- Moron, V. 12, 14, 27, 28, 33, 46, 97, 100, 107, 119, 122, 125, 131, 134, 135, 153
- Mulenga, H.M. 102, 103, 183, 186
- Murakami, T. 63, 113
- Murphy, R. 24
- Mutai, C.C. 102, 167
- Navarra, A. 27, 119
- Neelin, J.D. 107
- Nicholson, S.E. 50, 100, 102, 105, 107
- Nicklis, A. 101, 103
- Nieuwolt, S. 106
- Nitta, T. 135
- NOAA/NMC Development Division 19
- Nomura, A. 18
- North, G.R. 28
- Ogallo, L.J. 28, 97, 101, 103, 126
- O'Lenic, E.A. 28, 29
- Oort, A.H. 16, 17
- Opoku-Ankomah, Y. 159
- Owen, J. 100, 107
- Paegle, J.N. 42
- Pagney, P. 3
- Pagès, J. 29
- Palao, I.M. 100
- Palmer, T.N. 100, 101, 102, 153
- Pan, H-L. 19, 22, 23, 24, 25
- Park, C-K 18
- Parker, D.E. 100, 101, 153
- Parrish, D.F. 19
- Pathack, B. 103
- Pathack, C.J. 103
- Paturel, J.E. 33
- Peixoto, J.P. 17
- Peppler, R.A. 101
- Peterson, T.C. 12

- Pettitt, A.N. 32
Pfaendtner, J. 18, 19, 22
Philander, S.G. 101, 106, 118
Philippon, N. 154
PNEDC 7
Poccard, I. 80, 87, 101, 143, 152, 176, 179
Pollak, L.W. 46
Pérard, J. 6
Preston-Whyte, R.A. 183

Randel, D.L. 42
Rasmusson, E.M. 42, 43, 45, 126
Reason, C. 103, 186
Reinke, D.L. 42
Reverdin, G. 14, 169
Reynolds, J.F. 33
Reynolds, R.W. 14, 20, 21, 25
Richard, Y. 12, 27, 28, 97, 101, 103, 123, 131, 132, 176, 182
Richman, M.B. 28, 29
Ringerud, M.A. 42
Roads, J.O. 22
Rocha, A. 101, 103, 123, 183
Roeckner, E. 119
Rood, R. 18, 19
Ropelewski, C.F. 14, 18, 21, 23, 25, 81, 97, 100, 101, 105, 106, 123, 134, 149, 153, 159, 167, 177, 182
Rosen, R.D. 22
Rouault, M. 101
Roucou, P. 14, 27, 28, 46, 97, 107, 122, 132, 135, 176, 182
Rougerie, G. 54
Rowell, D.P. 100, 125, 159
Rudolf, B. 43, 44
Saha, S. 20, 21, 25
Salstein, D.A. 20, 21, 22
Sanders, L. 29
Saporta, G. 27, 28, 29
SAS/STAT 29
Schmoyer, R.L. 12
Schneider, U. 43, 44
Schubert, S.D. 18, 19, 21, 45, 57
Seablom, M. 18
Sela, J. 19
Seleshi, Y. 100, 101, 102, 125
Sellers, P. 24
Sellers, P.J. 23, 24
Semazzi, F.H. 100
Serrano, E. 18
Servain, J. 102
Servat, E. 33
Shinoda, M. 101, 123, 153
Shukla, J. 18, 108, 195, 196
Simmonds, I. 101, 103, 123, 183
Slingo, J.M. 19
Smith, T.M. 14, 105
Snedecor, G.W. 30
Sperber, K.R. 19
Stendel, M. 42, 44, 52, 53, 54, 56
Stephens, G.L. 42
Sterl, A. 103
Steurer, P.M. 12
Stockenius, T. 100
Strebel, D. 24
Sud, Y.C. 100

- Susskind, J. 86
Syu, H-H. 107
Tadesse, T. 101
Takacs, L. 18
Tchiadeu, G.M. 176
Terray, P. 108
Tourre, Y.M. 101, 107
Tracton, M.S. 86
Trenberth, K.E. 42, 43, 53, 56, 106, 135
Trzaska, S. 97, 101, 125, 132, 134, 135, 152, 153, 182
Tyson, P.D. 51, 103, 116, 183
Uppala, S. 18, 86
van Haaren, R.J. 86
vanHeerden, J. 103
Vannitsem, S. 101
Vigneron, E. 32
Viterbo, P.A. 23, 25, 100
Vogel, C.H. 101, 123
von Storch, H. 27
Vose, R.S. 12
Wagner, R.G. 102, 159
Waliser, D. 103
Walker, N.D. 103, 113
Wang, J. 20, 21, 25
Wang, M. 42
Wang, X.L. 20, 21, 55, 83, 86, 101, 134
Ward, M.N. 100, 101, 102, 125, 134, 156, 159, 167
Ward, N. 100, 107, 119
Webster, R. 33
White, G.H. 19, 20, 21, 25, 123
White, W.B. 101, 107
Willmott, C.J. 44
Wofsy, S. 23, 25
Wolter, K. 100
Woollen, J. 20, 21, 25
World Climate Research Programme 84, 93
World Meteorological Organisation 1
Wu, C-Y 18
Wu, W-S 23
Xie, P. 42, 43, 45
Xue, Y. 196
Yamada, S. 135
Yao, Y.P. 18, 23, 81
Zebiak, S.E. 101
Zhu, Y. 21, 25

Index

- Afrique australe, 4, 5, 12, 50, 52, 55, 56,
 61, 63, 68, 71, 75, 77, 81, 98, 100,
 109, 112, 119, 127, 128, 158, 166,
 188, 189
- Afrique centrale, 52, 55–57, 61, 64, 114,
 158
- Afrique occidentale, 12, 52, 55, 71, 81,
 98, 111, 115, 123, 125, 127, 128,
 140, 144, 145, 148, 150, 152, 155,
 173
- Afrique orientale, 6, 12, 50, 63, 68, 71, 81,
 98, 100, 121, 123, 128, 135, 157,
 159, 163, 188
- alizés, 103, 140, 144, 146, 148, 167, 168,
 170, 173, 179, 185
- baie du Biafra, 114, 135, 166, 172, 175,
 177
- circulation divergente, 101, 105, 136, 159
 méridienne de Hadley, 5, 115, 181,
 189
 zonale de type Walker, 103, 145, 172,
 182, 189, 190
 zonale dite de Walker, 124, 163
- cuvette congolaise, 79
- golfe de Guinée, 68, 71, 112, 118, 127,
 128, 131, 139, 141, 146, 150, 154,
 155, 167, 168, 173, 184, 188
- harmattan, 168, 170, 173, 175, 186
- Jet d'Est Africain, 140, 144, 146, 148–150
- Jet Subtropical d'Ouest, 140, 158, 167,
 170
- Jet Tropical d'Est, 140, 144, 146, 149,
 152, 153, 158
- mousson, 98, 105, 121, 140, 141, 145, 146,
 148–150, 152, 153, 158
- océan Atlantique, 5, 14, 70, 76, 90, 99,
 102–104, 106–109, 111, 115, 124,
 125, 130, 136, 140, 144, 146, 157,
 159, 167, 168, 173, 179, 182, 183,
 185, 189
- océan Indien, 5, 50, 52, 56, 70, 100, 105,
 124, 130, 144, 148, 152, 158, 159,
 163, 165, 182, 186
- océan Pacifique, 14, 98, 103, 106, 107,
 123, 125, 128, 136, 140, 159, 168,
 185, 189
- orographie, 5, 52–54, 68, 186
- Sahara, 150, 173, 175, 186
- sécheresse, 5, 8, 61, 63, 98, 104, 119, 121,
 123, 149, 157
- Zone de Convergence InterTropicale, 44,
 55, 56, 115, 141, 145, 148, 153,
 155, 157, 170, 172, 173, 177

Table des figures

1.1	Cadre géographique	5
1.2	Localisation du domaine d'étude	8
2.1	Base de données pluviométriques "CRC" Afrique tropicale (1951-1999) .	15
2.2	Localisation des deux indices de températures de surface océanique sélectionnés	17
2.3	Variabilité interannuelle des deux indices de température de surface océanique (1950-1997)	18
4.1	Cumul moyen annuel des précipitations observées et réanalysées en Afrique tropicale entre 25°N et 35°S (1958-1997)	49
4.2	SMWDA sur le total annuel précipité dans les réanalyses et dans l'observation (1958-1997)	50
4.3	Indices régionaux de précipitations annuelles pour quatre espaces africains enregistrant une rupture d'homogénéité (1958-1997)	51
4.4	Précipitations moyennes annuelles CRC et NCEP en Afrique tropicale (1968-1997)	55
4.5	L'orographie dans l'observation et dans le modèle du NCEP	56
4.6	Amplitude saisonnière des précipitations CRC et NCEP en Afrique tropicale (1968-1997)	59
4.7	Localisation des cinq indices pluviométriques régionaux retenus	60
4.8	Cycle saisonnier moyen des précipitations NCEP et CRC pour cinq régions d'Afrique tropicale (1968-1988)	61
4.9	Corrélations entre les totaux annuels pluviométriques du CRC et du NCEP en Afrique tropicale (1968-1997)	64
4.10	Principales structures spatio-temporelles de variabilité pluviométrique en Afrique tropicale (ACP Varimax, fichier CRC, 1968-1997)	66

4.11	Principales structures spatio-temporelles de variabilité pluviométrique en Afrique tropicale (ACP Varimax, fichier NCEP, 1968-1997)	68
4.12	Variabilité pluviométrique interannuelle CRC et NCEP des totaux annuels de cinq indices régionaux (1968-1988)	69
5.1	Localisation de la rupture de 1967/1968 dans le flux de chaleur sensible et l'humidité spécifique à 850 hPa	77
5.2	Fréquence de l'occurrence spatiale des ruptures de stationnarité identifiées par la SMWDA dans le flux de chaleur sensible (1958-1998)	77
5.3	Localisation de la rupture de 1976/1977 dans la température de l'air à 200 hPa	78
5.4	Localisation de la rupture de 1976/1977 dans la hauteur géopotentielle à 850 et 200 hPa	78
5.5	Variabilité interannuelle de la température moyenne annuelle de l'air à 200 hPa en Afrique tropicale (1958-1998)	79
5.6	Variabilité interannuelle de la hauteur géopotentielle moyenne annuelle à 850 et 200 hPa en Afrique centrale	79
5.7	Localisation de la rupture de 1983/1984 dans les précipitations, l'eau précipitable et l'humidité spécifique à 850 hPa en Afrique tropicale	80
5.8	Localisation de la rupture de 1987/1988 dans l'eau précipitable en Afrique tropicale	81
5.9	Densité des données en surface et des radiosondages en Afrique tropicale intégrés dans le modèle du NCEP (1946-1998)	83
5.10	Densité des données en surface en Afrique tropicale intégrées dans le modèle du NCEP(1946-1998)	84
5.11	Densité des données de radiosondage à 10°N en Afrique tropicale intégrées dans dans le modèle du NCEP (1946-1998)	85
5.12	Densité des données satellitales en Afrique tropicale intégrées dans le modèle du NCEP (1946-1998)	87
5.13	Anomalies standardisées de données de radiosondages et de réanalyses pour différents paramètres atmosphériques (1958-1990)	90
5.14	Température de l'air à 200 hPa à Nairobi (1958-1990)	91
7.1	Typologie de la réponse pluviométrique saisonnière aux TSO de l'Atlantique tropical sud à partir d'une Classification Hiérarchique Ascendante (1951-1997)	116

7.2	Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois en Afrique australe centrale et de l'indice SATL en décembre-février (1951-1997)	119
7.3	Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois dans la baie du Biafra et de SATL en janvier-mars (1951-1997)	120
7.4	Typologie de la réponse pluviométrique saisonnière aux TSO NIÑO3 à partir d'une Classification Hiérarchique Ascendante (1951-1997)	123
7.5	Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois en Afrique équatoriale occidentale et de l'ENSO en mars-mai (1951-1990) . .	124
7.6	Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois au sud de l'Afrique australe et de l'ENSO en janvier-mars (1951-1997) . . .	126
7.7	Anomalies standardisées des précipitations moyennées sur trois mois en Afrique orientale et de l'ENSO en juillet-septembre (1951-1997)	128
7.8	Schématisation du déplacement saisonnier et du signe de l'impact de l'ENSO sur les précipitations en Afrique tropicale	130
7.9	Résultats de la régression multiple de l'impact des TSO sur les variations pluviométriques saisonnières en Afrique tropicale (1951-1997)	133
7.10	Corrélations glissantes sur 17 ans des téléconnexions TSO/précipitations sur cinq régions d'Afrique tropicale (1951-1997)	135
8.1	Localisation des cinq régions ayant une téléconnexion saisonnière significative entre les précipitations et l'ENSO et/ou les TSO de l'Atlantique tropical sud	141
8.2	Schéma des situations conformes et non conformes entre l'observation et les résultats d'un modèle de régression pour les précipitations en Afrique tropicale	143
8.3	Géopotential et flux d'humidité à 925 hPa — Juillet - Décembre (1968-1998)	147
8.4	Géopotential et vents à 600 hPa — Juillet - Décembre (1968-1998)	148
8.5	Géopotential et vents à 200 hPa — Juillet - Décembre (1968-1998)	150
8.6	Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associés aux TSO de l'océan Atlantique tropical sud en juillet-septembre (1968-1997) .	152
8.7	Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associés aux TSO du Pacifique équatorial oriental en juillet-septembre (1968-1997) . .	153
8.8	Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations dans la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre (1968-1997)	156

8.9	Composites "sec-humide" des champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations de la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre : résidus de l'estimation des pluies à partir des deux indices de TSO (1968-1997) . . .	160
8.10	Composites "humide-sec" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations dans la zone guinéenne en juillet-septembre (1968-1997) . . .	165
8.11	Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associés aux TSO du Pacifique équatorial oriental en octobre-décembre (1968-1997) . . .	169
8.12	Composites "humide-sec" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations en Afrique orientale en octobre-décembre (1968-1997)	171
8.13	Modélisation de la circulation tropicale induite par un forçage de chaleur	174
8.14	Géopotential et flux d'humidité à 925 hPa — Janvier - Juin (1968-1998) .	178
8.15	Géopotential et vents à 600 hPa — Janvier - Juin (1968-1998)	179
8.16	Géopotential et vents à 200 hPa — Janvier - Juin (1968-1998)	180
8.17	Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP associées aux TSO de l'océan Atlantique sud en janvier-mars (1968-1997)	181
8.18	Composites "chaud-froid" de champs atmosphériques NCEP des TSO du Pacifique équatorial oriental en janvier-mars	183
8.19	Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations dans la baie du Biafra en janvier-mars (1968-1997)	186
8.20	Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations en années non conformes dans la baie du Biafra en janvier-mars (1968-1997)	188
8.21	Composites "sec-humide" de champs atmosphériques NCEP associés aux précipitations en Afrique australe en janvier-mars (1968-1997)	192
8.22	Représentation schématique des anomalies de circulation de la cellule de type Walker et association avec les précipitations en Afrique australe . . .	193

Liste des tableaux

2.1	Classification par catégorie des données de réanalyse du NCEP/NCAR retenues	28
5.1	Synthèse des principales ruptures identifiées dans les données de réanalyse en Afrique tropicale par la SMWDA (1958-1998)	76
5.2	Caractéristiques orbitologiques des satellites de la NOAA et périodes utilisées dans la base de données de la NOAA	87
8.1	Années prises en compte pour le calcul des composites associées aux TSO de l'Atlantique tropical sud en juillet-septembre (1968-1997)	149
8.2	Années prises en compte pour le calcul des composites des champs atmosphériques associés à NIÑO3 en juillet-septembre (1968-1997)	151
8.3	Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations dans la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre (1968-1997)	155
8.4	Années non conformes prises en compte pour le calcul des composites obtenues à partir des résidus du modèle de régression sur les précipitations dans la zone soudano-sahélienne en juillet-septembre (1968-1997)	159
8.5	Corrélations entre les précipitations de la zone soudano-sahélienne et les précipitations de mousson en Inde / la vitesse du JTE en juillet-septembre (1968-1994)	162
8.6	Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations sur le pourtour du golfe de Guinée en juillet-septembre (1968-1997)	164
8.7	Années prises en compte pour le calcul des composites des TSO du Pacifique équatorial oriental en octobre-décembre (1968-1997)	168
8.8	Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations en Afrique orientale en octobre-décembre (1968-1997)	172

8.9	Années prises en compte pour le calcul des composites associées aux TSO de l'Atlantique tropical sud en janvier-mars (1968-1997)	177
8.10	Années prises en compte pour le calcul des composites des anomalies de TSO du Pacifique équatorial oriental en janvier-mars (1968-1997)	182
8.11	Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations en janvier-mars dans la baie du Biafra (1968-1997)	185
8.12	Années non conformes prises en compte pour le calcul des composites obtenues à partir des résidus du modèle de régression sur les précipitations dans la baie du Biafra en janvier-mars (1968-1997)	187
8.13	Années prises en compte pour le calcul des composites de précipitations en janvier-mars en Afrique australe (1968-1997)	190

Résumé : le travail établit un diagnostic objectif de la fiabilité des données de réanalyse du NCEP/NCAR en Afrique tropicale aux échelles intra-saisonnière à interannuelle. Les réanalyses sont une base de données originale, disponible sur la période 1958-1998, combinant des données d'observations et des sorties de modèle atmosphérique, qui permet d'appréhender la dynamique atmosphérique à l'échelle globale. L'étude de la fiabilité de ces données nous a permis de dégager un certain nombre de recommandations pour leur utilisation. En Afrique tropicale, la période homogène à extraire pour l'analyse du climat va de 1968 à 1998. Cependant, au sein de cette période, la SMWDA, méthode statistique servant à détecter les ruptures d'homogénéité et à les localiser, a permis de mettre en évidence trois dates majeures : 1976/77, 1983/84 et 1987/88, que l'on retrouve dans un grand nombre de paramètres atmosphériques. Ce sont les paramètres de surface comme les précipitations qui sont le plus touchés par ces ruptures d'homogénéité. Les paramètres atmosphériques les plus fiables parmi les 12 testés sont les paramètres pour lesquels un grand nombre d'observations a été assimilé dans le modèle du NCEP (température de l'air, hauteur géopotentielle, vents . . .). En Afrique tropicale, ces paramètres sont représentatifs de champs climatiques réalistes. Ce sont les paramètres liés au cycle hydrologique qui soulèvent le plus d'interrogations notamment du fait de la difficulté pour les valider. L'étude approfondie des précipitations a montré l'importance des écarts entre les réanalyses et l'observation. Les problèmes majeurs identifiés sont la présence de nombreuses ruptures de stationnarité, une sous-estimation marquée de l'amplitude du cycle saisonnier, la présence d'un signal basse fréquence dans les chroniques et l'incohérence dans la variabilité interannuelle. Face à ce constat, les précipitations du NCEP ne peuvent être utilisées dans une étude climatique sur le continent africain.

Le thème des téléconnexions entre les principales anomalies de températures de surface océanique (TSO) et la variabilité pluviométrique en Afrique tropicale a été investi afin de déterminer dans quelle mesure les réanalyses permettent d'améliorer les connaissances sur le rôle de la circulation atmosphérique. Les deux signaux océaniques qui ont des relations statistiques fortes avec la pluviométrie en Afrique tropicale sont d'une part les oscillations des TSO du Pacifique équatorial oriental (NIÑO3) signant le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO), et d'autre part les variations plus lentes des TSO de l'Atlantique tropical sud (SATL). À l'échelle du continent africain, 5 types de téléconnexions ont été identifiés avec SATL en fonction de l'évolution saisonnière de la relation, et 4 types avec NIÑO3. Les réanalyses ont été utilisées pour mieux comprendre les mécanismes atmosphériques lors de l'occurrence de ces téléconnexions. Pour les saisons des pluies juillet- septembre, octobre-décembre et janvier-mars, des analyses composites ont été réalisées en fonction des années d'occurrence de fortes anomalies de TSO et des années anormalement sèches et pluvieuses sur différentes régions d'Afrique tropicale sur la période 1968-1998. La comparaison des différentes composites a permis de mettre en évidence des forçages océano-atmosphériques associés à l'ENSO, *via* les composantes méridienne et zonale de la circulation divergente de l'atmosphère, ainsi que des forçages océano-atmosphériques plus régionaux indépendamment de l'ENSO et des forçages atmosphériques associés à des conditions de surface continentale.

Mots-clés : réanalyses du NCEP/NCAR, précipitations, téléconnexions, Afrique tropicale, circulation divergente de l'atmosphère, test de fiabilité

Abstract: This study establishes an objective diagnosis of NCEP/NCAR reanalysis data reliability over tropical Africa at intra-seasonal to interannual timescale. The reanalysis data are an original database available over 1958-1998 period which combines observations and atmospheric model outputs and allows us to better understand global scale atmospheric dynamics. The study of data reliability allows us to identify a great number of recommendations for using them. Over tropical Africa, the homogeneous period which should be extracted goes from 1968 to 1998. Before this year, reanalysed datasets should be used with greatest caution. However, during this period, the SMWDA, a statistical method used to detect abrupt shifts in time series and to localize them, shows three major dates: 1976/77, 1983/84 and 1987/88, that could we found in a great number of atmospheric parameters. Surface parameters like rainfall show greatest number of abrupt shifts. The most reliable atmospheric parameters among 12 that we have tested are parameters for which the NCEP model has assimilated a maximum of observations (air temperature, geopotential height, winds . . .). Over tropical Africa, these parameters are representative of realistic climatic fields. The parameters associated to hydrological cycle are not very reliable. A detailed study of rainfall has showed pronounced differences between reanalysis and observation dataset. The major problems identified are an existence of many shifts in time series, a strong underestimation of seasonal cycle, time series are dominated by a low-frequency variability and a frequently incoherent interannual variability. Thus reanalyses rainfall should not be used over tropical Africa.

Teleconnections between major sea surface temperature anomalies and tropical african rainfall variability have been investigated to determine the ability of reanalysis to help the understanding of the role of atmospheric circulation. Ocean signals which have the strongest relationship with african rainfall are eastern Pacific SST (NIÑO3) characterizing the El Niño Southern Oscillation (ENSO) and southern tropical Atlantic SST (SATL). At continental scale, 5 typical teleconnection types have been highlighted with SATL according to the relationship seasonal evolution and 4 types with NIÑO3. The reanalysis data have been used to better understand atmospheric mechanisms when a teleconnection occurs. For juillet-september, october-december and january-march 1968-1998 rainy seasons, composite analyses have been made according to the years of strong SST anomalies and years abnormally dry and wet over different african regions. The comparison of composite results allows us to highlight ocean- atmosphere forcing associated to ENSO via east-west and north-south components of atmospheric divergent circulation as more regional ocean-atmosphere forcing apart from ENSO and atmospheric forcing linked to land surface conditions.

Keywords: NCEP/NCAR Reanalysis, rainfall, teleconnection, tropical Africa, divergent circulation of atmosphere, test of reliability