



**HAL**  
open science

**COUPLAGE DES COMPOSANTES CONTINENTALE  
ET ATMOSPHERIQUE DU CYCLE DE L'EAU AUX  
ECHELLES REGIONALE ET CLIMATIQUE.-  
APPLICATION A LA MOUSSON OUEST  
AFRICAINNE -**

Christophe Messenger

► **To cite this version:**

Christophe Messenger. COUPLAGE DES COMPOSANTES CONTINENTALE ET ATMOSPHERIQUE DU CYCLE DE L'EAU AUX ECHELLES REGIONALE ET CLIMATIQUE.- APPLICATION A LA MOUSSON OUEST AFRICAINE -. Climatologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT: . tel-00122548

**HAL Id: tel-00122548**

**<https://theses.hal.science/tel-00122548>**

Submitted on 3 Jan 2007

**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 Joseph Fourier – Grenoble I

**THESE**

pour obtenir le titre de DOCTEUR de L'UJF

**Spécialité : « Océan, Atmosphère, Hydrologie »**

préparée au sein du

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement  
UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF)

dans le cadre de l'Ecole Doctorale « TERRE, UNIVERS, ENVIRONNEMENT »

présentée et soutenue publiquement par

**Christophe Messenger**

le 27 Juillet 2005

**Couplage des composantes continentale et atmosphérique du  
cycle de l'eau aux échelles régionale et climatique.  
- Application à l'Afrique de l'Ouest -**

Directeur de thèse : Michel Vauclin

Co-Directeur : Hubert Gallée

**JURY**

**Président**

**M. François-Xavier Le Dimet** Professeur UJF, LMC Grenoble

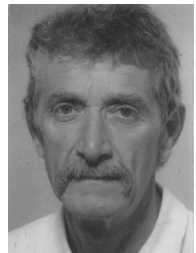
**Rapporteurs**

**M. Patrick Mascart** Physicien des Observatoires, Toulouse  
**M. Eric Servat** DR IRD, HSM Montpellier

**Examineurs**

**M. Victor Alessandrini** DR CNRS, IDRIS Orsay  
**M. Michel Vauclin** DR CNRS, LTHE Grenoble  
**M. Hubert Gallée** DR CNRS, LGGE Grenoble

*A Michel Agarla qui nous a quitté, à ma famille, aux morts et aux vivants qui leur  
survivent et enfin aux Avel, Mar et Bag*





## REMERCIEMENTS

Ici se placent quelques lignes que j'apprécie de lire dans les autres mémoires car elles éclairent non pas sur le travail lui-même mais sur la personne qui l'a produit. Pour me cacher un peu, je voudrais commencer par un extrait d'un des plus grand Marin solitaire au long court qui soit et qui barra toujours droit vers ses objectifs :

« ...Je vais vers une zone où les tempêtes se succèdent et qui n'a jamais été traversée par un homme seul. Je ne me le dissimule pas. Je savais en partant que ce ne serait pas une partie de plaisir, encore que l'imagination ne suffise jamais. Je me rappelle les antécédents des autres navigateurs, mais toutes les relations que j'ai lues se rapportent à des contrées moins inhospitalières. Je m'efforce de m'adapter. J'attends la suite et suis prêt à affronter l'inconnu que me réserve l'avenir. Pour me remonter le moral, je me prépare un gueuleton, mon premier repas véritable depuis le départ. Menu : soupe et pommes de terre frites. Peu de choses mais pour moi un festin. C'est ainsi qu'on a de moins en moins de prétentions. N'importe quelle bagatelle peut être source de satisfaction. Et c'est peut être cela, la vraie vie. ... ».

*- Vito Dumas - Par les Mers Impossibles.*

Ce mémoire n'est qu'une marque de parcours atteinte au fil d'une expérience acquise qui servira je l'espère pour le futur. De ces neuf dernières années passées successivement au SHOM, à IFREMER et au CNRS, je ne peux oublier la personne qui m'a mis le pied à l'étrier, fait confiance et soutenu contre vents et marées : Anne-Marie Tréguier, et dans son sillage tous les océanographes (amis et/ou équipiers) et particulièrement ceux que l'on nomme « les Grenoblois » : Jean-Marc, Bernard, Pierre, Thierry, ... .

Concernant ce travail proprement dit, qu'il soit bien clair que rien n'aurait été possible sans le soutien du Directeur de cette thèse : Michel Vauclin qui a bien voulu croire en mon projet. De même, sans la totale liberté que m'a laissée Hubert Gallée (Co-Directeur de thèse), je n'aurais pas autant avancé. Par la suite, ce travail n'aurait

pu être mené à bien sans un soutien fort de Victor Alessandrini (Directeur de l'IDRIS) et particulièrement des brillants Gilles Grasseau (trop modeste), Denis Girou (bon conseiller) et Laurent Léger (détecteur d'erreurs). Surtout, je ne saurais oublier le couple infernal aux compétences démoniaques Isabelle et Jean-Michel Dupays, mais aussi Anne Foullioux, et Jalel Chergui, bref toute l'assistance quoi!

Une phrase entière pour mon grand ami Olivier Brasseur qui ne cessera de m'étonner par l'étendue de ses connaissances (toujours pointues). Merci à Romain Ramel pour ses objections et ses « fouineries » tombant toujours à propos.

Un grand merci à mes sympathiques collègues montpelliérains de l'IRD : Bernard Capellaere, Christophe Peugeot, Luc Séguis.

Merci à Jean-Dominique Creutin pour m'avoir permis de finir ce travail et merci aussi à tous mes collègues du LTHE (Bruno, Hervé, Michel, Jean-Marc, Jean-Michel, Frédéric, Bernard, Nadine, Jean-Paul...). Je n'oublie pas non plus le pôle administratif sans lequel rien ne peut fonctionner, merci à elles. A tous ceux des services d'HMG : accueil, Repro, Infra qui m'ont toujours facilité la vie!

Il serait impossible d'oublier le LGGE qui de façon collégiale et dans son ensemble m'a accueilli dans les six derniers mois de ce travail. Ils ont enrichi mes horizons et j'y ai ainsi rencontré des « personnalités »: Dominique Raynaud par exemple, bien matinal, mais surpris par mes constantes arrivées « avant lui ». Grand merci à Michel Fily et Jérôme Chappellaz, à Christophe Ferrari, Marie-Christine Mieulet et Michel Sacchettini, ainsi qu'aux modélisateurs : Gerhard, Catherine, Christophe, Dimitri....

Enfin, une énorme merci à celui qui m'a supporté dans son minuscule bureau et qui a éclairci mes journées de sa grosse voix, j'ai nommé Jean Pierre Benoist. Mention spéciale pour la sympathie du baroudeur (trop?) médiatisé : Christian Vincent !

Sans hypocrisie, un vrai merci pour les membres du Jury qui ont été bien sympathiques et qui ont accepté de se libérer (voire retarder son départ en congés pour l'un) à une date peu commune pour une soutenance.

Enfin, pour nos discussions salées : Henri Laurent.

Bien, mais tout ceci ne serait pas écrit sans le soutien indéfectible d'Agnès.

## Table des matières

REMERCIEMENTS .....	iii
LISTE DE QUELQUES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES .....	xi
RÉSUMÉ .....	xiii
PREAMBULE .....	xviii
CHAPITRE I.....	1
INTRODUCTION .....	1
1 Les composantes du climat ouest africain.....	3
1.1 La mousson d’Afrique de l’Ouest (MAO) .....	6
1.2 La MAO et ses composantes .....	8
1.2.1 Particularités de la MAO .....	8
1.2.2 Vers un couplage .....	10
1.2.3 La zone de couplage .....	12
1.2.4 La période d’étude : l’année 1984 .....	13
2 Enjeux et problématique scientifiques .....	13
2.1 Proposition d’un cahier des charges .....	17
2.2 Problématique technique : le pari technologique .....	20
CHAPITRE II .....	25
INFLUENCE DE LA COMPOSANTE OCEANIQUE .....	25
Préambule.....	27
<i>Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. Climate Dynamics (2004) 22: 249-266. ...</i>	29
Abstract .....	29
1 Introduction.....	30
2 Model descriptions .....	33
2.1 The RCM .....	33
2.2 Simulation domain and periods .....	35
2.3 SST data set .....	37
2.4 Experimental protocol .....	39

3 Validation of the control experiments.....	41
3.1 Seasonal cycle.....	41
3.1.1 Year 1983.....	44
3.1.2 Year 1984.....	46
3.2 Spatial distribution of rainfall.....	49
3.3 Atmosphere water content and dynamics.....	52
4 Y83SST84 experiment.....	60
5 Conclusions.....	66
6 Conclusions du Chapitre II.....	69
CHAPITRE III.....	71
COUPLAGE DES COMPOSANTES ATMOSPHERIQUE ET CONTINENTALE 71	
Préambule.....	73
PARTIE III-1 : Expériences forcées de référence. Validation des modèles atmosphérique et hydrologique sur la zone de couplage : bassin de la Sirba, Burkina-Faso/Niger.....	75
<i>A Regional modelling of the interactions between atmosphere and land surface applied to the West African monsoon. Part I: Atmospheric forcing of the hydrologic model of the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. Climate Dynamics. Soumis. ....</i>	77
Abstract.....	77
1 Introduction.....	78
2 The coupling components.....	82
2-1 The atmospheric component – Use of a Regional Climate Model.....	82
2.2 The vegetation component – Use of a SVAT model: SISVAT.....	84
2.3 The hydrologic model ABC.....	86
3 Period, atmospheric and hydrologic domains.....	88
3.1 Period of the study.....	88
3.2 Atmospheric domain.....	88
3.3 Hydrologic domain.....	89
3.4 Data for validation.....	90
4 The forced atmospheric experiment.....	92
4.1 Spatial distribution of annual rainfall over the entire West Africa.....	92
4.2 Seasonal cycle.....	94



4.3 Simulated monsoon dynamics .....	100
4.4 Water balance .....	103
5 The forced hydrologic experiment .....	108
5.1 Geometrical parameters .....	108
5.2 Soil hydrodynamic parameters .....	109
5.3 Simulated discharge using the observed precipitation .....	111
5.3.1 Modelling the temporal disaggregation of precipitation.....	112
5.3.2 Validation of the rainfall temporal disaggregation scheme .....	118
5.3.3 Impact of the spatial representation of precipitation .....	121
5.4 Simulated discharge using the RCM-MAR precipitation.....	124
6 Conclusions .....	130
PARTIE III-2 : Echange d'informations au travers des différents maillages associés aux modèles.....	135
1 Introduction .....	135
2 Les maillages.....	137
3 Géodésie, coordonnées et cartographie.....	139
3.1 Le datum géodésique .....	139
3.2 Le système de coordonnées et la cartographie .....	140
4 Système de projection et positionnement.....	142
4.1 Nature de la surface Si.....	142
4.2 Système de coordonnées et métrique du plan Si .....	143
4.2.1 Le quadrillage et la projection universelle transverse de Mercator .....	143
4.2.2 Un dérivé de la projection UTM : UTM à centre de projection variable .....	146
5 Calcul de recouvrement de surface entre les mailles atmosphériques et les mailles hydrologiques.....	148
6 Le logiciel IMETHY_PP .....	151
PARTIE III-3 : Couplage des composantes atmosphérique et continentale .....	153
<i>A Regional modelling of the interactions between atmosphere and land surface applied to the West African monsoon. Part II: Sensitivity analyses of a fully coupled approach applied to the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. Climate Dynamics. Soumis.</i> .....	155

Abstract .....	155
1 Introduction .....	156
2 How to couple legacy models .....	159
3 The coupling architecture components .....	161
4 Simulation domain and numerical experiments .....	166
5 Effects of the local SVAT-H module (E <sub>1</sub> experiment) .....	168
6 The fully coupled experiment (E <sub>2</sub> ) including the hydrologic model.....	177
7 A coupled experiment (E <sub>3</sub> ) with a tuning of the hydrologic model .....	179
8 Discussion and conclusions .....	181
9 Conclusions du Chapitre III .....	187
CHAPITRE IV .....	189
UN COUPLAGE SANS COUPLEUR .....	189
1 Le couplage, mode ou nécessité ? .....	191
2 Le calcul réparti à grande échelle / Les grilles de calcul / GRID .....	192
3 Approches et principes .....	196
4 Plateformes d'intégration et communication / CORBA .....	199
5 Architecture développée.....	202
5.1 Développement du module atmosphérique et du module SVAT à partir du SISVAT intégré dans MAR.....	203
5.2 Le module hydrologique.....	204
5.3 Liaison entre le module hydrologique et le SVAT-H.....	205
5.4 Rassemblement des modules pour le couplage : MAR/SVAT/ABC .....	206
5.5 Synchronisation, organisation client/serveur.....	206
6 Prétraitements, couplage et post-traitements.....	209
7 Couplage Atmosphère-Végétation-Hydrologie à multi-bassins .....	212
8 Un exemple d'application .....	213
9 Conclusion du chapitre IV .....	217
CONCLUSIONS & PERSPECTIVES .....	219
1 Les apports scientifiques de ce travail .....	221
2 Les apports technologiques de ce travail .....	225

3 La pluridisciplinarité dans les faits .....	227
RÉFÉRENCES.....	229
ANNEXE - COORDONNEES UTMCPV .....	243



## LISTE DE QUELQUES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

ABC	Anna Bernard Christophe (modèle hydrologique)
ALDAS	African Land Data Assimilation Systems
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine / African Monsoon Multidisciplinary Analysis
CEPMMT / ECMWF	Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme / European Center for Medium-range Weather Forecasts
CLIVAR	CLimate VARIability and predictability
CORBA	Common Object Request Broker Architecture
COUMEHY	COUplage MEtéorologie HYdrologie
C.pap.	Companion paper
DEISA	Distributed European Infrastructure for Supercomputing Applications
EMTW	Effective Meridional Transport of Water
EPSAT	Estimation of Precipitation by SATellite
ERA	European Reanalysis
EWC	Equivalent Water Content
GLC	Global Land Cover
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRG	Ground Rain Gauge
GRID	Globalisation de Ressources Informatiques et des Données
HAPEX	Hydrologic Atmospheric Pilot EXperiment
IDL	Interface Definition Language
IGBP	International Geosphere-Biosphere Program
IMETHY_PP	Interface METeo/HYdro_PreProcessing
ISBA	Intéactions Sol Biosphère Atmosphère
JEA / AEJ	Jet d'Est Africain / African Easterly Jet
JET / TEJ	Jet d'Est Tropical / Tropical Easterly Jet
LAI	Leaf Area Index
LAM	Limited Area Model
LULC	Land Use Land Cover
MAR	Modèle Atmosphérique Régional
MCG / GCM	Modèle de Circulation Générale / Global Circulation Model

MCR / RCM	Modèle de Circulation Régionale / Regional Climate Model
MNT /DEM	Modèle Numérique de Terrain / Digital Elevation Model
MOA / WAM	Mousson Ouest Africaine / West African Monsoon
MpCCI	Mesh-based parallel Code Coupling Interface
MPI	Message Passing Interface
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCG	Next Coupler Generation
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NESTOR	NESTing Organization for the preparation of meteorological and surface fields in Regional models
OASIS	Ocean Atmosphere Sea Ice Soil
OMG	Object Management Group
PALM	Projet d'Assimilation par Logiciel Multi-méthodes
PRISM	PRogram for Integrating earth System Modeling
PVM	Parallel Virtual Machine
SDN	Square Degree of Niamey
SETI	Search for Extra-Terrestrial Intelligence
SIG / GIS	Système d'Information Géographique / Geographic Information System
SiSPAT	Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model
SISVAT	Sea Ice Soil Vegetation Atmosphere Transfert model
SSTAs	Sea Surface Temperature Anomalies
SVAT	Surface Vegetation Atmosphere Transfert model
SVAT_H	SVAT applied on hydrologic cells
SVAT_M	SVAT applied on atmospheric cells
SWJ	Sub-tropical Westerly Jet
SWMF	South-Westerly Monsoon Flow
TSO / SST	Température de Surface Océanique / Sea Surface Temperature
UDEL	University of Delaware
UTM	Universal Transverse Mercator
UTMCPV	Universal Transverse Mercator à Centre de Projection Variable
WCRP	World Climate Research Program
WGS	World Geodetic System
ZCIT / ITCZ	Zone de Convergence Inter-Tropicale / Inter Tropical Convergence Zone

## RÉSUMÉ

Le développement d'une architecture de couplage entre la surface continentale et l'atmosphère, appliquée à l'Afrique de l'Ouest est réalisé à travers la prise en compte de deux aspects rarement associés dans ce contexte :

- (i) Un volet technique visant à concevoir cette architecture avec des objectifs de modularité, d'extensibilité et d'interopérabilité en utilisant les technologies liées aux grilles de calcul.
- (ii) Un volet scientifique associé à la problématique du couplage des composantes climatiques continentale et atmosphérique du cycle de l'eau.

Le premier point souligne l'aspect original de l'architecture de couplage développée à partir de la technologie CORBA (*Common Object Request Brokers Architecture*) qui a permis d'introduire le modèle climatique régional MAR (Modèle Atmosphérique Régional), le modèle hydrologique de type Hortonien ABC et un modèle SVAT (*Surface Vegetation Atmosphere Transfer scheme*) au sein de modules indépendants, interchangeables et communiquant entre eux aux travers d'interfaces et d'adaptateurs, sans que soit mis en place ce qui est traditionnellement appelé un coupleur. En ce sens, le couplage est décentralisé et est mis en œuvre sous la forme d'une série d'objets qui communiquent entre eux sur une mode client/serveur. La modularité atteinte permet en outre le changement de modules, l'ajout de nouveaux (extensibilité) et leur portage sur des machines sur lesquels ils sont les plus performants sans se soucier de l'homogénéité des machines utilisées. Une amélioration significative des performances est ainsi obtenue en utilisant pleinement cette fonctionnalité.

Le volet scientifique a permis, dans un premier temps, de déterminer une zone adéquate pour la mise en œuvre d'un couplage atmosphère/surface continentale, en mettant en évidence la part d'influence de l'océan dans les modélisations climatiques régionales qui ont été menées. En effet, bien que l'océan ne soit pas une composante prise en compte dans le couplage, il influence le reste du système climatique au

travers de ses températures de surface. La sensibilité des précipitations et de la dynamique atmosphérique a celles-ci est ainsi soulignée durant l'année sèche 1984 à l'aide du modèle atmosphérique MAR (40 km de résolution horizontale) associé à un SVAT. Cette sensibilité, très marquée jusqu'à 12°N, semble s'estomper au nord de cette latitude, pour laisser la place aux surfaces continentales qui interagissent alors de façon prépondérante avec l'atmosphère. La zone sahélienne retenue dans cette étude se situant au nord de cette limite a donc semblé propice à un couplage atmosphère/surface continentale.

Le bassin versant (39000 km<sup>2</sup>) de la Sirba (affluent en rive droite du Niger) a été retenu pour réaliser des expériences de forçages du modèle hydrologique ABC successivement par des données observées des champs de pluie (pour sa calibration), et par des champs de pluies issues du modèle atmosphérique MAR. Cette étude a d'abord permis de montrer que la calibration du modèle hydrologique à l'échelle mensuelle (échelle climatique choisie pour l'ensemble des expériences menées dans ce travail) est conditionnée de façon prépondérante par la structure infra journalière des pluies plutôt que par une distribution spatiale précise des précipitations journalières.

En conséquence, un schéma de désagrégation temporelle des pluies journalières est proposé et testé. Cette méthode repose sur la détermination du nombre de pics d'intensité de pluie lors d'un événement convectif en fonction du cumul journalier de précipitation. Elle a conduit à une amélioration significative des simulations produites par le modèle hydrologique ainsi forcé par les pluies observées. Le modèle ABC calibré est ensuite forcé par le MAR. La bonne qualité des précipitations générées par le modèle atmosphérique aux échelles mensuelles et hebdomadaires cache néanmoins une mauvaise représentation des pluies aux échelles infra journalières à infra horaires qui entraîne une très mauvaise reconstitution des débits mensuels de la Sirba. L'utilisation de l'algorithme de désagrégation permet une amélioration des débits simulés par ABC dès lors qu'il est forcé par les champs de pluie du MAR désagrégés.



Le modèle atmosphérique régional et le modèle hydrologique sont ensuite utilisés dans le cadre d'une expérience de couplage réalisée sur le bassin versant de la Sirba. Entre ces deux modèles est ajouté un SVAT appliqué à la fois à l'ensemble du domaine à la résolution du modèle MAR (40 km x 40 km) et à la zone de couplage effective de haute résolution (1,8 km x 1,8 km). Le SVAT prend alors en charge les processus de surface (partie aérienne et souterraine de la végétation, zone non saturée du sol) qui ne sont traités ni par le modèle atmosphérique ni par le modèle hydrologique.

L'influence de l'adjonction des nouveaux modules activés dans l'architecture de couplage sur les rétroactions surface continentale/atmosphère par rapport à une expérience climatique forcée de référence, est également étudiée. Ces modules correspondent, au module SVAT discrétisé sur le maillage hydrologique (haute résolution), au module hydrologique calibré d'une part pour les expériences forcées, et plus spécifiquement pour les expériences couplées d'autre part.

Les résultats montrent que le raffinement de grille du SVAT sur la Sirba entraîne des modifications dans le traitement des flux et de la température de surface, ainsi que dans le bilan en eau. La partie hydrologique du couplage montre, pour sa part, sa capacité à moduler les variations apportées par le SVAT haute résolution en modifiant le bilan en eau et par là même l'albedo et le bilan d'énergie.



### Avertissement au lecteur

Le mémoire est organisé autour de quatre chapitres. Le premier d'entre eux est une introduction assez générale décrivant les différentes composantes climatiques de la Mousson Ouest Africaine. Ce chapitre traite aussi de la nécessité de mettre en place un couplage entre les différentes composantes ainsi que des difficultés à déterminer la limite spatiale de chacune de ces composantes. Les contraintes en termes de spécifications, de définition et de mise en œuvre d'un couplage sont également abordées.

Le chapitre II est relatif à l'évaluation de l'influence de la composante océanique régionale (Golfe de Guinée) sur la composante atmosphérique ouest africaine et ceci durant une année sèche. Cela permet, dans l'optique du couplage atmosphère-continent, de bien appréhender le rôle de l'océan sur l'ensemble du domaine d'étude et plus particulièrement sur la zone de couplage considérée dans ce travail, à savoir la région sahélienne. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article qui a été publié dans la revue *Climate Dynamics* (Messenger et al., 2004).

Le chapitre III traite du couplage des composantes atmosphérique et continentale du cycle hydrologique. Il comprend trois parties :

- (i) La première est consacrée aux modèles patrimoines mis en œuvre et aux expériences forcées de référence réalisées. Leurs descriptions et l'analyse des résultats sont présentées sous la forme d'un deuxième article qui a été soumis pour publication dans la revue *Climate Dynamics* (Messenger et al, 2005a).
- (ii) La différence de maillage entre les modèles entraînant un problème dans l'échange d'information entre ceux-ci est abordée dans la deuxième partie qui présente également le mode de calcul de recouvrement de surface entre les maillages atmosphérique et hydrologique.
- (iii) La troisième partie est relative aux premières expériences couplées, qui sont présentées et analysées dans un troisième article (Messenger et al., 2005b) également soumis à la revue *Climate Dynamics*.

Chaque article ici reproduit est précédé d'un résumé en français.

Le chapitre IV concerne l'architecture informatique du couplage et les technologies originales mises en œuvre pour réaliser l'ensemble du système couplé sans coupleur.

Il aborde entre autre les possibilités offertes par l'approche modulaire choisie et illustre sa parfaite adaptation aux plateformes de calcul hétérogènes.

Enfin, quelques conclusions et perspectives sont dégagées à l'aune des résultats scientifiques obtenus et des techniques informatiques utilisées.

Les références bibliographiques et en particulier celles relatives aux articles sont rassemblées à la fin du mémoire afin d'éviter les répétitions et d'en faciliter la lecture.

## PREAMBULE

Parmi les 30 pays les plus pauvres du monde, 22 sont Africains. Plusieurs raisons complexes interagissant entre elles sont à l'origine de cette pauvreté. Une de ces origines vient du fait que l'économie repose principalement sur l'exploitation des ressources naturelles et est donc sujette à de profonds bouleversements à partir du moment où l'environnement lui-même est susceptible de connaître des modifications. L'agriculture est le principal pilier économique de nombreux pays africains (excepté les pays exportateurs de pétrole). Toutefois, cette agriculture est entièrement tributaire de la qualité de la saison des pluies et plus généralement du cycle de l'eau (comprenant l'eau aérienne et souterraine). On peut donc craindre les effets d'un changement climatique et d'un réchauffement annoncé et constaté (IPCC, 2001) sur les populations africaines. La fréquence accrue des périodes sèches pourrait ainsi considérablement accentuer les difficultés d'accès à l'alimentation et à l'eau comme ce fut le cas pendant les années 80 et 90. La figure A illustre l'augmentation de température constatée sur l'Afrique depuis les années 70 tandis que la figure B illustre une anomalie négative de la précipitation annuelle à partir du milieu des années 70.

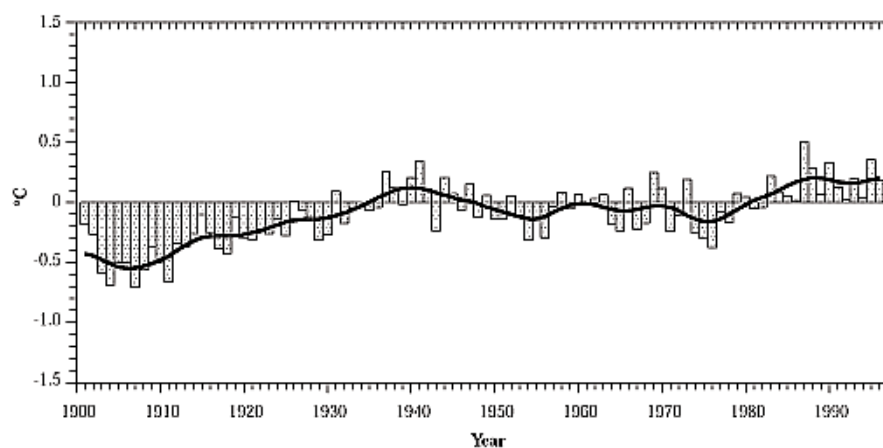


Figure A : Anomalies de températures annuelles observées sur l'Afrique (IPCC, 1997)

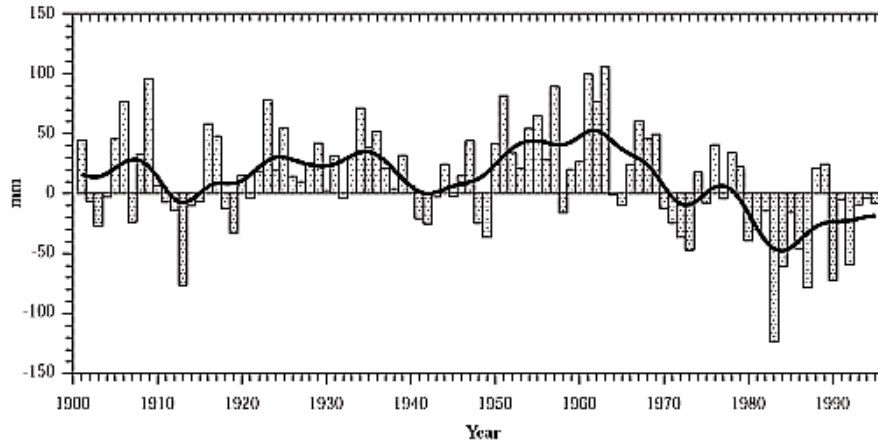
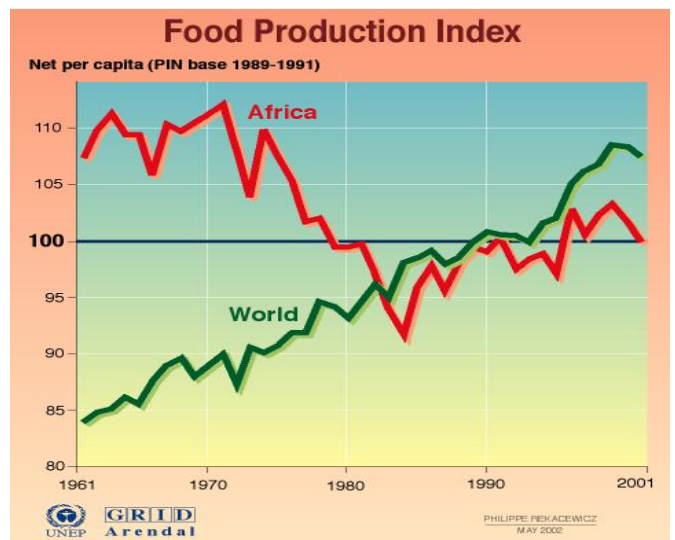


Figure B : Anomalie des précipitations annuelles observées sur la zone Afrique (IPCC, 1997)

La figure C renforce les propos précédents concernant la corrélation entre la production agricole et les aléas climatiques. Notamment, la première partie des années 80 (1983 et 1984) est la période ayant eu la plus faible production agricole par habitant des 4 dernières décennies. Cette très mauvaise production est directement corrélée avec les années de sécheresses observées (1983 et 1984).

Figure C : Production agricole par tête de 1961 à 2001



Source: Food and Agriculture Organization (FAO), Statistical databases (FAOStats), 1995.

Des 19 pays au monde qui sont reconnus comme subissant depuis quelque temps un stress hydrique marqué, une majorité se situe en Afrique et leur nombre va semble-t-il augmenter indépendamment des changements climatiques du fait de la pression démographique la plus élevée du monde (5,22 enfants par femme pour un taux de croissance d'environ 3% par an), laissant entrevoir une population qui passerait de 850 millions d'habitants en 2003 à une population allant de 1,5 à 3,3 milliards en 2050 (*United Nations Population Division*, 2003). Une explosion de la demande en eau pour les besoins humains vitaux directs (eau potable) et indirects (agriculture) est donc à craindre.

Pour exemple, le fleuve Niger a déjà connu un arrêt de son écoulement en 1999 alors qu'en 1973 et 1977 le barrage hydroélectrique de Kaiji au Nigéria a vu sa production chuter dramatiquement au point d'en affecter durablement l'économie et de créer une pénurie énergétique pour ce pays et ses voisins. En 1984 et 1998, certaines unités de production hydroélectrique ont dû stopper complètement leur activité brisant net les espoirs de croissance économique.

La sécheresse et, d'un point de vue plus large, les précipitations en général, semblent donc être de bons marqueurs pour suivre l'évolution climatique et ses conséquences directes sur le continent africain.

En définitive, même si l'Afrique est un des continents qui a le moins contribué aux changements climatiques (en raison de sa faible consommation d'énergie fossile et donc de ses faibles émissions de gaz à effet de serre), il semble qu'elle soit aussi l'un des continents les plus vulnérables à ces changements.

Avant même de passer à d'hypothétiques prévisions climatiques régionales et saisonnières sur la ressource en eau, il apparaît donc primordial dans un premier temps de mieux comprendre les mécanismes mis en jeu dans ces variabilités temporelles aux échelles intra saisonnières à décennales.





**CHAPITRE I**

**INTRODUCTION**



## **1 Les composantes du climat ouest africain**

D'un point de vue synoptique, le continent africain constitue, de par sa position géographique, une source importante de chaleur entrant dans le transport méridien d'énergie des basses latitudes vers les moyennes latitudes. Ce moteur de la circulation méridienne a donc un impact direct sur le climat planétaire. Un exemple de cet impact mettant en jeu des énergies colossales (relatif au transport d'énergie sur la planète) est la corrélation établie entre la variabilité interannuelle des précipitations ouest sahéliennes et celle des cyclones tropicaux intenses de l'Atlantique Nord (Landsea et Grey, 1992).

Plusieurs régimes climatiques caractérisent le continent africain mais depuis les années 70, c'est surtout l'Afrique de l'Ouest qui semble être l'une des plus touchées par les périodes de sécheresse (Figure I-1). Cette figure ainsi que les récents travaux de Le Barbé et al. (2002) – Figure I-2 - illustrent également le fait que ce phénomène ne se limite pas aux régions les plus arides (Sahel) mais touche aussi les zones climatiques plus humides du sud de l'Afrique de l'ouest.

Ces sécheresses à répétition et ses impacts sur l'agriculture et les populations humaines ont entraîné un nombre important d'études scientifiques concernant l'Afrique de l'ouest et son régime de précipitation directement relié à un régime de mousson. La dénomination Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) s'est donc imposée pour caractériser la saisonnalité des précipitations sur cette partie du continent et nous verrons par la suite qu'il ne s'agit pas d'un abus de langage.

La figure I-2 montre également qu'en zone Sahélienne, les années les plus sèches sont sans conteste 1983 et 1984. Toutefois, il existe une variabilité notable entre ces deux années puisqu'en 1984 le déficit pluviométrique annuel est le plus important du siècle au Sahel alors qu'il est quasi-normal en zone Guinéenne.

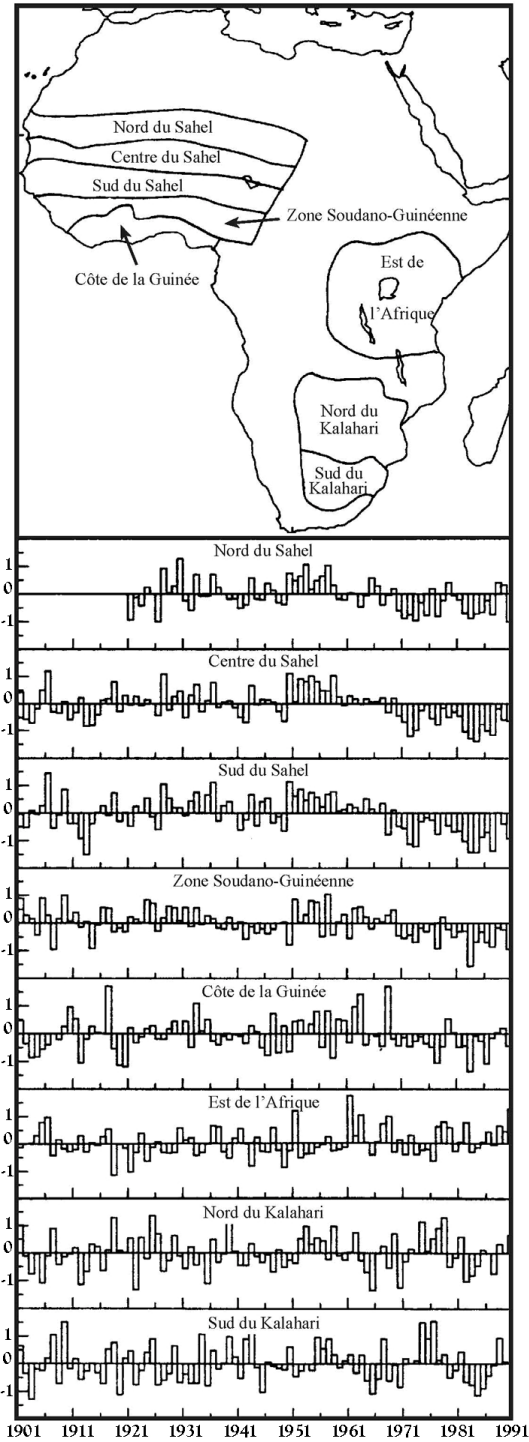


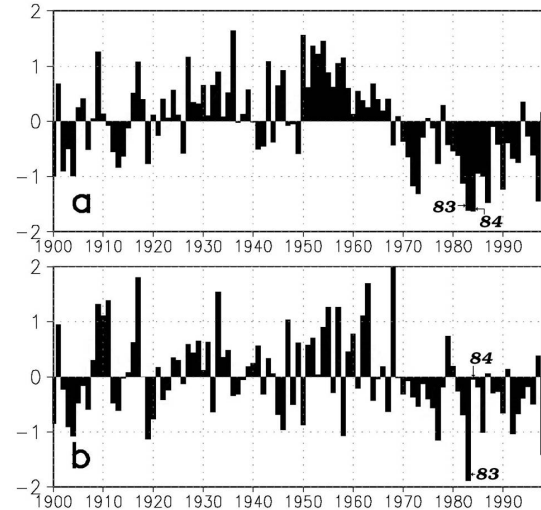
Figure I-1 : Anomalies des précipitations pour certaines régions de l'Afrique, exprimées en écart type moyen par région (Nicholson, 1993).

Figure I-2  
Variation de l'index pluviométrique\* sur la période 1900-1998.

a) en zone Sahélienne (11°N-19°N; 17°W-17°E)

b) en zone Guinéenne (4°N-9°N; 9°W-9°E)

\* Pour chaque station, l'index pluviométrique  $I_p$  est défini tel que  $I_p = (P - m) / s$ ;  $P$  étant la pluie observée,  $m$  la moyenne pluviométrique annuelle et  $s$  l'écart type.



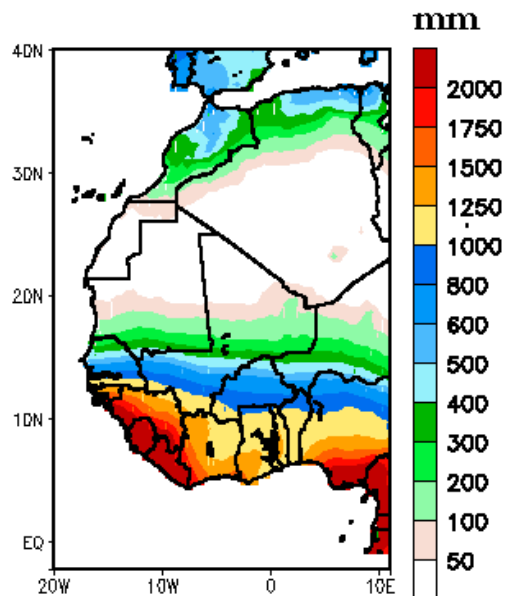
(Le Barbé et al. 2002)

La variabilité spatio-temporelle des précipitations semble donc être importante tandis que la répartition zonale des cumuls annuels de pluie reste remarquable (Figure I-3). Entre le cœur du Sahara et la région Guinéenne côtière, la différence des hauteurs de précipitation peut atteindre 4000mm. Plus localement, en zone Sahélienne, les isohyètes moyennes des pluies annuelles cumulées sont approximativement parallèles aux latitudes et sont organisées de manière croissante du nord au sud avec un gradient méridien approximatif de 1mm/km. Considérant l'importance de ces gradients, une faible variation de la limite septentrionale des plus faibles pluies peut avoir un impact direct sur la limite entre la zone désertique et la zone semi-aride (zone Sahélienne). Cette dernière apparaît donc comme un indicateur sensible à la variabilité des conditions climatiques.

Le vecteur de cette variabilité spatio-temporelle des précipitations semblerait être lié à une modulation de la MAO. Mais avant d'entrer plus en détail dans les causes possibles de cette modulation, nous nous devons de justifier l'utilisation du terme mousson et d'en rappeler les principales caractéristiques.

Figure I-3 : Cumul annuel moyen des précipitations 1961-1990

(source : U.K. Climate Research Unit. University of East Anglia)



### 1.1 La mousson d’Afrique de l’Ouest (MAO)

D’une manière très générale, le terme mousson de l’arabe *mauism* qui signifie saison, désigne un phénomène saisonnier de régime de vent se développant au dessus des régions intertropicales, de l’océan vers le continent durant l’été boréal (mousson d’été) et du continent vers l’océan durant l’hiver boréal (mousson d’hiver). Ce phénomène possède une périodicité d’un an environ et la régularité de ces deux modes successifs se retrouve aux échelles interannuelles, décennales et centennales, et est l’une des particularités remarquables de la mousson.

Cette dynamique des vents est associée, durant la mousson d’été, à des précipitations abondantes alors que durant la mousson d’hiver, un air sec est généralement advecté en provenance de régions septentrionales. Ceci représente une autre particularité remarquable de la mousson, à savoir un été très humide (l’ensemble des cumuls annuels de précipitation est réalisé pendant cette période) et un hiver sec avec de faibles précipitations.

La zone de convergence intertropicale (ZCIT) constitue un bon indicateur des variations saisonnières du régime des vents de mousson. En effet, cette zone est, comme son nom l'indique, la zone où convergent les alizés des deux hémisphères (alizés venant du nord-est dans l'hémisphère nord et venant du sud-est dans l'hémisphère sud). Les vents de sud (dans l'hémisphère nord) transportant souvent des masses d'air très humides et chaudes forment, par convection, la branche ascendante des cellules de Hadley.

Comme indiqué précédemment, la ZCIT évolue en même temps que la mousson et subit des oscillations saisonnières de position (vers le nord en été et vers le sud en hiver). Ainsi, la zone de convergence des alizés ne se positionnant pas forcément sur l'équateur, les vents de sud-est qui traversent l'équateur en été se transforment sous l'action de la force de Coriolis en vents portant au nord-est et, inversement en hiver, les vents de nord-est finissent par porter au sud-est après le passage de l'équateur.

La surface océanique joue par ailleurs un rôle primordial du fait du gradient thermique saisonnier entre continent et océan. L'océan étant une composante climatique lente par rapport à l'atmosphère et au continent, ces deux derniers se réchauffent (en été boréal) ou se refroidissent (en hiver boréal) rapidement, entraînant ainsi des gradients thermiques importants entre le continent et l'océan. Ces gradients influencent largement les alizés dans les zones continentales en imposant des circulations des zones les plus froides vers les zones les plus chaudes.

La mousson est un phénomène propre aux régions intertropicales telles l'Asie du Sud, l'Asie du Sud-est, la Nouvelle Guinée, l'Australie et bien sûr l'Afrique de l'Ouest qui rassemble toutes les caractéristiques décrites ci-dessus :

- oscillation saisonnière de la ZCIT
- déviation des vents après passage de l'équateur et renforcement de ceux-ci par les gradients thermiques continent/océan
- régime bimodal des précipitations : forte précipitation en été, hiver sec

Le terme de mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) caractérisant le régime climatique de cette région ne semble donc pas usurpé.

## 1.2 La MAO et ses composantes

### 1.2.1 Particularités de la MAO

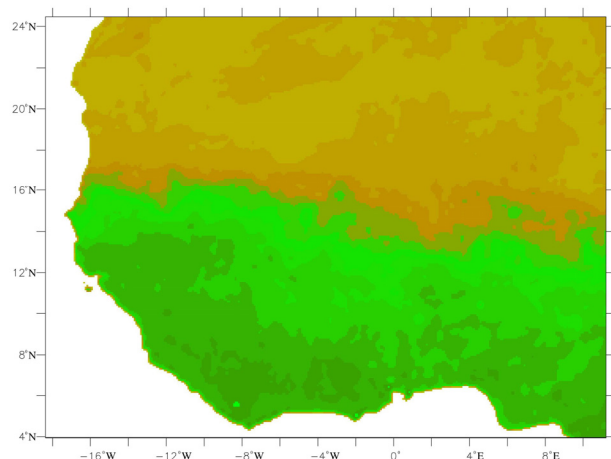
La configuration de la partie ouest du continent Africain est unique car orientée parallèlement à l'équateur et donc approximativement perpendiculairement au flux nord-sud de mousson. La MAO est localisée aux basses latitudes de l'hémisphère nord (jusqu'à 15°N). Elle est saisonnière (approximativement entre mars et septembre) et est caractérisée par un régime pluviométrique qui présente une importante variabilité spatio-temporelle (Lebel et al., 2000). La variabilité spatiale est majoritairement associée à la nature convective des pluies alors que la variabilité temporelle peut être reliée au cycle saisonnier et aux perturbations d'échelles synoptiques.

Toutefois, malgré cette variabilité spatio-temporelle, on peut observer une distribution zonale (et donc un gradient méridien) du cumul annuel des précipitations entre la côte et le Sahara. Ce gradient se retrouve aussi dans la répartition de la végétation (figure I-4).

Figure I-4 : Distribution zonale de la végétation (maximale au sud). Ici l'indice NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) permet la mise en évidence de la variation spatiale du couvert végétal (maximum observé entre les années 1984 et 1992).

La couverture végétale est maximale pour les verts les plus foncés et minimale pour les marrons les plus clairs.

source : US Geological Survey



La saison des pluies se compose de trois phases distinctes (Le Barbé et al., 2002): (i) la phase dite d'installation, en mai et juin, qui est caractérisée par une extension de la zone pluvieuse de la côte vers l'intérieur du continent, (ii) la pleine période de



précipitation (juillet à septembre) débutant par un « saut abrupt » du centre de la bande de maximum de précipitation de 5°N à 10°N (Sultan et Janicot, 2000), (iii) la phase de retrait durant laquelle les pluies diminuent et la bande comprenant les précipitations maximales se retire progressivement vers le sud entre les mois de septembre et novembre.

La dynamique associée à ce régime de la MAO peut se décomposer en quatre régimes de vents : (i) le flux de sud-ouest dans la basse troposphère ; (ii) le jet d'est africain (JEA) de la troposphère moyenne pouvant être relié à un vent thermique associé à un gradient thermique continental (Cook, 1999), se développant entre juin et septembre ; (iii) le jet d'est tropical (JET) localisé entre 5°N et 10°N associé à la puissante mousson asiatique ; (iv) le jet d'ouest subtropical (JOST) de juin à septembre localisé entre 30°N to 35°N.

Comme il a été suggéré au paragraphe 1-1, la MAO comme les autres moussons appartient à un système comprenant trois composantes climatiques :

- les surfaces océaniques
- les surfaces continentales
- l'atmosphère

Ces 20 dernières années, de nombreuses études ont été réalisées pour améliorer la compréhension de l'influence de ces trois composantes sur la variabilité de la MAO et plus particulièrement sur le régime pluviométrique qui lui est associé. Ainsi des études fondées sur des observations ou des résultats de modélisation (ou les deux) ont pour certaines montré que la Température de Surface Océanique (TSO) de l'océan global (Folland et al., 1986; Janicot et al., 1996), les conditions de surface continentale (Nicholson, 1989; Cook, 1994) et la circulation générale ont une influence sur la MAO. Ainsi, un changement du couvert végétal, de l'évapotranspiration, de l'albédo, de l'humidité du sol ou de la TSO peut entraîner des modifications de flux entre les différentes composantes climatiques qui peuvent à leur tour influencer les précipitations.

En 1978, Lamb fut le premier à suggérer un lien entre le déficit pluviométrique enregistré sur le Sahel et les TSO de l'Atlantique tropical. Des études plus récentes ont suggéré que seules les TSO aux échelles des bassins océaniques avaient une influence sur les précipitations ouest africaines (Semazzi et al., 1988; Folland et al., 1991; Rowell et al., 1992 ; Fontaine et al., 1998). Toutefois, et plus récemment encore, certaines études ont montré l'influence non négligeable des TSO « locales », c'est-à-dire de l'Atlantique tropical, sur les régimes de précipitation associés à la MAO (Vizy et Cook, 2001 ; Messenger et al., 2004).

Mais l'influence du continent dans le système de la MAO ne fut pas oubliée et nombre d'études furent consacrées à la variabilité du régime pluviométrique de la MAO en montrant qu'elle pouvait être reliée aux conditions de surface (Nicholson, 1989; Cook, 1994; Lare et Nicholson, 1994; Clark et al., 2001; Taylor et al, 2002). Dans le même temps, il semble que le couvert végétal (Zheng et Eltahir, 1998 ; Wang et Elthahir, 2000) ainsi que le relief (Semazzi et Sun, 1997) peuvent influencer la dynamique de la MAO.

Ainsi, il apparaît que les processus de surfaces continentales et leurs variabilités jouent un rôle significatif dans le recyclage de l'eau et par conséquent dans les précipitations. Par exemple, Zheng et al. (1999) montrent que le système couplé continent-atmosphère amplifie les anomalies de précipitations générées par des anomalies de TSO. Des interactions complexes entre l'atmosphère et l'hydrologie locale semblent donc influencer les processus de moyenne et fine échelle. Eltahir et Gong (1996) ont pu montrer que l'évaporation locale en Afrique de l'Ouest contribue pour 27% aux précipitations sur cette même zone. C'est largement suffisant pour mettre en lumière un large potentiel d'interactions entre les surfaces continentales et le régime pluviométrique ouest africain.

### 1.2.2 Vers un couplage

Toutes les différentes études précitées montrent qu'il existe de nombreuses interactions et rétroactions entre les différentes composantes de la MAO. Il apparaît donc qu'une bonne prise en compte de ces différentes composantes est nécessaire pour une meilleure compréhension de la MAO et de sa variabilité. Les communautés internationales et nationales ne s'y sont d'ailleurs pas trompées en s'investissant très fortement dans les projets WAMP<sup>1</sup> et AMMA<sup>2</sup> dans lesquels s'inscrit ce travail.

Toutefois, dans une approche de modélisation qui est l'un des objectifs de notre contribution, cette prise en compte des différentes composantes passe par une représentation correcte de ces dernières. Ainsi, la mise en œuvre de modèles adaptés à la fois aux trois composantes climatiques, et à la spécificité ouest africaine et équatoriale, souligne immédiatement qu'il va être nécessaire d'utiliser des modèles numériques issues de disciplines scientifiques différentes, mais contigües. Un seul et unique modèle n'étant donc pas envisageable, la notion de couplage entre ces modèles devient par la même inévitable.

Toutefois, le titre de ce mémoire montre qu'il n'a pas été question ici de couplage avec l'océan. Nous nous sommes en effet restreint au couplage entre les surfaces continentales (hydrologie et végétation) et l'atmosphère, par souci de ne pas complexifier notre tâche. Cependant, l'influence océanique et sa modélisation ne sont pas absentes de ce travail. En effet, si on ne peut pas parler de couplage avec l'océan, celui-ci est tout de même représenté à l'échelle régionale par un forçage présentant une variabilité spatiale et étant évolutif dans le temps. En une phrase, les TSO sont prescrites et influencent ainsi le système couplé. L'ensemble de ce traitement et son impact sur nos modélisations seront traités dans le chapitre II de ce document.

Après avoir quantifié le rôle de l'océan dans la mousson ouest africaine, il s'est agi d'évaluer l'importance des processus de couplage entre les cycles de l'eau atmosphérique et hydrologique.

---

<sup>1</sup> **WAMP** : West African Monsoon Project

<sup>2</sup> **AMMA** : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

### 1.2.3 La zone de couplage

L'Afrique de l'ouest dont le climat est marqué par la forte rétroaction entre la végétation et le régime pluviométrique (Zeng et al., 1999) sur une large gamme d'échelles de temps (intra saisonnière à décennale au moins), apparaît comme une zone géographique adaptée à l'évaluation de la pertinence d'un couplage hydro-météorologique. Le rôle climatique supposé des processus hydrologiques continentaux dans ces régions est de conditionner l'accès de la végétation au réservoir d'eau dans les sols, et de ce fait le développement et la persistance de l'activité végétative, en particulier durant les périodes sèches. Il en résulte alors un impact sur les échanges d'énergie surface-atmosphère via le pouvoir réflecteur du système sol-végétation, le transfert radiatif à travers la végétation et la transpiration de cette dernière. Par ailleurs, la végétation est une composante importante de la source continentale d'humidité atmosphérique.

D'autre part, en Afrique de l'Ouest, la zone Sahélienne apparaît être la région la plus sensible à la variabilité des conditions climatiques du fait des faibles précipitations enregistrées et de l'importance des gradients méridiens entre les isohyètes : une faible variation de la limite septentrionale des plus faibles pluies peut donc avoir un impact direct sur la limite entre la zone désertique et la zone semi-aride et sur le débit des grands fleuves traversant la zone Sahélienne. Par exemple, le débit moyen annuel du Niger à Niamey est passé de 1060 m<sup>3</sup>/s sur la période 1929-1968 à 690 m<sup>3</sup>/s sur la période 1969-1991. Au Bénin, les écoulements des rivières ont pour leur part diminué de 40% (Le Barbé et al., 1992). Il est aussi à noter que le déficit des débits sur les grands bassins versants (Sénégal, Niger) a été deux fois plus important que les déficits pluviométriques. Cela montre l'impact d'une variabilité négative du régime pluviométrique (associé à la dynamique de la MAO) avec des conséquences non-linéaires sur la ressource en eau. Toutefois, cet impact négatif n'est pas univoque. Par exemple, certaines nappes ont accusé des baisses significatives de leur niveau moyen, alors que localement (cas de la région de Niamey) on a observé une remontée à partir

de la fin des années 70, bien que la période sèche se soit prolongée jusqu'au milieu des années 90 (Favreau, 2000). Une explication possible de ce dernier phénomène est la diminution de la couverture végétale et les conséquences qui en découlent sur le ruissellement et le remplissage des mares qui alimentent ponctuellement les nappes. Ceci illustre combien l'impact hydrologique de la variabilité climatique résulte d'une série de processus en forte interaction les uns avec les autres et combien la zone sahélienne est sensible aux aléas de la MAO. Tous les phénomènes évoqués jusqu'ici constituent de bonnes raisons pour la mise en place d'un couplage dans cette zone.

#### 1.2.4 La période d'étude : l'année 1984

L'année 1984 a été retenue pour l'ensemble de ce travail car c'est l'une des plus sèches de la période 1951-1998 (Le Barbé et al, 2002) à la fois sur la zone Sahélienne et la zone Guinéenne.

Nous avons choisi une année sèche car durant celle-ci, l'atmosphère contient moins d'humidité et il est ainsi plus aisé de capturer des processus mettant en jeu des mécanismes régionaux (sur l'Afrique de l'Ouest) de rétroactions entre l'atmosphère et les surfaces continentales ou la surface océanique du Golfe de Guinée. Ces phénomènes sont d'autant plus visibles qu'ils ne sont pas masqués par des structures de plus grandes échelles apportant de grandes quantités d'humidité et de précipitation via les frontières de la zone géographique que nous nous sommes fixé.

## **2 Enjeux et problématique scientifiques**

Il est apparu au fur et à mesure de cette introduction la nécessité impérieuse d'un couplage entre plusieurs modèles de disciplines scientifiques différentes. Le fait d'avoir énuméré les différentes composantes climatiques entrant en jeu dans la MAO ne suffit pas, a priori, d'une part à clairement identifier les disciplines scientifiques concernées, et d'autre part à identifier le type de modèle impliqué. Nous pouvons ainsi poser la question : quels modèles numériques utiliser pour répondre aux

impératifs scientifiques ? Cette question en appelle deux autres : (i) tous les modèles d'une discipline scientifique sont-ils équivalents ? ; (ii) où placer la limite d'une discipline scientifique et par conséquent la limite d'un modèle qui lui est associé ? Cette dernière question a fait l'objet de débats au sein des communautés atmosphériques et hydrologiques qui sont les plus concernées et les plus intéressées par ce couplage. Ainsi, l'Atelier de Modélisation de l'Atmosphère en 2001<sup>3</sup> a vu l'émergence d'une question a priori simple, mais dont la réponse n'est pas aisée : où situer la limite entre l'atmosphère et la surface continentale ? Par la même, où placer la végétation par rapport à cette limite et dans quelle « partie » doit-elle se trouver ? Force est de constater à la lecture des différents comptes rendus que la question n'est pas vraiment tranchée.

D'un côté, les hydrologues considèrent qu'au moins la partie souterraine de la végétation fait partie de l'hydrologie car elle influe directement sur les capacités d'infiltration et d'extraction d'eau dans les sols, même si cette dernière est directement rejetée dans l'atmosphère par les parties aériennes des plantes. Il n'y a donc qu'un simple pas à franchir pour considérer que la végétation dans son ensemble fait partie de l'hydrologie et qu'un modèle hydrologique doit prendre en compte cette composante. Ce pas est fort justement franchi par nombre d'hydrologues.

De l'autre côté, les atmosphériciens se sont rapidement aperçu que les conditions de surface aussi bien océaniques que continentales avaient un impact sur leurs simulations. On ne s'attardera pas ici sur les conditions de surfaces océaniques qui sont, pour cette partie, hors de propos. En ce qui concerne les surfaces continentales, nous avons vu (pour l'Afrique de l'Ouest mais cela est vrai pour le globe dans son ensemble) que les sols et leur occupation avaient un impact sur le climat. Des modèles simplifiés prenant en compte les hétérogénéités du sol et les effets de la végétation ont été ainsi inclus directement dans les modèles climatiques atmosphériques. Ces modèles permettent de déterminer, pour les plus sophistiqués

---

<sup>3</sup> AMA-2001 / Météo-France. Toulouse.

d'entre eux, la part d'eau interceptée par la canopée et ré-évaporée, la part d'eau infiltrée pouvant être réutilisée par extraction racinaire et transpirée, la part d'eau ruisselée (souvent perdue car les échanges latéraux ne sont pas pris en compte dans ces modèles) et la part d'eau évaporée au travers du sol nu. En résumé, ces modèles de surface dénommés SVAT : *Surface Vegetation Atmosphere Transfert model* – gèrent les bilans de masse (eau) et d'énergie entre le sommet de la canopée et les premières couches de sol. Citons pour exemple les modèles ISBA (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan, et Mahfouf, 1996), SISPAT (Braud et al, 1995), SiSVAT (De Ridder et Gallée, 1998 ; De Ridder et Schayes, 1997) et SECHIBA (Ducoudre et al, 1993). En définitive, nous avons donc deux communautés qui revendiquent la partie végétation, avec une limite entre l'atmosphère et les surfaces continentales qui oscille entre le sommet de la canopée pour les hydrologues et la limite inférieure des racines pour les atmosphériciens (cf. figure I-5).

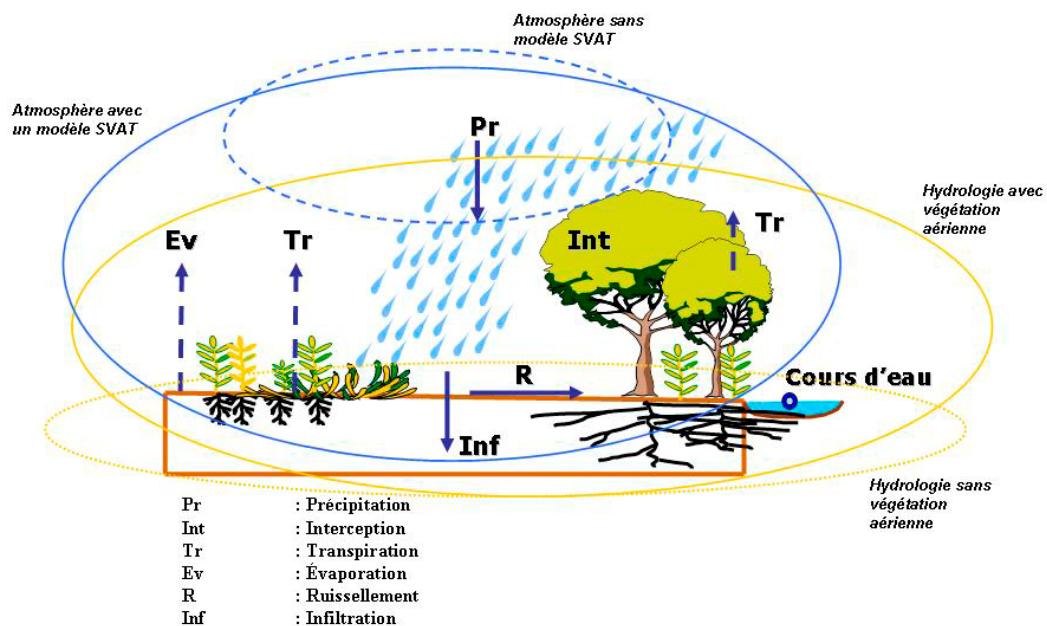


Figure I-5 : Modèles atmosphériques, modèles hydrologiques, où est la limite ?

Le travail présenté ici ne prétend pas trancher cette question. Il a pour objectif de mettre en place un couplage avec ce qu'il était possible de faire avec les outils existants et accessibles. Cette « frontière virtuelle » entre les disciplines se positionne alors « de fait » entre les modèles utilisés. Cette remarque est fondamentale pour la suite de ce travail car elle a conditionné une réponse généraliste à une problématique qui semblait être une somme de cas particuliers.

Cette volonté de fournir un outil partant de l'existant plus qu'une réponse fondée sur le développement de nouveau(x) modèle(s), nous a amené à spécifier un cahier des charges quant à notre approche du couplage. Dans les faits, il va s'agir de réunir plusieurs modèles issus de plusieurs communautés (atmosphère, hydrologie, végétation) ne s'appuyant pas sur les mêmes approches scientifiques (pour partie en raison des différences d'échelles classiquement utilisées dans chacune des disciplines), les mêmes méthodologies et les mêmes méthodes numériques. Le point de convergence de ces disciplines se situe donc à l'interface des milieux, celui-ci représentant une condition aux limites pour chacun des modèles, traitée généralement soit par du forçage (par exemple la pluie pour les modèles hydrologiques), soit par des paramétrisations simplifiées (par exemple la partition entre ruissellement et infiltration dans les modèles SVAT intégrés aux modèles atmosphériques). Notons ici que l'utilisation de SVAT implique que notre approche n'englobe pas la modélisation de la dynamique de la végétation mais une prescription de sa variabilité spatiale et temporelle.

Enfin, avant d'énumérer les spécifications de notre cahier des charges, rappelons qu'il n'existe pas de modèle numérique parfait et universel. De ce fait, dans chacune des disciplines, plusieurs modèles ont été développés et ceci, pour s'adapter à la richesse des problématiques scientifiques associées et à la perception qu'en ont leurs concepteurs. De ce fait, une attention particulière devra être apportée à la possibilité de changer de modèle dans chacune des disciplines pour permettre la réutilisation, la pérennité, et l'augmentation de la richesse scientifique d'un tel couplage.



Profitons de cette introduction sur le couplage pour rappeler un principe fondamental : le couplage suppose une interaction réelle (appelée aussi *fully coupled* ou *two-ways* par les anglo-saxons) entre modèles. Cela se distingue fondamentalement de ce que certains appellent couplage par abus de langage et qui n'est en fait qu'un forçage (*one-way* pour les anglos-saxons) d'un modèle par un autre sans rétroactions de l'un sur l'autre. Dans ce document, le terme de couplage sera toujours utilisé comme référence à un couplage avec interactions (*two-ways*).

## 2.1 Proposition d'un cahier des charges

Tout d'abord, il s'agit de mettre en œuvre une modélisation atmosphérique climatique englobant la plus grande partie de la zone d'Afrique de l'ouest entrant en jeu dans la MAO. Suivant les recommandations du Programme Mondial de Recherche sur le Climat (WCRP<sup>4</sup>) et plus spécifiquement de sa branche Afrique (CLIVAR-AFRICA<sup>5</sup>), nous avons choisi d'utiliser un Modèle Climatique Régional (MCR), c'est à dire à aire limitée, ayant une physique adaptée à l'Afrique de l'Ouest et permettant d'atteindre des résolutions spatiales supérieures à celles communément atteintes par les modèles de circulation générale (MCG). Une revue plus détaillée des différences d'approches entre les MCG et les MCR ainsi que leur physique associée est fournie dans le chapitre III-1<sup>ère</sup> partie.

Ensuite, il s'agit de mettre en œuvre une méthode suffisamment générale d'estimation des transferts hydriques dans les sols pour pouvoir représenter de manière réaliste leur diversité à des échelles spatiales supérieures à la taille d'un seul bassin versant. Pour ce faire, un modèle hydrologique devra être utilisé, ou bien des modèles hydrologiques par type de bassins devront être considérés si l'hydrologie est régie par des processus différant d'un site à l'autre.

---

<sup>4</sup> WCRP : World Climate Research Program

<sup>5</sup> CLIVAR-AFRICA : CLImate VARiability & Predictability - AFRICA

Un autre enjeu est la représentation géométrique du siège de l'interaction atmosphère/surface continentale, compte tenu de leurs traitements respectifs dans les modèles numériques actuels. Cette problématique n'est pas nouvelle et a déjà été envisagée dans le cadre de la modélisation du système climatique. Plus particulièrement, l'atmosphère est divisée en mailles quasi-carrées régulières alors que le milieu hydrologique continental est divisé en bassins et en mailles de forme quelconque. On se propose donc de développer une méthode de couplage prenant en compte cette différence entre ces géométries. Un autre problème lié à ces deux milieux est la différence des échelles à laquelle s'intéressent les hydrologues et les atmosphériciens (la limitation d'échelle peut également provenir des limitations des moyens de calcul ou du manque de données). En effet, la plus fine résolution spatiale des modèles atmosphériques travaillant à l'échelle climatique est de l'ordre de la vingtaine de kilomètres au plus, les points de calcul formant un maillage régulier ; le modèle hydrologique, lui, travaille sur des échelles bien plus fines (de l'ordre du kilomètre, voire de la centaine de mètres), avec une dispersion irrégulière des points de calcul souvent distribués en fonction du réseau hydrographique. Cet aspect conduit donc à modéliser les flux échangés entre les deux modèles en résolvant les problèmes de changement de géométrie du domaine et d'échelle. Pour ce faire, on s'est proposé d'utiliser des méthodes d'agrégation et de désagrégation des flux échangés à l'interface en tenant compte de la géométrie des grilles de discrétisation, et en se laissant la possibilité d'introduire des désagrégations associées aux écoulements influencés par le relief sous maille du modèle atmosphérique, et/ou des caractéristiques d'un front de pluie.

A l'interface, la conservation d'énergie et d'eau dans les sols et la végétation est traitée par un modèle SVAT qui doit être à la fois adapté (et discrétisé) aux bassins versants (donc dans les zones de couplage hydrologique effectif) et connecté aux mailles atmosphériques. Par ailleurs, partout où le modèle hydrologique n'est pas activé, le SVAT est utilisé de façon classique pour prendre en compte les échanges de surface, à l'échelle des mailles atmosphériques.

En définitive, il va donc s'agir de coupler trois modèles : un modèle atmosphérique, un modèle hydrologique et un modèle SVAT appliqué à la fois aux mailles hydrologiques de fines échelles et aux mailles atmosphériques. Le schéma général du principe du couplage est donné figure I-6. Ainsi, il est nécessaire de coupler la végétation à la fois à l'hydrologie et à l'atmosphère. Cette double implication va se traduire par une double utilisation du modèle SVAT de végétation.

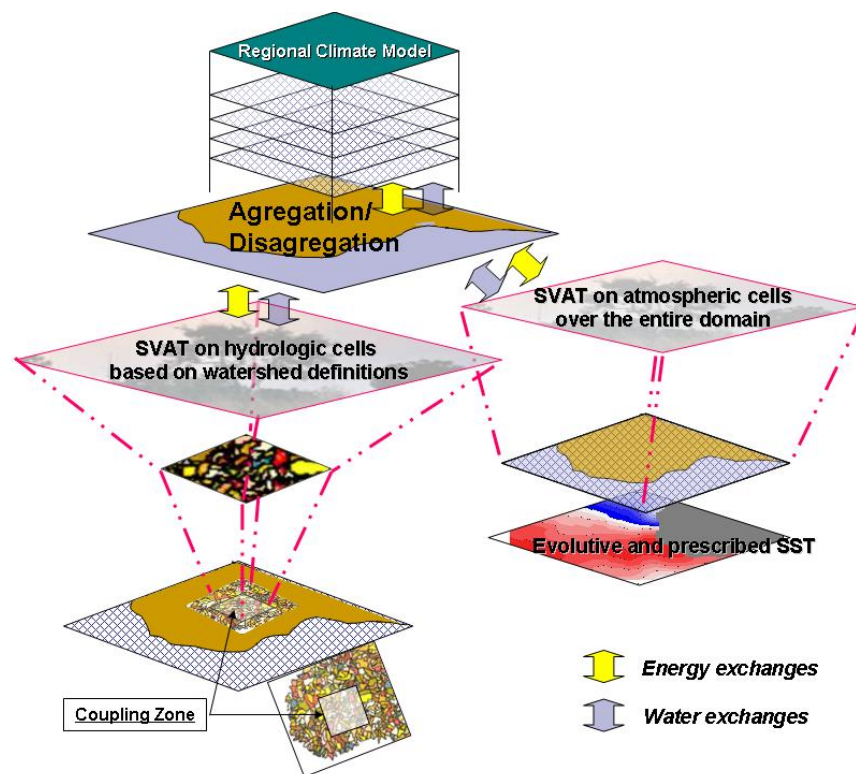


Figure I-6 : Les différents modèles et leurs échanges

En effet, tel que nous définissons le couplage avec l'hydrologie sur une zone climatique de l'Afrique de l'Ouest, on imagine bien qu'il n'est pas, pour le moment, possible de modéliser à fine échelle tous les bassins de cette zone. Il y a donc des zones de couplage entre l'atmosphère, la surface continentale et un l'hydrologie, et des zones auxquelles on appliquera uniquement un couplage entre l'atmosphère et la surface continentale (tel qu'utilisé classiquement dans les modèles climatiques actuels)

sans modèle hydrologique associé. L'hydrologie dans ces zones sera alors traitée par certaines fonctionnalités hydrologiques basiques du SVAT. Le SVAT étant un modèle colonne unidirectionnel, il peut donc s'appliquer sur n'importe quel type de maille. Il est ainsi possible d'utiliser à la fois le SVAT sur le maillage hydrologique et sur le maillage atmosphérique carré de plus grande échelle. C'est exactement ce que nous avons fait en définissant un SVAT associé à l'ensemble du domaine (donc sur toutes les mailles atmosphériques) que sera appelé SVAT-M (pour SVAT appliqué aux mailles atmosphériques) et un SVAT uniquement défini sur les mailles hydrologiques et dénommé SVAT-H (pour SVAT appliqué aux mailles hydrologiques). Le SVAT-H peut donc être vu comme une interface ayant la forme géométrique des bassins considérés. Le SVAT est ainsi un modèle indépendant couplé à la fois au modèle hydrologique et au modèle atmosphérique. Ces deux SVAT (-H et -M) travaillent alors à des résolutions très différentes bien qu'il s'agisse strictement du même modèle (modularité du module SVAT entraînant une unicité des paramétrisations physiques utilisées du fait de l'utilisation stricte du même modèle). A ce stade, apparaît alors un problème physique de passage entre les deux maillages et de cohérence entre les deux SVAT. Ce problème est abordé en considérant que lorsque qu'il existe un couplage avec un modèle hydrologique, sa solution prévaut sur celle de plus grandes échelles associées aux mailles atmosphériques. L'information de fine échelle sera alors incluse dans la solution de plus grande échelle en tenant compte de sa proportion d'occupation de surface par rapport à la grande échelle. C'est ce qui a été appelé agrégation. Dans le sens inverse, on réalise alors une désagrégation de la grande échelle vers les plus petites échelles hydrologiques correspondant parfaitement aux échelles du SVAT-H.

## **2.2 Problématique technique : le pari technologique**

En plus des spécifications précédentes, nous nous sommes imposé des objectifs techniques liés à la modularité, l'extensibilité et l'interopérabilité de nos

développements. Nous reviendrons sur l'interopérabilité dans le paragraphe suivant. La modularité (déjà brièvement évoquée) consiste à considérer chacun des éléments de ce couplage comme un module interchangeable. Ainsi on doit, dans cette architecture, pouvoir changer de modèle atmosphérique, de SVAT ou de modèle hydrologique. Les avantages d'une telle capacité sont évidents : dans le cas où un modèle se révèle inadapté à une tâche on peut le remplacer par un autre plus performant.

L'extensibilité découle directement de la modularité. En effet, à partir du moment où une architecture modulaire est mise en place on peut aisément envisager d'ajouter des modules. Cette spécificité sera abordée au chapitre IV.

Dans le paragraphe précédent, nous avons, entre autre choses, évoqué le fait qu'il n'y avait pas forcément de modèle unique à considérer face à un problème scientifique donné. De plus, il n'existe pas de modèle numérique parfait et universel. De fait, dans chacune des disciplines, plusieurs modèles ont été développés et ceci pour s'adapter à la richesse des problématiques scientifiques associées (c'est pour cela que nous avons introduit la notion de modularité). De même, les types de calculateurs sur lesquels sont mis en place ces modèles sont très différents : les modèles atmosphériques sont classiquement mis en œuvre sur de gros calculateurs, alors que les modèles hydrologiques utilisent le plus souvent des PC ou des stations de travail. Par conséquent, si nous voulons être capables d'utiliser nos applications très hétérogènes de façon performante (cela rend possible la mise en production de simulation climatique), nous nous devons d'ajouter les notions de portabilité et d'interopérabilité à notre cahier des charges. Ainsi, l'architecture construite doit être capable de s'adapter à un panel hétérogène de machines. Ces dernières spécifications nous ont poussé vers ce qu'on appelle, en informatique, le calcul réparti à grande échelle<sup>6</sup>. Plus précisément, nous avons travaillé au développement d'une architecture couplée se plaçant dans le cadre de la Globalisation des Ressources Informatiques et des

---

<sup>6</sup> Calcul réparti à grande échelle : *metacomputing* en anglais

Données (GRID<sup>7</sup>), cette dénomination étant également le titre d'une Action Concertée Incitative (ACI) du Ministère de la Recherche. L'ensemble des développements associés à ce travail de thèse ont d'ailleurs été effectués dans le cadre du projet PPL-COUMEHY<sup>8</sup> de cette ACI-GRID et coordonnés par l'auteur de ce mémoire (Messenger et al., 2003).

Dans ce projet, les problèmes techniques à traiter ont été de deux ordres, numériques et informatiques. Sur le premier point, comme nous l'avons précisé, chacune des disciplines possède ses particularités dans l'approche numérique de la modélisation des phénomènes, les échelles spatiales et temporelles de résolution différant beaucoup. Par conséquent, les résolutions numériques doivent être synchronisées en s'assurant que les échanges sont physiquement cohérents. Du point de vue informatique, il s'agit d'échanger et d'adapter les informations nécessaires aux deux modèles. Pour ce faire, plusieurs approches existent. On peut notamment développer un code spécialisé, appelé traditionnellement coupleur, qui assure l'adaptation aux interfaces, comme par exemple le coupleur OASIS (*Ocean Atmosphere Sea Ice Soil*) du CERFACS (Valcke et al., 2004).

Une autre approche est d'inclure les fonctionnalités de couplage sans coupleur, en tant que services intégrés aux modèles eux-mêmes. Nous avons choisi cette dernière approche, en particulier parce qu'elle offre davantage de facilités pour intégrer ultérieurement de nouveaux modèles (notion d'extensibilité) ou remplacer un modèle par un autre (modularité). Notre approche vise donc à intégrer des codes que l'on considèrera comme des codes « patrimoines » auxquels on adjoindra des interfaces permettant la communication entre eux (en étant extrêmement peu intrusif dans les codes eux-mêmes).

Enfin, un autre aspect privilégié dans notre projet est la portabilité des développements en se fondant sur les standards les plus répandus, pour garantir aux

---

<sup>7</sup> GRID est un terme français déposé, mais internationalement utilisé

<sup>8</sup> PPL-COUMEHY : Projet Pluridisciplinaire COUplage MEtéo HYdrologie

applications d'une part, la plus grande facilité possible à l'installation des applications sur de nouvelles plates-formes et d'autre part, leur pérennité maximale.

Une partie importante de ce travail a donc été consacrée à la mise en oeuvre technique des échanges entre les différents modèles.

Pour atteindre ces différents objectifs, nous avons été amené à choisir la technologie CORBA (*Common Object Request Broker Architecture*) qui s'est imposée comme offrant aujourd'hui les meilleurs atouts pour répondre à nos besoins. La norme CORBA propose une infrastructure globale pour satisfaire à l'ensemble des besoins d'interopérabilité actuellement au coeur de toutes les applications informatiques. Elle est codifiée depuis une dizaine d'années au sein d'un consortium regroupant l'ensemble des partenaires majeurs, tant du côté des constructeurs informatiques que des utilisateurs, qui en établit les spécifications successives. Les autres solutions aujourd'hui disponibles (à l'exemple de JAVA) n'autorisent pas une réutilisation commode des codes existants, dits « codes patrimoines », ou bien restent partielles en ne répondant qu'à une partie des contraintes imposées (portabilité, extensibilité et interopérabilité), telles que les diverses approches nées dans le monde scientifique, notamment autour du concept d'échange de messages.

Mettre en place une telle architecture a aussi comme objectif d'assurer une plus-value scientifique aux applications existantes, en autorisant une modélisation multi-physiques ou multi-échelles par le couplage de plusieurs d'entre-elles, sans bouleverser celles-ci qui continuent à évoluer indépendamment sous la maîtrise de leurs développeurs respectifs (Ces différents aspects sont précisés dans le Chapitre IV).





**CHAPITRE II**

**INFLUENCE DE LA COMPOSANTE OCEANIQUE**



## **Préambule**

Les différentes composantes participant au climat Ouest Africain ont été décrites dans l'introduction générale du mémoire. Il est apparu que la littérature foisonne d'études tentant de déterminer l'importance relative de chacune d'entre elles. Avant de débiter le développement d'une nouvelle architecture de couplage entre atmosphère et surface continentale et de l'appliquer à une zone climatique plus spécifique (la zone Sahélienne, voir Chapitre III), il nous est apparu important de pouvoir déterminer la part d'influence de l'océan dans notre étude. En effet, la zone d'étude retenue (d'un point de vue atmosphérique) contient environ 50% d'océan Atlantique. Il a donc fallu étudier l'influence de cette partie d'océan régional (locale à notre modélisation atmosphérique) sur les précipitations continentales. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue *Climate Dynamics* [Messenger et al., 2004] que nous reproduisons ci-après précédée d'un résumé en français.

## **Résumé**

L'objectif de ce travail spécifique a été de déterminer la sensibilité des précipitations aux températures de surfaces océaniques (TSO ou SST pour *Sea Surface Temperature* en anglais) régionales durant une période sèche de la mousson ouest africaine. Par TSO régionale nous entendons ici les TSO du golfe de Guinée ainsi que celles à l'ouest du Sénégal et jusqu'à 27°W (voir Fig. 1 de l'article ci-après reproduit). Cette étude a été menée à l'aide du Modèle Climatique Régional MAR (Gallée et al., 1995). Pour ce faire, trois simulations réalistes de deux années sèches ont été effectuées et comparées. Les deux premières expériences concernent les années 1983 et 1984 (respectivement appelées Y83SST83 et Y84SST84 dans l'article ci-après). Ces simulations sont initialisées et « emboîtées » dans les réanalyses du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT) et servent de référence pour la comparaison à une troisième expérience. Cette dernière (dénommée Y83SST84) est une expérience hybride qui consiste à simuler l'année

1983 comme la première expérience réaliste, excepté que la TSO est celle de l'année 1984.

Dans un premier temps, les précipitations des deux années issues des deux simulations de référence sont comparées à plusieurs jeux de données d'observation. Nous montrons que le modèle MAR simule correctement la mousson ouest africaine pour ces deux années (y compris le cycle saisonnier et les différentes sous périodes de la mousson). En particulier, le modèle reproduit de façon satisfaisante et étape par étape, les mouvements de la bande méridienne de pluie : phase d'installation, période de pluie intense avec saut de mousson et phase de retraite telles que décrites par Sultan et Janicot (2000). Enfin, la variabilité interannuelle ainsi que les tendances sèches et humides sont aussi présentes dans les simulations.

Les effets les plus remarquables de la TSO sont illustrés par la simulation hybride (Y83SST84 : année 1983 avec TSO de 1984, cf. Figure 11 de l'article). La TSO régionale apparaît alors comme l'un des facteurs prépondérants dans le régime saisonnier de précipitation et la variabilité interannuelle de la mousson ouest africaine sur le continent et ce, jusqu'à 12°N. Cette influence semble toutefois modulée par les conditions de surface continentale (sol et végétation) et par les flux entrants (réanalyses du CEPMMT) dans le domaine du Modèle Climatique Régional (MCR) via ses frontières latérales.

Du point de vue de la dynamique atmosphérique, une TSO plus chaude entraîne une baisse de l'intensité du Jet d'Est Africain (JEA) (cf. Figure 13 de l'article) et une augmentation du transport d'humidité vers le nord, de l'océan vers le continent et ce jusqu'à 12°N (Fig. 12).

***Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. Climate Dynamics (2004) 22: 249-266.***

C. Messenger<sup>1</sup>, H. Gallée<sup>2</sup>, O. Brasseur<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement -UMR 5564 CNRS -INPG-IRD- UJF  
BP53 - 38041 Grenoble Cedex 9 – France

<sup>2</sup> Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement -UMR 5183 CNRS-UJF  
54, rue Molière - 38042 Saint Martin d'Hères Cedex – France

<sup>3</sup> Cellule Interregionale de l'Environnement  
10-11, Avenue des Arts - B-1210 Bruxelles – Belgique

**Abstract**

The influence on precipitation of regional sea surface temperature (SST) during a drought period of the West African monsoon is determined, using a regional climate model (RCM). The results from three simulations of two realistic dry years are compared. The first two experiments are initialised and nested respectively in 1983 and 1984 reanalysis data sets. The third experiment is a hybrid simulation of 1983 which is the same as the first experiment except that the SST field is the 1984 SST. Precipitation from the RCM is compared with several precipitation data sets and, as in observations, the RCM reasonably simulates the West African monsoon (seasonal cycle and monsoon sub-period) for the two different years. In particular, the model reproduces stage by stage the motion of the monsoon band well: installation phase, high rain period with abrupt northward shift of the rain band, and the retreat southward phase. Interannual variability and wet or dry tendencies are also represented. The most significant effect of SST is shown by the hybrid simulation, when the regional SST appears as a major factor in the seasonal and interannual monsoon precipitation regime over the African continent (up to 12°N) although this influence is modulated both by the surface conditions (soil and vegetation) and by the reanalysis flow introduced at the lateral boundaries. Dynamically, a warmer SST leads to a decrease in the magnitude of the African Easterly Jet and an increase in northward equivalent water content transport (from equator to 12°N).

## 1 Introduction

An essential characteristic of the West African climate is its rainfall regime driven by the monsoon cycle. The West African monsoon (WAM) is a regional (localised at low latitudes, less than  $15^{\circ}\text{N}$ ) and seasonal (approximately March to September) climatic phenomenon driven by a meridional gradient of dry and moist static energy between the continent and the Atlantic Ocean (Eltahir and Gong 1996). This gradient is observed along with other diagnostic quantities such as surface temperature, or equivalent water content over the land-ocean-atmosphere coupled system and especially within the atmospheric boundary layer.

The rainfall regime depends mainly on the meridional displacement of a rain band associated and localized to the south of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ). Strong variability over large space and time scales also characterizes the WAM regime (see e.g. Lebel et al. 2000). Spatial variability is due to the convective nature of the rain. Temporal variability may be seen as a modulation of the seasonal cycle and the activity of synoptic disturbances. The rainy season exhibits three distinct regimes (Le Barbé et al. 2002): (1) the installation phase of the monsoon occurs in March-June. It is characterized by an extension of the rain band from the coast northward; (2) the main rain period (July-September) starts with an abrupt shift of the core of the rain band roughly from  $5^{\circ}\text{N}$  to  $10^{\circ}\text{N}$  (Sultan and Janicot 2000). Data show that the mean date for this shift over the period 1968-1990 is 24 June with a standard deviation of 8 days; (3) finally the rain band retreats gradually southwards during September-November.

The dynamics of the West African monsoon is characterized by four wind regimes: the southwesterly monsoon flow in the lower troposphere, the African Easterly Jet (AEJ) in the mid-troposphere from June to September, the Tropical Easterly Jet (TEJ) associated with the upper level outflow from the Asian monsoon, from  $5^{\circ}\text{N}$  to  $10^{\circ}\text{N}$ , and the Subtropical Westerly Jet (SWJ), from  $30^{\circ}\text{N}$  to  $35^{\circ}\text{N}$ .

During the last 20 years, a significant number of papers have attempted to understand the influence of surface factors on West African precipitation and particularly on monsoon rainfall, both in modelling and empirical studies. These factors are generally identified as global sea surface temperature (SST) (Folland et al. 1986; Janicot et al. 1996), land surface conditions (Nicholson 1989; Cook 1994) and large-scale circulation features. In the two first cases, a change in vegetation cover, evapotranspiration, albedo, soil moisture, or SST can lead to changes in latent and sensible heat transfer which can influence the rainfall pattern in several regions. In particular, various studies were conducted on the rainfall season over the semiarid Sahelian region (from 10°N to 20°N), because of the consequences of drought conditions and deficient rainfall on agriculture and on human life generally.

A link between the tropical Atlantic SST and deficient rainfall over the Sahel was first suggested by Lamb (1978). More recent studies have suggested that only the global SST pattern (tropical Atlantic and northern Atlantic, Tropical Pacific) can explain variability in rainfall over the West African continent (Semazzi et al. 1988; Folland et al. 1991; Fontaine et al. 1998).

Rowell et al. (1992) found that variations in global and regional SST patterns were the primary factor influencing the variability of seasonal Sahel rainfall in their global circulation model (GCM), both at interannual and interdecadal scales. However, as shown recently by Lebel et al. (2000), GCM have difficulties in correctly reproducing the West African rainfall. Moreover, Vizio and Cook (2001) have shown, in a GCM study, that the effects of the Gulf of Guinea SST anomalies (SSTAs) are much stronger than those of North Atlantic SSTAs. They identified the considerable impact of regional SSTAs (in the Gulf of Guinea) over West Africa and the need to investigate the sensitivity of a RCM to these regional SSTAs. In their next paper Vizio and Cook (2002) compared results from a regional climate model (RCM) to GCM results and observations from various climatologies. They validated their RCM for West Africa and showed that a RCM provides a much better simulation than a GCM. They also illustrated the RCM's ability to capture correctly the main processes that

cause interannual summertime (JJA) variability. Nevertheless, spin-up time used was short, 17 days, and the seasonal cycle of a realistic year was not simulated because of the duration of the experiments (JJA), the lateral boundary conditions and the surface conditions introduced in the RCM. The lateral boundary conditions were updated every 12 h by a monthly mean from climatology and soil moisture values prescribed from ECMWF climatology by an in-time linear interpolation. Soil and vegetation feedbacks were thus ignored because of the prescription of these variables and the lack of a surface vegetation atmosphere transfer (SVAT) model coupled with the RCM. Consequently no interaction between the soil-vegetation system and the monsoon flow of moisture is considered despite the broad effects of soil moisture on seasonal climate and precipitation especially during the African monsoon (Zeng et al. 1999; Douville et al. 2001). The importance of using interactive soil moisture and vegetation over semi-arid regions in a modelling study was also shown by Derive (2003). In this work, he validated his SVAT (we used the same in the present study, see Sect. 2.1) over the Sahelian region and also showed that a variation of soil and vegetation parameters induces a variation in the evaporation flux and in the water and energy budgets. Providing that evaporation could interact with precipitation, interactive soil moisture and vegetation could influence precipitation just above the evaporation area or far away.

The purpose of the present research is to determine (1) the ability of the MAR (modèle atmosphérique régional), coupled with a SVAT model, to simulate the rainy regime of two dry years, (2) whether interannual variability of precipitation is captured by the model, (3) the response of the model to SST for 1983 by simulating 1983 with the 1984 SST. The work therefore examines precipitation sensitivity to SST over the Gulf of Guinea and off the Senegal coast, and to interannual variability of the regional SST. Specifically for 1984, the work attempts to clarify the relationship between the increase of the regional and equatorial SST and the increase of precipitation observed up to 12°N while this year is included in a long drought period.



Section 2 outlines the methods used and includes a description of the MAR model, simulation domain and period, SST data set and the experimental protocol. Section 3 deals with the model's ability to simulate the seasonal cycle and to reproduce the spatial distribution of rainfall for the two years, interannual variability and dynamics. Section 4 discusses the results of an experiment that consists in simulating year 1983 with 1984 SST. Section 5 presents the conclusions.

## **2 Model descriptions**

### **2.1 The RCM**

The regional climate model (RCM) MAR was first developed for polar regions. It was applied later to tropical and temperate regions (Brasseur et al. 1998, De Ridder and Gallée 1998; Brasseur 2001). A short description is given here, emphasizing its adaptation for West African climate simulations.

The dry version of the model is fully described in Gallée and Schayes (1994). MAR is a hydrostatic primitive equation model in which the vertical coordinate is normalized pressure. No approximation is made in the mass conservation equation.

The hydrological cycle of MAR is described in Gallée (1995). It includes a cloud microphysical model, with conservation equations for cloud droplet, rain drop, cloud ice crystal and snow flake concentrations. The parametrization of the warm cloud microphysics is essentially based on the work of Kessler (1969). Ice crystal and snow flake microphysics are described according to Lin et al. (1983), but the parametrization of ice cloud nuclei has been modified. This is because the equation of Fletcher (1962) used by Lin et al. (1983) is responsible for an overestimation of ice crystal concentration, an underestimation of the downwelling solar radiation reaching the surface, a subsequent weaker production of convective available potential energy, and finally an underestimation of the rain amount simulated by the model. The problem due to the overestimation of ice cloud nuclei was corrected by Cassano et al.

(2001) using the parametrization of Meyer et al. (1992). A similar correction is made in MAR. In addition, a prognostic equation for ice crystal number is added in MAR microphysics, according to Levkov et al. (1992). This makes it possible to compute explicitly sedimentation of ice cloud particles.

Detailed solar and infrared radiation schemes are used in MAR. The solar radiation scheme is taken from Fouquart and Bonnel (1980), while the longwave radiation scheme follows a wide-band formulation of the radiative transfer equation (Morcrette 1984), designed for use in GCMs. Cloud properties are taken into account in the solar and infrared radiation schemes by computing the liquid water path in each model layer from the concentration of cloud droplets and ice crystals.

MAR is adapted to tropical regions by including the convective adjustment scheme of Bechtold et al. (2001). In addition, the atmospheric part of MAR is coupled to the SVAT model of De Ridder and Gallée (1998). The SVAT contains one vegetation layer and seven unevenly spaced soil layers, with a finer resolution near the surface. The shortwave and longwave radiation schemes are based on the two-stream theory, according to De Ridder (1997). Surface turbulent fluxes of energy, water vapour and momentum are treated in a very simple manner, by considering canopy-air and ground-air exchanges separately. Plant water flow is governed by differences in water potential between the soil and the leaves. The stomatal resistance formulation uses the effective leaf area index and the leaf water potential as key variables. This allows the resulting transpiration scheme to implicitly account for the influence of visible radiation, soil moisture, atmospheric saturation deficit and leaf temperature. Land surface heterogeneity at the subgrid-scale is taken into account by allowing up to three vegetation types to coexist within a surface grid cell. Energy (radiation, turbulence) and momentum fluxes are computed separately for each of the vegetation types and averaged with weighting coefficients proportional to the fraction of the corresponding surface cover.

## 2.2 Simulation domain and periods

The simulation domain covers Western Africa, from 27°W to 12°E and from 5.5°S to 27°N (Fig. 1), but also contains a part of the Atlantic Ocean. Areas covered by land and sea are roughly the same.

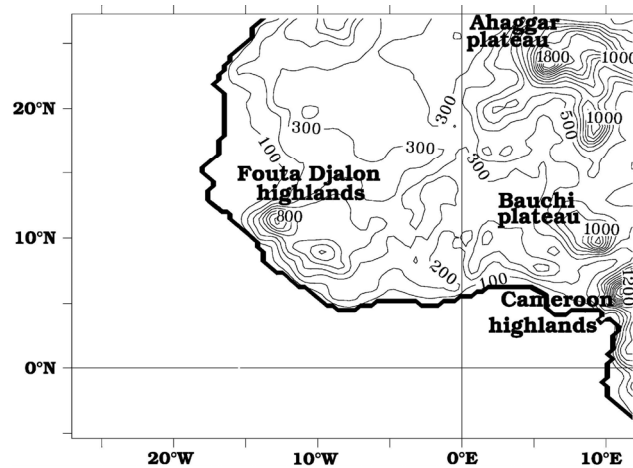


Fig. 1 Domain and topography simulated by the model with 40 km horizontal resolution. (contour interval is 100 m)

The horizontal grid spacing is 40 km. The vertical grid is represented by 40 vertical levels irregularly spaced, producing a finer resolution close to the surface layer. The first level is 10 m above the surface.

The atmospheric variables are initialized and forced at MAR lateral boundaries using the ECMWF ERA15 reanalysis. The temporal resolution of ERA15 fields is 6 h, horizontal resolution is one degree, and vertical grid includes 31 levels. All the lateral boundary condition treatments are fully described by Marbaix et al. (2002).

Continental surface variables are initialized by the ECMWF soil moisture and soil temperature. Soil texture is given by the Food and Agriculture Organisation data set. The vegetation is prescribed using decadal NDVI (normalized difference vegetation index) data of the US Geological Survey. SST is forced from ECMWF data set (for more details see Sect. 2.3).

The simulation period covers the years 1983 and 1984. These years present a particular interest since they are commonly recognized as the driest years for the period from 1951 to 1998 (e.g. Le Barbé et al. 2002) over the Sahelian and Guinean regions. However, even if these two adjacent years are included in a long drought period, they are discriminated by their annual precipitation amount from the coast and up to 12°N (Fig. 2) and by the SST difference observed between them (Fig. 3).

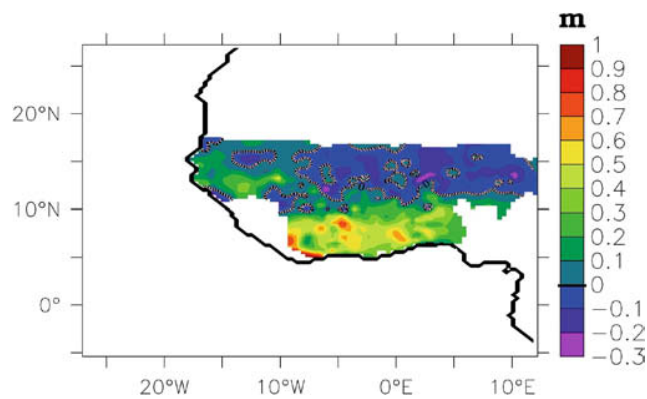


Fig. 2 IRD annual precipitation difference between 1984 and 1983 (year 1984 minus year 1983)

Clearly, there is a significant difference between 1983 and 1984 over the Guinean regions (4°N-12°N) with a higher level of precipitation during 1984, up to 1000 mm, while the drought seems to be in a slight increase over the Sahelian regions. This annual variation located principally over the Guinean regions is also illustrated by the evolution of the standardized rainfall index between 1900 and 1998 published for the Sahelian and Guinean regions by Le Barbé et al. (2002).

Since the atmosphere contains much less moisture in a dry period than in wet period, the relationship between precipitation and ocean is not hidden by the significant influence of the moisture incoming flux from the synoptic scale. It is then easier to catch the impact of a warmer SST on a precipitation increase during a drought period. Each simulated year began on January 1 and ended on October 31, and each experiment was independent. January and February are considered as spin-up time for the SVAT (soil vegetation atmosphere transfers) model.

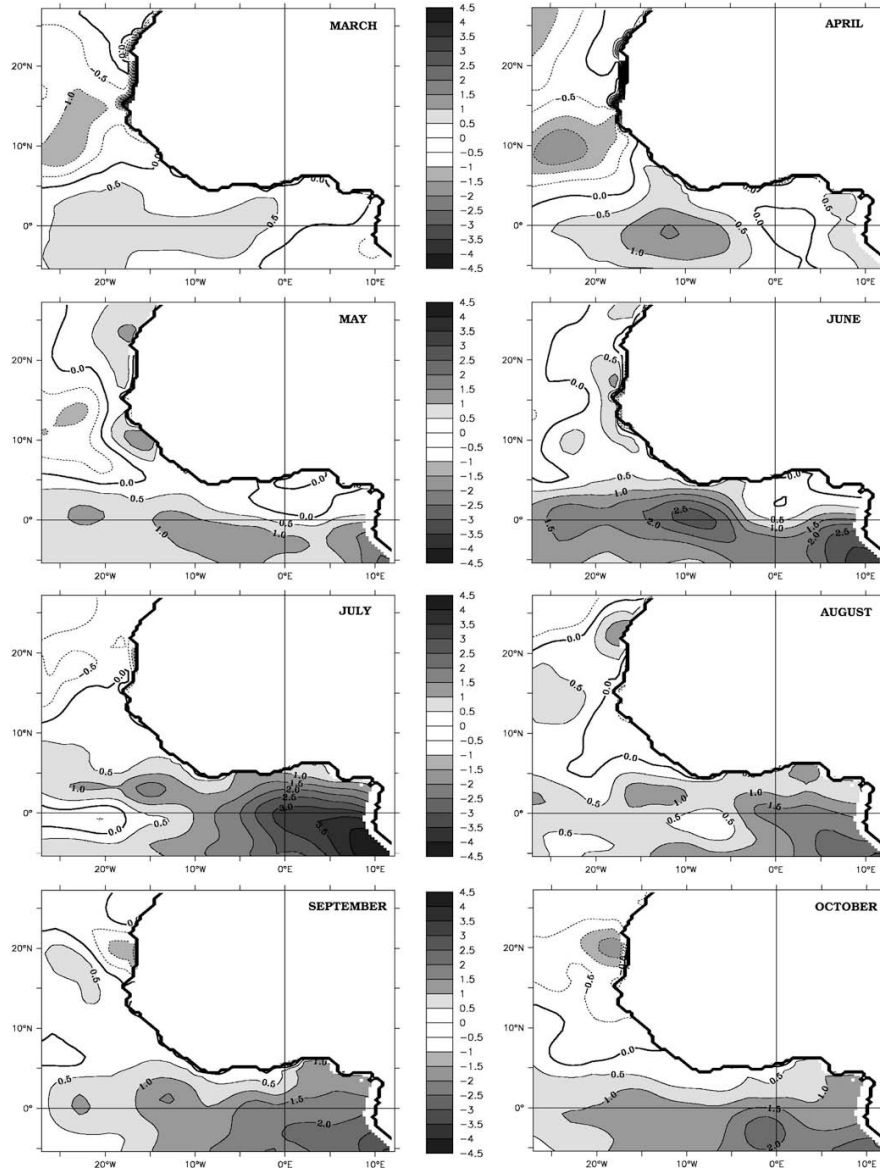


Fig. 3 Monthly regional SST differences between 1984 and 1983 (year 1984 minus year 1983). Contour interval is  $0.5^{\circ}$  and dashed lines represent negative values

### 2.3 SST data set

Before describing the SST forcing, it should be noted that SST and temperatures immediately beneath the sea surface were subject to many physical processes at the air-sea interfaces, many of which involved complex non-linear interactions. The SST

considered here is therefore a very general term. To provide a minimum description of the temperature near and at the surface, three designations should be used: skin temperature, sub-skin temperature, and bulk (mixed-layer) temperature. The size ratio of the latter two can considerably change with low or high winds, waves, night time, daytime, etc (sub-skin: a few microns to 1 m; bulk: ~10 m minus the value of sub-skin width). In an atmosphere climate study forced by SST, it is necessary to access bulk SST and not only skin temperatures because of the heat and moisture fluxes that are closely linked with the heat content of the ocean surface. Bulk SST is the best indicator of heat content and thus of heat and moisture fluxes.

SST from ECMWF ERA15 was used for this study because ECMWF is a homogenous data set. The externally prescribed forcing used to obtain the ERA15 data set was SST and sea-ice cover. For the period from November 1981 to February 1994, ECMWF included one-degree resolution Reynolds SST (Reynolds and Smith 1995). This climatology resolves therefore equatorial upwelling and fronts for a temporal resolution of one week. It was generated by an optimal interpolation technique (Reynolds and Smith 1994) and makes use of satellite and in-situ data. Based on the calibration of satellite SST and merging ship and buoy data sets, the Reynolds SST is a bulk SST and is thus ideally suited for our climatic study. Nevertheless, there are differences between ERA15 SST and the native Reynolds SST data. Since the ECMWF model uses a spectral representation based on wave number 106 (T106), data were spatially interpolated from the original one-degree horizontal resolution to the ERA Gaussian grid, and then linearly interpolated in time. Consequently, Gibbs phenomena are generated around the areas where the SST field shows high discontinuities (coastlines or fronts for examples).

Finally, a projection on the 40 km horizontal resolution grid and an in-time linear interpolation are performed in order to use the ECMWF SST. All these corrections are responsible for differences in the general pattern between the native Reynolds SST and our filtered and interpolated data set.

## 2.4 Experimental protocol

In order to estimate the impact of SST on the rainfall regime, we compared results from three simulations for the years 1983 and 1984 (Table 1 summarizes the three experiments).

<b>Name of experiment</b>	<b>Year simulated</b>	<b>SST used in the RCM</b>
Y83SST83	1983	1983
Y84SST84	1984	1984
Y83SST84	1983	1984

Table 1 Experience names and SST characteristic of the three simulations

The first two experiments correspond to the simulations of years 1983 and 1984 using their corresponding SST forcing fields: experiment denoted Y83SST83(Y84SST84) corresponds to the simulation of year 1983(1984) using the SST forcing of 1983(1984). The third experiment, denoted Y83SST84, is a hybrid simulation of 1983, which considers the atmospheric fields of 1983 and the SST forcing of 1984. Compared to Y83SST83, the meteorological forcing fields at the boundaries are unchanged and only the ocean surface conditions are modified.

As shown in Fig. 3, the main SST differences between 1984 and 1983 for the period March to October are located on the equatorial band (Gulf of Guinea) and near the Senegal upwelling. Maximum differences are observed during the monsoon season (June, July, August, and September) over the Gulf of Guinea. Minimum differences are found off the Senegal coast. Maxima are observed specifically during June and July with the highest values in the southeast section of the sea simulation domain with a difference of SST ranging from 1 to 4 K. Overall, in June, July, August, and September, the SST difference pattern shows that the Gulf of Guinea is warmer in 1984 than in 1983.

To evaluate RCM's ability to capture seasonal and interannual variability, climatology of simulated precipitation has been compared to four data sets:

- (i) The 1950-1996 University of Delaware (UDEL) climatology that is a compilation of the Global Historical Climatology Network (GHCN version 2) and Legates and Willmott's archive (Legates and Willmott 1990). In this data set, station averages of monthly precipitation fields were interpolated to a  $0.5^\circ$  by  $0.5^\circ$  latitude/longitude grid by the climatologically aided interpolations method described by Willmot and Robenson (1995);
- (ii) The precipitation climatology from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). For the years 1983 and 1984, the GPCP dataset is a monthly climatology based on rain gauge data and microwave satellite data interpolated on a  $2.5^\circ$  grid;
- (iii) The Institut de Recherche pour le Développement (IRD) observations for 1979-1990 that provide a daily rainfall data set located in West Africa, with the greatest density of stations located between  $5^\circ\text{N}$  and  $15^\circ\text{N}$ . These data were compiled by ORSTOM (now called IRD), ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar) and CIEH (Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques);
- (iv) The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) daily reanalysis with a horizontal resolution of about  $1.9^\circ$  (in latitude) by  $1.88^\circ$  (in longitude). The NCEP data have been retained here not to validate the MAR model outputs but just for comparison with a not assimilated product from the reanalysis. This dataset must be then considered as a global circulation model output.

Note that comparison with the ECMWF rainfall is not shown here. The reason is that the ERA15 reanalysis precipitations are overestimated by approximately a factor 2 when compared to existing climatologies. This could be due to the overestimation of the reanalyzed humidity field in the low troposphere and, to a lesser extent, to the use



of a diagnostic scheme for estimating the precipitation in the ECMWF model. Indeed, diagnostic schemes do not take into account the fall of rain drops and their subsequent re-evaporation in under-saturated air layers (Ferretti et al. 2000). Current version of the ECMWF model has a better cloudy microphysics scheme and the precipitation of the new reanalysis should present a weaker bias.

### **3 Validation of the control experiments**

Before dealing with the impact of the SST on the precipitation regime, it is first necessary to assess the ability of the model to simulate the monsoon phenomenon, for both the Y83SST83 and Y84SST84 reference simulations.

#### **3.1 Seasonal cycle**

In order to determine whether the model is able to simulate the different sub-periods of the rainy season, the seasonal cycle of precipitation is analyzed. As WAM is a north-south oriented phenomenon, a latitude/time zone averaged representation was used to investigate seasonal regimes. Figure 4 shows seasonal cycles for RCM simulations (Fig. 4a and d), the IRD observation data set (Fig. 4b and e) and also the NCEP reanalysis (Fig. 4c and f) only for comparison. Time-latitude plots are drawn from March 1 to October 31 with daily rainfall averaged over the area 10°W-5°E and filtered to remove variability corresponding to time scales lower than five days. IRD rainfall climatology was interpolated to the grid resolution of the RCM using a kriging method. The UDEL and GPCP climatologies were not used for Fig. 4 because of their coarse temporal (monthly cumulative rainfall) and spatial resolution. The initial NCEP resolution was maintained.

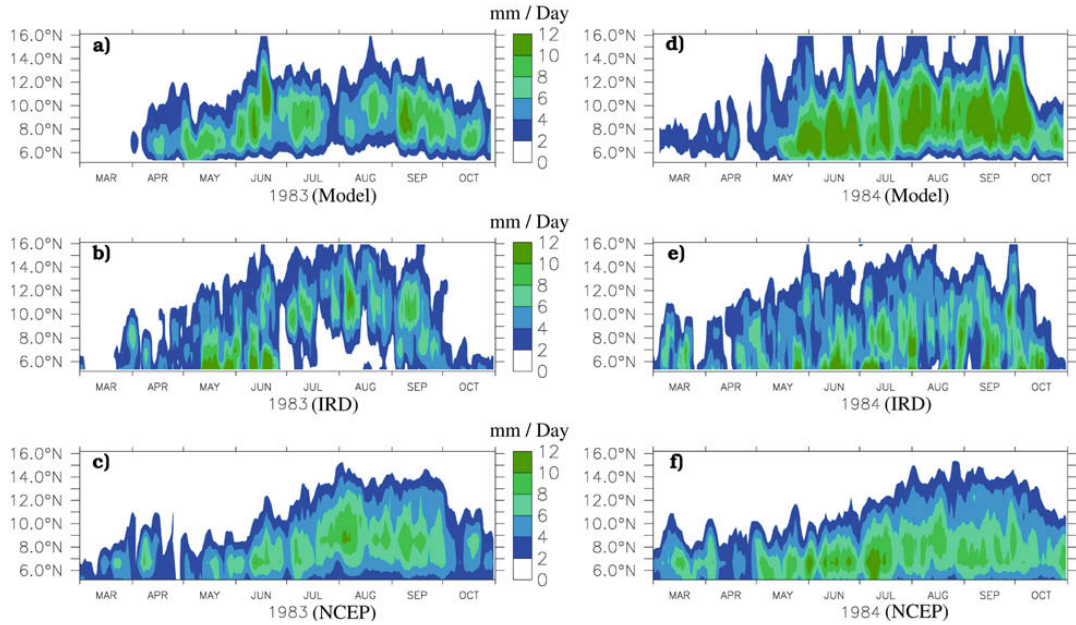


Fig. 4. Time latitude diagram from 1 March to 31 October of daily rainfall ( $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ ), averaged over  $10^{\circ}\text{W}$ - $5^{\circ}\text{E}$  and filtered to remove variability lower than 5 days: (a) simulated precipitation for 1983, (b) IRD observed precipitation for 1983, (c) NCEP reanalysed precipitation for 1983, (d) simulated precipitation for 1984, (e) IRD observed precipitation for 1984, (f) NCEP reanalysed precipitation for 1984.

In order to improve the seasonal cycle analysis and to compare various data sets, Fig. 5a-e depict four time series of zonally averaged precipitation within four climatic zones presented in Table 2. These regions are defined in accordance with the data availability of the IRD data set (see also the IRD coverage in Fig. 2).

Area Name	Latitude borders	Longitude borders
Guinea-Coast	$5^{\circ}\text{N}$ ; $8^{\circ}\text{N}$	$8.5^{\circ}\text{W}$ ; $5^{\circ}\text{E}$
Soudano-Guinea	$8^{\circ}\text{N}$ ; $11^{\circ}\text{N}$	$9^{\circ}\text{W}$ ; $5^{\circ}\text{E}$
Soudan	$11^{\circ}\text{N}$ ; $15^{\circ}\text{N}$	$15^{\circ}\text{W}$ ; $10^{\circ}\text{E}$
Sahel	$15^{\circ}\text{N}$ ; $18^{\circ}\text{N}$	$15^{\circ}\text{W}$ ; $10^{\circ}\text{E}$

Table 2 Names and localizations of different climatic areas

These regions are defined in accordance with the data availability of the IRD data set (see also the IRD coverage in Fig. 2). These time series present time evolution of weekly precipitation (in mm) from March to October. Besides model outputs and IRD data, GPCP and UDEL climatologies are overlaid over Fig. 5a-e and are then interpolated in-time. Therefore, at a weekly time scale, GPCP and UDEL datasets present a weaker variability than model outputs and IRD observations.

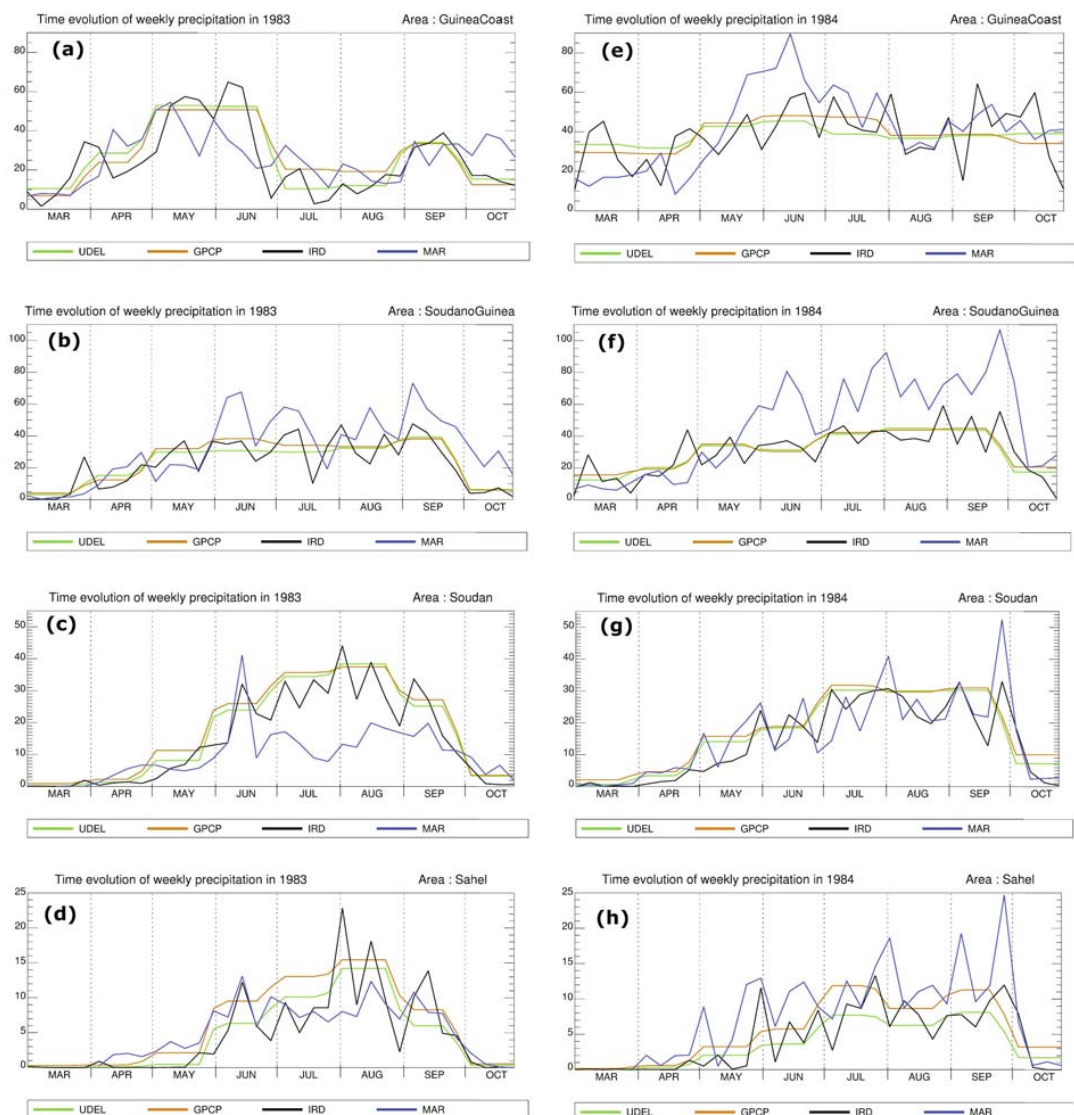


Figure 5. Time series of zonally averaged precipitation (mm) over four climatic regions during 1983 (left column) and 1984 (right column). (a) time evolution of

weekly precipitation in 1983 over the Guinea Cost region, (b) time evolution of weekly precipitation in 1983 over the SoudanoGuinea region, (c) time evolution of weekly precipitation in 1983 over the Soudan region, (d) time evolution of weekly precipitation in 1983 over the Sahel region, (e) time evolution of weekly precipitation in 1984 over the Guinea Cost region, (f) time evolution of weekly precipitation in 1984 over the SoudanoGuinea region, (g) time evolution of weekly precipitation in 1984 over the Soudan region, (h) time evolution of weekly precipitation in 1984 over the Sahel region

### 3.1.1 Year 1983

Simulated year 1983 (Fig. 4a) shows that WAM begins at the end of March. April is the first month characterized by significant amounts of precipitation occurring in the area from 6°N to 7°N. During May, precipitation becomes more intense and the RCM simulates rainy events of 8 to 10 mm d<sup>-1</sup> (from 6°N to 8°N). The rain band core shifts abruptly northward at the end of June, as described by Sultan and Janicot (2000). The simulated precipitation then exhibits amounts up to 12 mm d<sup>-1</sup> in the south at the beginning of June and in the area between 12°N and 14°N after the northwards displacement of the rain band. The rainfall maxima extend less towards the north in July but significant rainfall (8-10 mm d<sup>-1</sup>) is simulated between 8°N and 12°N. Rainfall decreases at the end of July before increasing again in August with rainy events of up to 12 mm d<sup>-1</sup> (from 8°N to 12°N). In late August and September the southwards retreat of the monsoon is simulated, although there are still significant rainy events simulated between 7°N and 9°N in October.

In the 1983 IRD climatology (Fig. 4b), the installation phase of precipitation occurs at the end of March, and May marks the beginning of significant rainfall between 5°N and 8°N (up to 12 mm d<sup>-1</sup>). An intensification of precipitation is observed in June with maxima ranging from 10 to 12 mm d<sup>-1</sup>, and an abrupt shift of the rain band occurs which extends as far as 14°N. Maxima are concentrated from 8°N to 13°N in July, but at the end of this month, the precipitation rate decreases, and then increases again at the beginning of August from 9°N to 14°N. The precipitation rate decreases once again at the end of August before significant rainfall in September between 9

and 13°N. Finally, the end of September marks the rapid southwards retreat of the WAM. Weak rainfall events occur in October, but these are less marked than those at the end of March.

The 1983 NCEP reanalysis (Fig. 4c) does not really have a well-defined date for the beginning of the WAM. The abrupt northwards displacement of the monsoon is not represented and reanalysis shows less temporal variability compared with IRD data.

The high rain period occurs in July, August and September, and the most intense rainy events are constantly scattered between 7°N and 13°N.

Time series plotted in Fig. 5a-d are in accordance with the previous analysis based on Fig. 4. Comparison between RCM outputs with observations shows that the model simulates reasonably the stage of the seasonal cycle for the year 1983, in particular the meridional variations and the shift of the rain band. The beginning of the monsoon is well represented in March within the Guinea Coast and the Soudano-Guinea zones (Fig. 5a, b). Northward displacement of the monsoon during June is correctly simulated in accordance with IRD, UDEL and GPCP dataset (Fig. 5b-d). However, there is an overestimation of the rainfall from June to October over the Soudano-Guinean area (Fig. 5b). Providing that the simulated rain band does not reach high enough latitudes in July and August (Fig. 4a, b), the 2 mm isohyets extend up to 16°N in the IRD data set, there is an underestimation from June to September over the Sudan and Sahel areas (Fig. 5c,d). A similar anomaly has been found in the 1992 MAR simulation of the WAM and is discussed by Gallée et al. (2004). Lastly the retreat phase is too slow in the model and the too high level rainfall amounts observed during September and October (Fig. 4a) are in fact located over Soudano-Guinean and Guinea-Coast regions (Fig. 5a, b).

On the other hand, the relative temporal variations of intensities are correctly represented by the RCM. The first column of Table 3 illustrates the good temporal correlation of the weekly precipitation between the RCM and IRD datasets excepted for the Guinea-Coast regions (0.45). This latter is due to a variation delay between

MAR and IRD during March and April. If these two months are excluded, the correlation increases to 0.67.

	<b>1983</b>	<b>1984</b>
Guinea-Coast	0.45	0.42
Soudano-Guinea	0.6	0.68
Soudan	0.68	0.82
Sahel	0.76	0.74

Table 3 Temporal correlation between MAR and IRD for the weekly time series, from March to September and for each climatic zone.

Comparison with the NCEP reanalysis shows that the lower spatial and temporal resolution of the reanalysis produces poor representation of rainfall variability and of the northern limit of the rain band.

### 3.1.2 Year 1984

The simulated rainy season for year 1984 (Fig. 4d) shows that the beginning of the WAM occurs in the second half of May with the first significant rainfall between 6°N and 8°N. The WAM intense rainfalls, at intraseasonal scale, increase in June and spread towards the higher latitudes (11°N), which is the only visible signal of a possible monsoon shift. Here the shift is characterized especially by a northward extension of the rain band. The rain band extends even further northward in July, August and September but the precipitation rate remains significant at all latitudes between 6°N and 13°N. A peak of precipitation may be observed at the end of September and extends up to 14°N. During October, the monsoon begins its retreat phase although there are still some significant rainy events between 6°N and 8°N.

In the 1984 IRD climatology (Fig. 4e), WAM seems to start in March. Intensification of precipitation is observed in the second half of May between 6°N and 8°N. The monsoon shift (to a 7-10°N maxima band) at the end of June is also very slightly

marked in the observations. July, August and September are prone to a succession of significant rainfall structures (higher than  $8 \text{ mm d}^{-1}$ ). A peak can be observed at the end of September. It extends up to  $14^{\circ}\text{N}$  as in the model outputs.

Afterwards, the monsoon quickly starts its southward retreat and the rainfall is negligible at the end of October.

Fig. 5e-h strengthens these remarks and show that similarly to 1983 the model overestimates precipitation over the Soudano-Guinean region. Other overestimations must be noticed during May-June over the Guinea Coast (Fig. 5e) and during August-September over the Sahelian region (Fig. 5h).

The precipitation peak observed in September (Fig. 4d) is localized over the Soudano-Guinean, the Soudanian and the Sahelian regions (Fig. 5f-h). It also exists in the IRD data set but is systematically overestimated by the model.

For the four climatic areas, the temporal relative variations of intensities are correctly represented by the RCM. The second column of Table 3 illustrates the good temporal correlation of the weekly precipitation between the RCM and IRD datasets excepted for the Guinea-Coast regions (0.42). Once again, if March and April are excluded, the correlation increases to 0.52.

The 1984 NCEP reanalysis (Fig 4f) is characterized by a low temporal variability with rainfall occurring between  $6^{\circ}\text{N}$  and  $11^{\circ}\text{N}$ . July, August and September may be identified as the season having a maximum latitudinal dispersion of rainfall (up to  $15^{\circ}\text{N}$ ).

The model seems to simulate year 1984 better than year 1983 in terms of spatial and temporal variability in the seasonal cycle, and to reproduce the northern limit of the rain band also much better in 1984. However, the model produces both a higher frequency of events and too many intense events during the high rain period, localized for their major part over the Soudano-Guinean region (Fig. 5b, f). In agreement with the work of Sultan and Janicot (2000) and Le Barbé et al. (2002), the model has been able to simulate reasonably the main phases in the seasonal cycle: beginning, ending and the abrupt northern shift of the monsoon in both years. We

noticed that in the RCM simulation, (1) the monsoon onset occurs at the end of March in the coastal zone, (2) the end of June marks the transition to the high rain period, (3) the monsoon retreat phase begins from October. Nevertheless, the simulation shows belated rainy events during October (both for 1983 and 1984), and then, the duration of retreat phase is longer in the simulation. However, some GCMs and the NCEP reanalysis have the same problem with the retreat period, since they present a similar time lag.

Even if the beginning of the monsoon occurs correctly in time, there are some problems in the RCM during expansion period of the monsoon (Fig. 5a, e). The weekly variability of the model precipitation is indeed in phase displacement with the IRD observations during March and April.

Interannual variability is also reasonably reproduced by the model. As found in observations, 1984 is wetter than 1983 below 12°N and during July-August; and rainfall in 1984 appears more intense and has a larger latitudinal spreading than in 1983 (Fig. 4a,d). Moreover, the differences in the Sahelian zone are less marked, as found in the observations. Therefore the model has been reasonably able to simulate wet or dry interannual trends during the drought period of 1983 and 1984.

Lastly, the availability of the model to reproduce the general shape and typical values of the seasonal cycle over different climatic regions is illustrated by the Fig. 5.

It is also important to notice that IRD annual cumulative rainfall amount is for the major part of the climatic regions and for the two years till 30% weaker than the values obtained with UDEL and GPCP data sets. In the same way, as is illustrated by the Fig. 5, the same differences exist between the GPCP and UDEL datasets. Maybe interpolations, filtering or smoothing effects influence such differences; however this is an important indication for the reliability of the datasets and this must bring nuances in our validation results.



### 3.2 Spatial distribution of rainfall

The previous section only concerns the temporal evolution of zonally averaged precipitation. It is important to complete these results with an analysis of the spatial distribution of precipitation. Figure 6 shows the distribution of annual cumulative rainfall for the years 1983 and 1984 both for simulated precipitation and UDEL, IRD, and GPCP observations. NCEP is added here only for comparison. Each data set is plotted on its original grid excepted IRD climatology which is interpolated to the grid resolution of the RCM. It should also be noted that IRD observations do not cover the entire area of West Africa (no data for Nigeria, Guinea, Sierra Leone and Liberia).

In the 1983 RCM cumulative precipitation analysis (Fig. 6a), a band of intense rainfall centred along  $8^{\circ}\text{N}$  crosses West Africa. The maxima of precipitation are located over the highlands (Fouta Djalon, Bauchi Plateau, Cameroon highlands) in agreement with the RCM results of Vizzy and Cook (2002). Two rainfall maxima over West Africa are identifiable in the 1983 UDEL data set (Fig. 6b), more precisely over the Fouta Djalon coastal slope and over the Cameroon highlands. These locations provide some support for the significant role of topography in precipitation pattern over West Africa, first suggested by Semazzi and Sun (1997). These authors underlined the role of the mountains in inducing orographic circulations and thus influencing rainfall occurrences.

It should also be noted that north-south oriented minima/maxima rainfall band structures are simulated by the RCM between  $8^{\circ}\text{W}$  and  $5^{\circ}\text{E}$ , and that they also exist in the UDEL climatology but with less amplitude and spatial variability. These structures fully explain the overestimation of the precipitation rate for the simulated seasonal cycle. It is not easy to determine whether these bands are artefact due to the model or simply occur because the spatial cover of measurement stations in these areas is poor. However, the 1983 IRD observations, IRD is the dataset with the finer spatial resolution, in this zone (Fig. 6c) seem to show more precise traces of these dry and wet corridors. In addition, these bands are also identified by Poccard (2001),

who refers to them as dry corridors (between Ivory Coast and Benin). The 1983 NCEP reanalysis (Fig. 6e) presents maxima at similar locations but they appear smoothed because of the coarse spatial resolution.

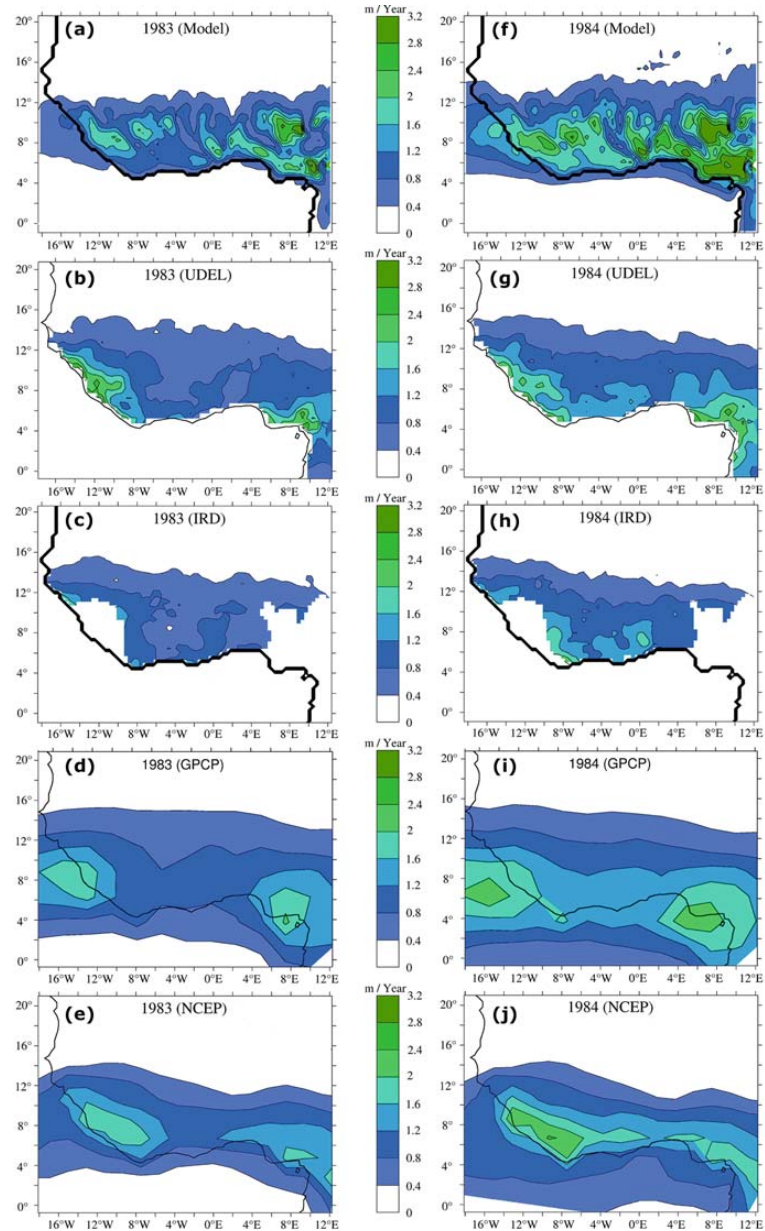


Figure 6. Annual cumulative precipitation (meters) for (a) 1983 MAR simulation, (b) 1983 UDEL climatology, (c) 1983 IRD observations - white areas are due to missing data, (d) 1983 GPCP climatology, (e) 1983 NCEP reanalysis, (f) 1984 MAR

simulation, (g) 1984 UDEL climatology, (h) 1984 IRD observations – white areas are due to missing data, (i) 1984 GPCP climatology, (j) 1984 NCEP reanalysis.

It can be concluded that the RCM correctly simulates the position of rainfall maxima over the highlands (2.8 m-3.2 m/year) in 1983 as well as the extension of rainfall towards the north, except in the area north of the Bauchi Plateau where the northern limit of precipitation is located too far to the south.

Both the observation (Fig. 6g-i) and the model (Fig. 6f) show cumulative rainfalls that are more significant between 4°N and 14°N in 1984 than in 1983. The 1984 maxima are still located over the highlands. High cumulative precipitation is simulated on the southern coast by the model and clearly confirmed by IRD, UDEL and GPCP observations. The NCEP reanalysis also shows a band of maxima spanning West Africa, centred along 7.5°N and parallel to the coast. For the two years 1983 and 1984, which are exceptionally dry years, the position of the axis of maximum rainfall is in agreement with Sultan and Janicot (2000) who place it around 8°N in 1983 and 1984. Note that the average position of the axis in IRD climatology (1968-1990) is around 10°N.

As in 1983, the RCM simulates significant rainfall in 1984 (1.6 m-2.8 m/year) between 5°E and 6°W, which is not in agreement with the datasets considered in this study and explains the overestimations in the seasonal cycle. In the same way, the model simulates maxima over the Bauchi Plateau, and to the north of it, which appears not realistic compared to the rain gauge climatologies. However, these maxima are also simulated by the MM5 model (Vizy and Cook 2002) and some GCMs. Moreover Mathon et al. (2002) identified this plateau as a growing and extensive area of mesoscale convective systems that usually produce significant rainfall. Consequently, a lack of reliable measurements over the Bauchi Plateau region could explain differences between observations and model outputs.

In conclusion, the analysis of annual precipitation shows that the model satisfactorily reproduces the spatial distribution of rainfall over the highlands and coastal areas for

the two considered years. In addition, the interannual variability between two dry years has been reasonably simulated by the model.

### 3.3 Atmosphere water content and dynamics

Another notable feature of the West African monsoon concerns the dynamical processes which play a significant role in the precipitation regime. In order to understand precipitation modulation induced by SSTAs, it is first necessary to study the relationship between monsoon precipitation, dynamics and SST in the two control experiments.

The precipitation pattern is often linked with a particular orography and moist flow but no linear correlation can be deduced between these forcings and the spatial distribution of precipitation. Considering the WAM phenomenon in particular, we did not find any local correlation between SST, latent and sensible heat fluxes, CAPE, Bowen ratio and precipitation, except over the ocean. This is due to the non-linearity of all processes involved in precipitation events and to the cross-influence of regional and general circulations. Another explanation for the lack of correlation is the time lag that exists between precipitation and the surface processes that can generate and maintain precipitation, as evocated by Zheng et al. (1999).

Consequently, to determine the impact of different SST patterns on the representation of precipitation fields, we have examined other diagnostic quantities linked to the WAM flow and to microphysical processes. More specifically, these quantities are the equivalent water content (EWC) (Eq.1) and the effective meridional transport of water (EMTW) (Eq. 2).

$$EWC = \int_{z_s}^{z_{top}} \rho_{air}(z) \cdot q_t(z) \cdot dz \quad (1)$$

$$EMTW = \int_{z_s}^{z_{top}} \rho_{air}(z) \cdot q_t(z) \cdot v(z) \cdot dz \quad (2)$$

where  $z$  is the vertical axis,  $\rho_{air}$  is air density,  $q_t$  is the mixing ratio ( $\text{kg}_{\text{water}}/\text{kg}_{\text{air}}$ ),  $z_s$  is surface height and  $z_{top}$  is the top of the atmospheric boundary layer (BL). Each

quantity is the result of a vertical integration in this boundary layer. In order to simplify the computations, the boundary layer height is fixed at 1500 m above the surface. Moreover the choice of this height is justified by the fact that the meridional gradients can be principally observed in the boundary layer (Plumb and Hou 1992). In addition, a northward transport takes place mainly in this first 1500 m whereas above this, there is an opposite transport (southwards) that has no significant interannual variation as well as a weaker magnitude.

By definition, these quantities include the water content of the atmosphere generated both from local (oceanic moisture, land surface vegetation fluxes) and large-scale (from the lateral boundary conditions) circulations.

The restriction of considering only the meridional moisture transport is justified by Table 4 that presents in-time integrated transport through a section positioned over  $2^{\circ}\text{N}(20^{\circ}\text{W}-8^{\circ}\text{E})$  and in-time integrated transport through a section positioned over  $20^{\circ}\text{W}(2^{\circ}\text{N}-18^{\circ}\text{N})$ .

<b>Sections</b>	<b>1983 (March to August)</b>	<b>1984 (March to August)</b>
$2^{\circ}\text{N} (20^{\circ}\text{W to } 8^{\circ}\text{E})$	+1253 PetaKg	+26385 PetaKg
$20^{\circ}\text{W} (2^{\circ}\text{N to } 18^{\circ}\text{N})$	- 131 PetaKg	+672 PetaKg
<b>Ratio</b>	-9.56	+39.26

Table 4 In-time integrated transport of equivalent water content – from March to August - through two section localized at  $2^{\circ}\text{N}$  and  $20^{\circ}\text{W}$  and within the boundary layer. The third line represents the transport ratio between the two sections (transport at  $2^{\circ}\text{N}$  / transport  $20^{\circ}\text{W}$ ).

From March to August 1983, there is a northward incoming transport to the continent (+1253 PetaKg) although there is an outgoing transport (-131 PetaKg) westwards from the continent to the ocean through the  $20^{\circ}\text{W}$  section. From March to August 1984, there is a northward incoming transport (+26 385 PetaKg) and also an incoming eastwards transport (672 PetaKg) from the ocean to the continent through

the 20°W section. For the two years 1983 and 1984, the meridional transport is then 10 to 40 times higher than the zonal transport and during summer 1983, the eastward zonal transport does not take any part in the time-integrated incoming moisture over West Africa. The northward meridional transport thus represents the main component of the total integrated moisture transport to the continent during the summer. This justified the restriction of considering only the meridional transport specially for this study that points up the main SST difference between 1984 and 1983 within the Guinea Gulf and under 2°N (between 5°S and 2°N, see also Fig. 3).

Figure 7a-b-c illustrate the evolution of a north-south gradient of EWC during the progression of the WAM in 1983 and the mean wind simulated regime in the boundary layer. The latter is divided into two principal flows which converge at the ITCZ: the northeasterly winds (trade winds) and the southerly winds (monsoon flux) up to 6°N during March/April, that become southwesterly beyond this spatial limit, corresponding to the Southwesterly monsoon flux mentioned in the introduction.

The average value of 8-10 kg of water seems to correspond to the convergence zone of the trade winds and Southwesterly monsoon winds in the boundary layer. This zone is thus a good marker for the position of the ITCZ. The simulated seasonal variations in EWC show that during March-April its position is located mainly southward 10°N but shifts northwards up to 14°N in May-June and up to 16°N in July-August. Figure 7d,e,f presents the 1983 effective meridional transport of water. From these figures it can be seen that the moisture is transported from the south to north. The transport increases during May-June, especially in the Gulf of Guinea whereas it is weaker in July-August. Throughout the WAM, the southerly moisture transport is significant up to 12°N, so a major part of moisture comes from the ocean area (Gulf of Guinea).

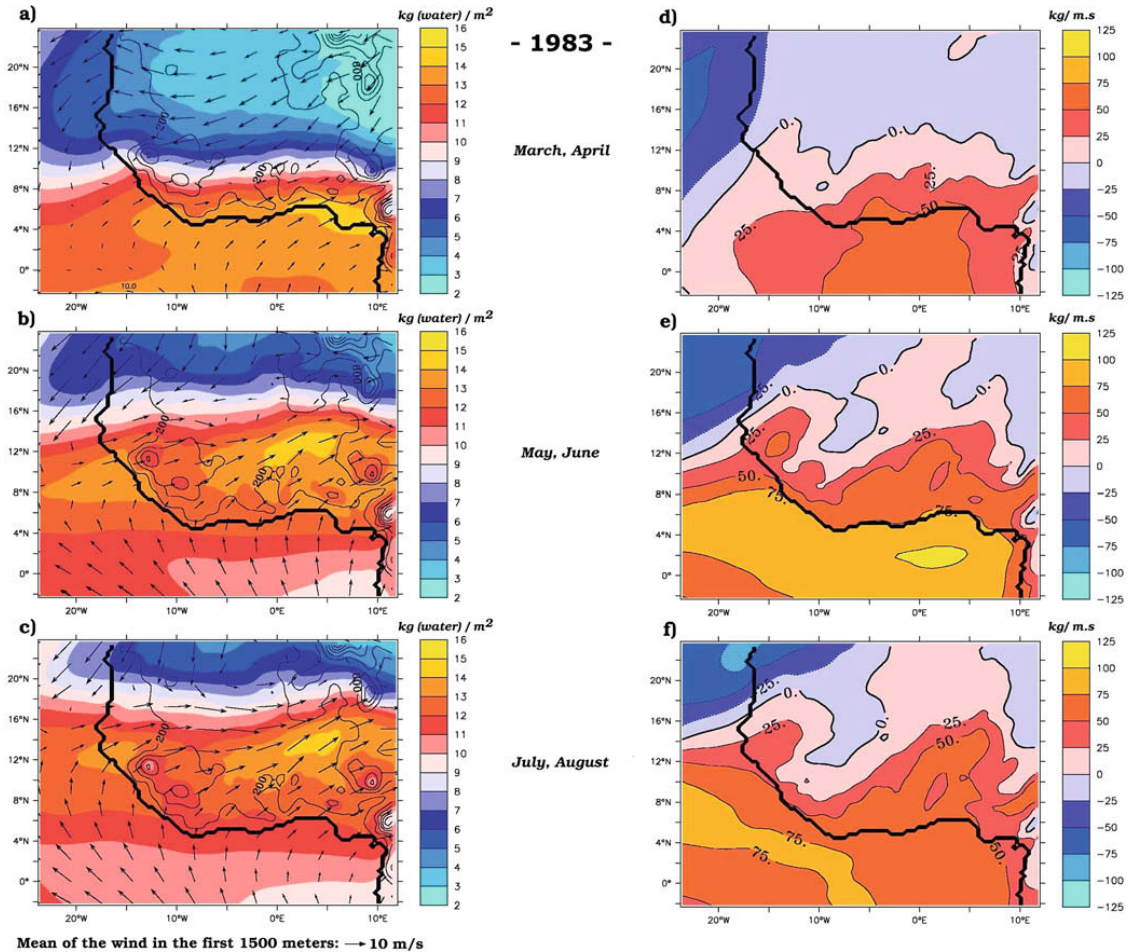


Figure 7. Monthly mean of simulated Equivalent Water Content (EWC) by two-month blocks for: (a) March-April 1983, (b) May-June 1983, (c) July-August 1983, and monthly mean of simulated Effective Meridional Transport of water vapour by two-month blocks for: (d) March-April 1983, (e) May-June 1983, (f) July-August 1983.

EWC and meridional transport of water figures for 1984 reveal the same general characteristics as for the year 1983 (Figs. 8a-e), but despite this similarity some interannual variability can be found. There is more EWC in the south in May-June 1984, just before the high rain period, and also in July-August. Wind intensity during May-June is weaker in 1984 than in 1983, but moisture transport is greater in 1984. The same phenomenon also occurs in July-August. The increase in water content

transport between 1983 and 1984 is due to an increase of humidity in the lower layers of the atmosphere.

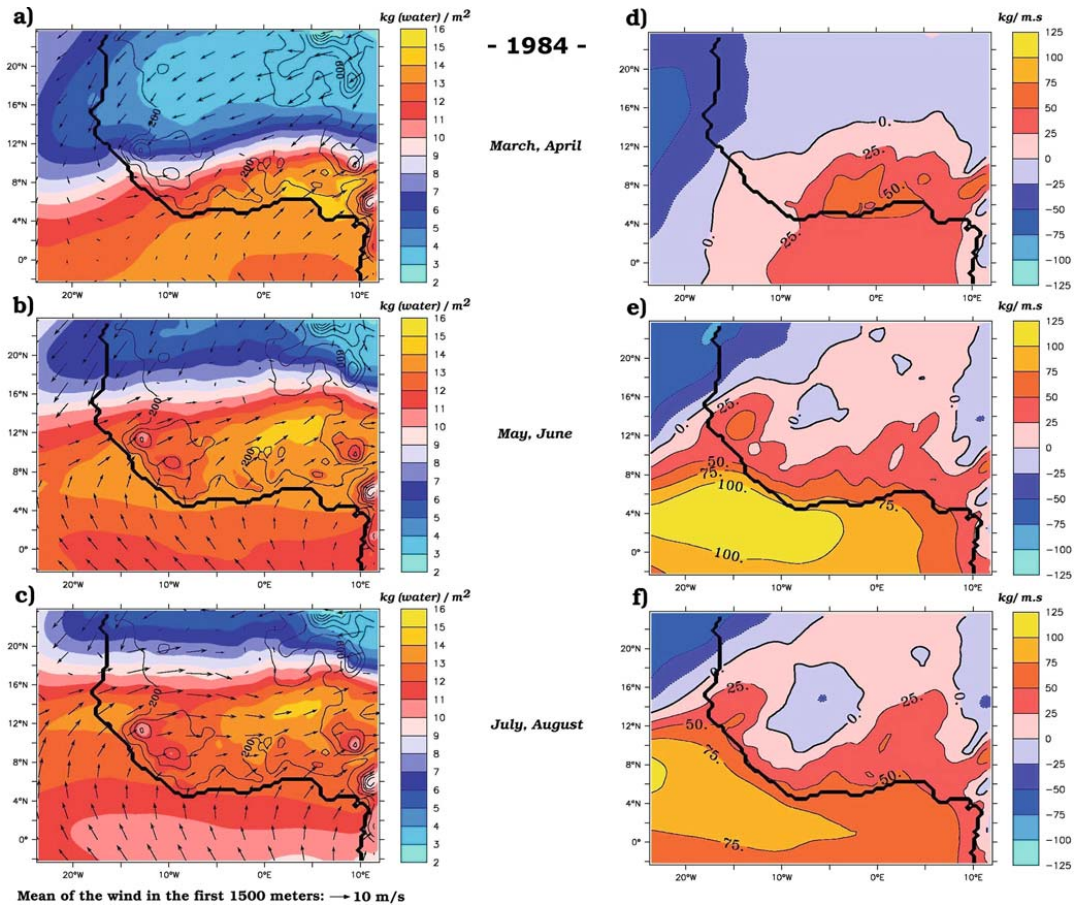


Fig. 8. Monthly mean of simulated Equivalent Water Content (EWC) by two-month blocks for: (a) March-April 1984, (b) May-June 1984, (c) July-August 1984, and monthly mean of simulated Effective Meridional Transport of water vapour by two-month blocks for: (d) March-April 1984, (e) May-June 1984, (f) July-August 1984.

Two sources of incoming moisture can be responsible for this increase: (1) moist fluxes from regional ocean conditions, and (2) global circulation information introduced via the boundary layers. However, considering only the two control experiments, it is not possible to identify the relative role of the sources of moisture mentioned. Nevertheless, areas where transports are maximum during 1984 (isoline 100 kg/m.s) are located in regions where large SST differences in May-June are



found between the years 1984 and 1983 in the Gulf of Guinea (see Fig. 3). However, a strong SST difference is also located off the Cameroon coast, but meridional mean winds are in this case weaker and moisture transport is consequently limited. A hybrid experiment combining the atmospheric fields of 1983 with the SST forcing of 1984 would be useful to understand the sources of moisture fluxes.

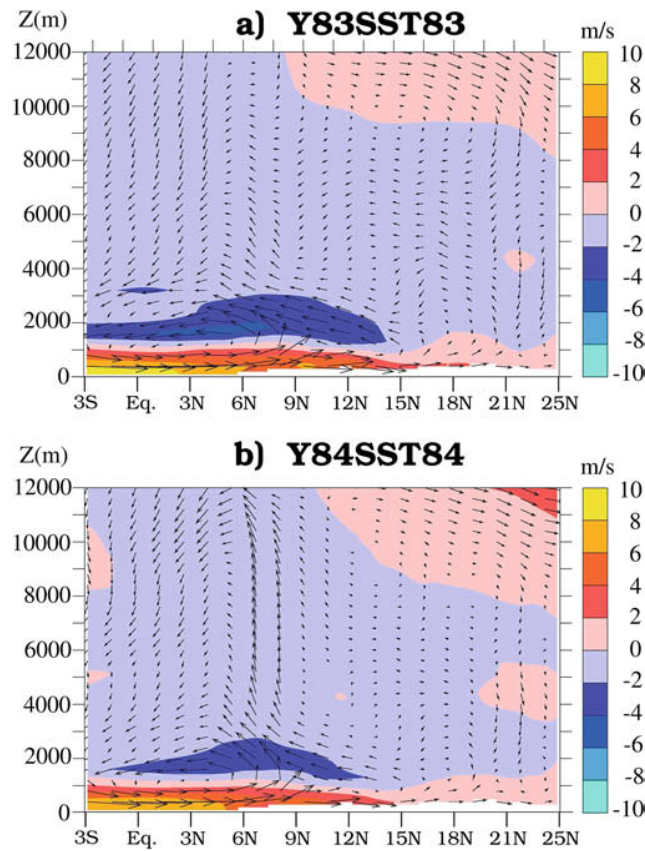


Fig. 9. Summertime (JJA) cross section of the meridional and vertical wind (vertical component is multiplied by factor of 3) along the Greenwich meridian for (a) 1983: Y83SST83 experiment, (b) 1984: Y84SST84 experiment. The meridional wind component alone is shown in the form of the background colour pattern.

Another complementary way to highlight the variations of rainfall modes is to examine vertical atmospheric dynamics. Figures 9a, b shows summertime (JJA) cross sections of the meridional and vertical winds (arrows) along the Greenwich meridian, respectively for 1983 and 1984. The meridional wind component alone is shown in

the form of a background colour pattern. During the two simulated years, there is a strong southerly flow in the boundary layer, stronger in 1983 than in 1984 (yellow colour in Fig. 9a), which penetrates as far as  $18^{\circ}\text{N}$  in 1983 and  $15^{\circ}\text{N}$  in 1984. This is explained by the presence of warmer SST over the Gulf of Guinea during 1984 (see Fig. 3d-f) that induces an increase in evaporation and sensible heat flux over the ocean. In this way, the lower layers of the atmosphere over the ocean are heated and the meridional temperature gradient between continent and ocean decreases, as does the monsoon northwards flux. At the top of this northwards flow, a significant opposite southerly flow is found, between 1500 and 3000 m above the surface, that forms, with the low-layer monsoon flow, a circulatory motion that is not completely closed in 1984. Indeed, part of the return flow is integrated in an ascending branch (centred around  $7\text{-}8^{\circ}\text{N}$ ) which deeply penetrates in the upper troposphere (up to 12,000 m above the surface). This upward motion is precisely the branch that is connected to the southerly stream described already. Another notable circulation is associated with a Hadley cell located in the upper troposphere between  $9^{\circ}\text{N}$  and  $24^{\circ}\text{N}$ . This cell is characterized by a descending branch over the Ahaggar Plateau ( $\sim 24^{\circ}\text{N}$ ) and is more clearly marked in 1983 than 1984. In 1984, the upward branch of this Hadley cell (centred around  $9\text{-}10^{\circ}\text{N}$ ) is adjacent to the zone of strong upward motion which delimits a third circulation with a subsiding branch between  $6^{\circ}\text{N}$  and  $3^{\circ}\text{S}$ . This third cell is much less active in 1983 than in 1984.

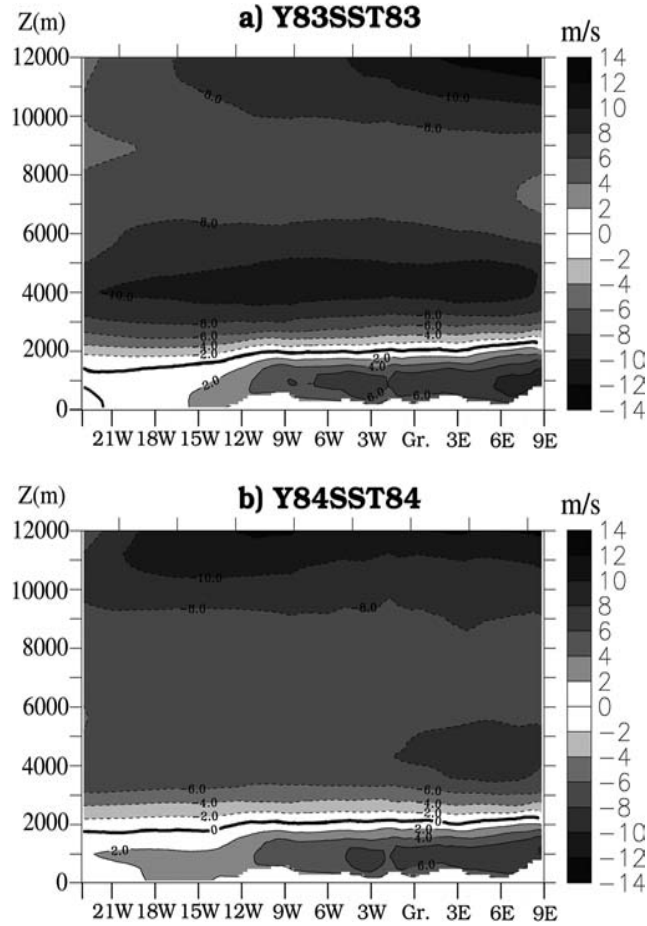


Fig. 10. Summertime (JJA) cross section of the zonal winds along 8°N for (a) 1983: Y83SST83 experiment, (b) 1984: Y84SST84 experiment. Dashed lines represent negative values.

Figure 10a, b show summertime (JJA) cross sections of the zonal wind along latitude 8°N, respectively for 1983 and 1984. TEJ is simulated both in 1983 and 1984, and it extends further westward in 1984. On the other hand, AEJ (~4000 m above the surface) is about  $2 \text{ m.s}^{-1}$  weaker than TEJ and extends westward much less in 1984 ( $8\text{-}10 \text{ m.s}^{-1}$ ,  $0^\circ$  to  $9^\circ\text{E}$ ) than in 1983 ( $10\text{-}12 \text{ m.s}^{-1}$ ,  $21^\circ\text{W}$  to  $9^\circ\text{E}$ ). This can be explained by the fact that AEJ is related to significant thermal gradient over the continent and near the latitude of the jet, via the thermal wind (Cook 1999) - so that the stronger the gradient is, the stronger the AEJ. In summer 1984, the atmospheric

meridional temperature gradient over the continent is weaker than in 1983 because of the higher temperature over the ocean that induces a warming of the lowest atmosphere layers over the continent due to warmer air advection from the Guinea Gulf across the Guinea coast. A weaker AEJ is then simulated in 1984. This result is also strengthened by the work of Sultan et al. (2003) based on studying daily rainfall datasets (IRD) and reanalyzed atmospheric fields (NCEP, ECMWF). They showed that during a wet (dry) period the velocity of the AEJ decreases (increases) and the monsoon flow becomes stronger (weaker) and this is both at interannual and intraseasonal scales. Consequently, the model reasonably represents this behaviour for the two years by simulating a weaker AEJ (Fig. 10b), a higher moisture meridional transport (Figs. 8e and 7e) and a higher precipitation amount up to 12°N (Fig. 5a, b and e, f) during 1984.

Once more, it is not easy to distinguish the effects of surface and regional conditions from those related to the conditions introduced at the lateral boundaries of the model. Only the "hybrid" experiment (Y83SST84) presented in the next section will help to answer to these questions.

#### **4 Y83SST84 experiment**

The Y83SST84 hybrid experiment (see Table 1) was conducted in order to quantify the SST role in the precipitation regime. This experiment corresponds to Y83SST83 experiment, except that the SST forcing of 1984 has been imposed instead of the SST forcing of 1983 (see section 2.4). Figure 11 shows the absolute value of the differences in cumulative rainfall during JJA between the three different experiments. As shown in Fig. 11a-c, Y83SST84 seems to be closer to Y84SST84 than Y83SST83 since the absolute value of the precipitation differences between Y83SST84 and Y84SST84 (Fig. 11a) is the smallest. The differences in the precipitation pattern mostly appear at the coast, over the Bauchi Plateau and east of Fouta Djallon. In JJA, and especially from 6°N to 14°N over the continent, the similarity between

Y83SST84 and Y84SST84 is the greatest and JJA is exactly the period with the largest SST difference between 1984 and 1983 (see Fig. 3).

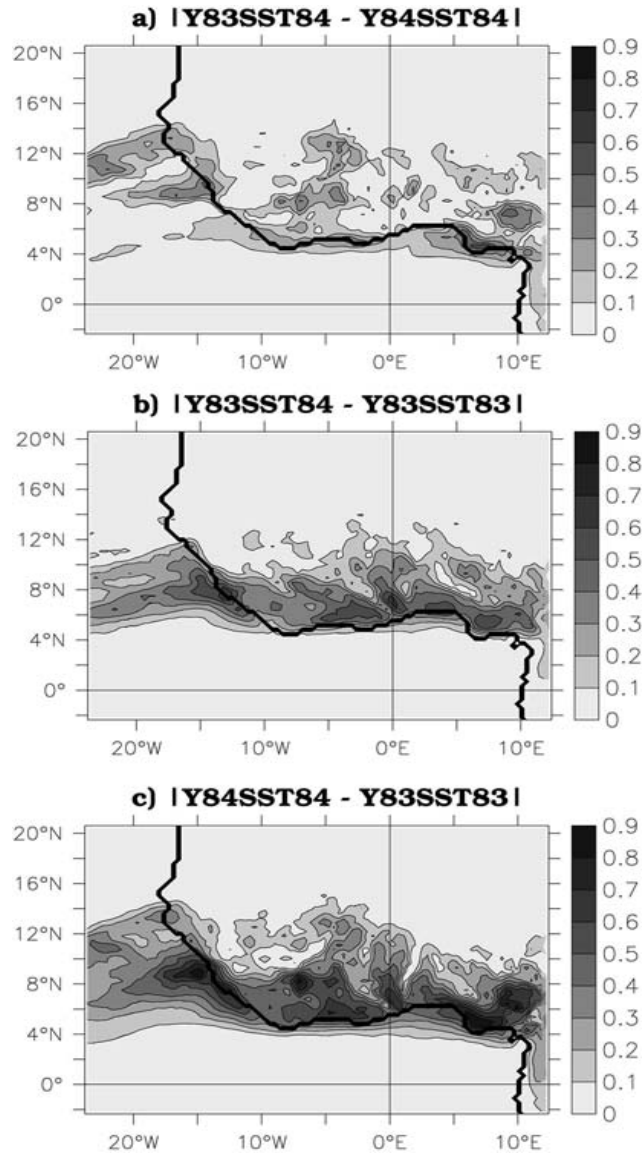


Fig. 11. Absolute values of the difference in cumulative rainfall in summertime (JJA): (a) between the hybrid experiment and the 1984 control experiment, (b) between the hybrid experiment and the 1983 control experiment, (c) between the two control experiments.

We also notice that the most significant differences between Y83SST84 and Y83SST83 (Fig. 11b) are mainly located over the southern part of the continent, from the coast up to 12°N. The RCM thus seems to be sensitive to SST during the main monsoon period (JJA) and up to 12°N. However, during this monsoon, dynamical (e.g. orographic forcing) and surface (e.g. land use, vegetation cover) processes modulate the impact of SSTAs and influence precipitation patterns and precipitation occurrence in the vicinity of the highlands, the internal part of the continent (Sahel) and very locally at the coast. This supposed supplementary influence in a climate simulation over the Sahelian region is in accordance with the work of Zeng et al.(1999). They showed that the factors influencing the precipitation regime over the Sahelian region, SST variation, interactive soil moisture, interactive vegetation, are all together in charge for the variability of the simulated rainy regime. The Y83SST84 experiment simulates interactive vegetation with 1983 vegetation, it seems to be one of the reasons for the difference between simulated year 1984 (Y84SST84 experiment) and the hybrid experiment, Y83SST84, over semi-arid regions (Fig. 11a). Note that Moufouma-Okia (2003) showed in sensitivity study the regional impact of vegetation and soil moisture over the precipitation simulated by the MAR specially over the Sahelian area.

These mentioned results about the strong influence of the SST are completed and strengthened by both the computation of the Y83SST84 meridional moisture transport (Fig. 12a-c) and the analysis of the zonal and meridional circulations (Fig. 13).

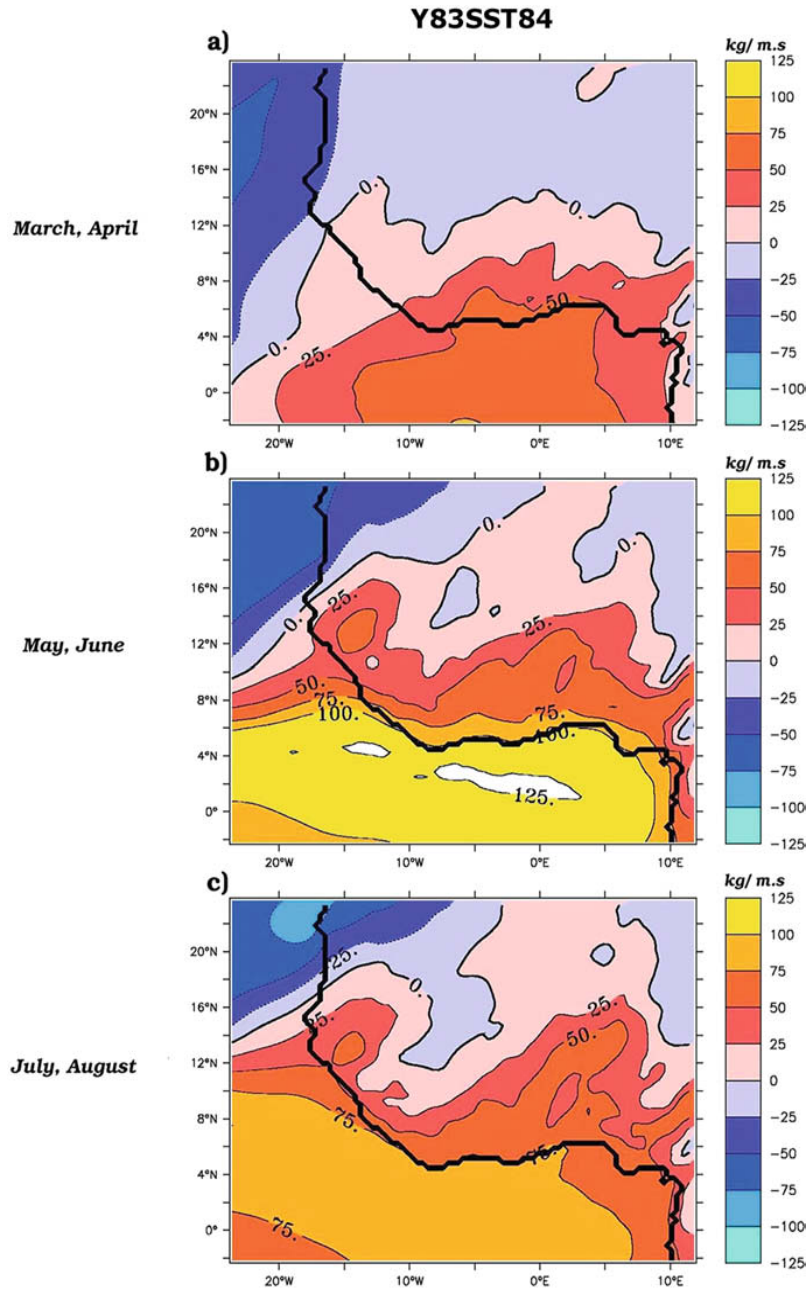


Fig. 12. Monthly mean of simulated Effective Meridional Transport of water vapour for the hybrid experiment Y83SST84, by two-month blocks for: (a) March-April, (b) May-June, (c) July-August.

The comparison of Figs. 12a, 8d and 7d shows that for March-April the meridional transport is nearly identical in Y83SST84 and Y83SST83 experiments. March-April

months also coincide with the period of minimum SST differences between 1983 and 1984. In May-June, the northward moisture transport considerably increases and becomes in some regions even more marked than in the reference simulation Y84SST84 (comparison between Figs. 12b, 8e, 7e). The zone where meridional transport of EWC reaches  $100 \text{ kg.m}^{-1}\text{s}$  in the Y84SST84 simulation is stretched eastward to fill most of the Gulf of Guinea in the Y83SST84 simulation. This eastwards extension of the maximum zone of moisture transport is also simulated during July-August in the Y83SST84 experiment. The extension could be explained by two strongly linked phenomena: (1) a warmer SST in the hybrid simulation which enhances EWC in the low layers; (2) a southerly inflow related to the general circulation, which is stronger in 1983 than in 1984 (see Fig. 9a).

This last aspect is confirmed in Fig. 13a because the southerly monsoon flow is almost identical in Y83SST84 and Y83SST83 (which extends to  $18^\circ\text{N}$ ). Meridional transport comparisons also show that the SST has an influence on both the moisture transport and the rainfall regime but this influence does not extend beyond approximately 600 km inland on the continent (up to about  $12^\circ\text{N}$ ).

A remarkable fact in Fig. 13a is the significant upbranch centred on  $7\text{-}8^\circ\text{N}$  and the counter-clockwise cell with its downward branch between  $6^\circ\text{N}$  and  $3^\circ\text{S}$ . The comparison of Figs. 13a, 9a, and 9b reveals that this cell is largely due to the increase in SST. Consequently the increase of SST seems to affect not only the lower layers but also the middle and higher troposphere. The higher SST values leads to (1) a weaker temperature gradient between the ocean and the continent, and (2) an increase in evaporation and sensible heat fluxes over the oceanic surfaces, which induces an EWC increase in the low troposphere. This decrease of the surface temperature gradient is then responsible for a reduction of the northward extent of the monsoon. The consequence of this more limited latitudinal extent is a concentration of moisture over smallest spatial areas: compared to a year with a colder SST, the moisture and the amount of precipitable water is larger in the low troposphere. Infrared radiation is subsequently more efficiently trapped in the lower levels so that temperature is still



increased (not shown). All these processes, induced by a warmer SST, involve a self-sustained phenomenon which generates significant vertical motion. It is the case for the Y84SST84 and Y83SST84 experiments (Figs. 13a, 9b) when compared to Y83SST83 experiment (Fig. 9a).

It is the same phenomenon that generates significant precipitation over the West African coast and weak precipitation over the Sahel during a year with warm regional SSTAs in the Gulf of Guinea (Janowiak 1988; Janicot 1992; Lamb and Pepler 1992; Vizy and Cook 2001).

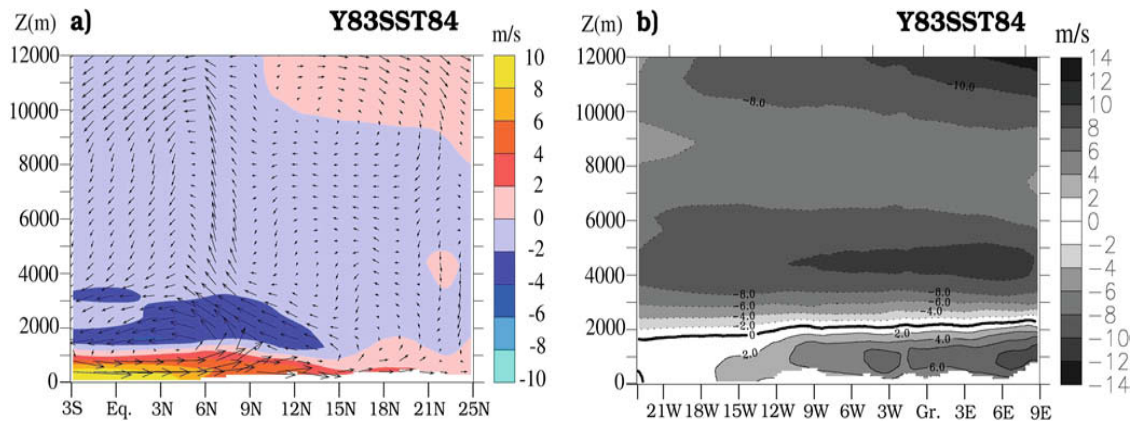


Fig. 13. (a) summertime (JJA) cross section of the meridional and vertical winds (vertical component is multiplied by a factor of 3 along the Greenwich meridian for the hybrid Y83SST84 experiment, (b) summertime (JJA) cross section of the zonal wind along  $8^{\circ}\text{N}$  for the hybrid Y83SST84 experiment. Dashed lines represent negative values.

Figure 13b shows that the higher SST introduced during the summer of the Y83SST84 experiment leads to a weakening of the AEJ due to a reduction of the thermal meridional gradient over the continental surface compared to year 1983. As is explained in Sect. 3.3 and by Cook (1999), this is related to a warming up of the continental atmospheric layers induced by a warmer air inflow from the ocean that could bring more heating energy because of its warmer bulk sea temperature. However, this phenomenon is more significant in the Y83SST84 experiment than in Y84SST84. The choice of the simulation domain explains the difference between

Y83SST84 and Y84SST84 because the eastern boundary of our model is located at 12°E whereas AEJ is observed from 20°E. The influence of the 1983 AEJ is thus represented in Y83SST84. The TEJ is not affected by the regional change of SST, and is indeed a powerful stream generated by the synoptic flow related to the Indian monsoon. It is introduced in the model via the lateral boundary conditions.

## **5 Conclusions**

This work aims at examining the precipitation sensitivity to regional SST. Three simulations of the West African climate have been performed using the MAR regional climate model (RCM). The simulations for the years 1983 and 1984 have shown the ability of the model to (1) simulate realistic dry years, (2) reproduce West African sub-periods with the onset, the high rain period, the abrupt northward shift and the southerly retreat, and (3) reproduce interannual variability with dry or wet trends. In addition, this study has also shown that the regional phenomenon of the West African monsoon can be simulated and studied at a regional scale with a RCM, in agreement with Vizzy and Cook (2002).

The sensitivity of precipitation to SSTAs has been investigated by considering a hybrid simulation which consists of using the atmospheric forcing of 1983 and the SST forcing of 1984. The comparison of this experiment to the control simulations has revealed sensitivity to SSTAs, especially during the high rain period (when SSTAs are warmer). This sensitivity mainly concerns an area that extend up to 600 km (<12°N) northward inland on the West African continent, and is modulated by other factors such as dynamical processes (including orography forcing) or surface interactions. Such a modulation can be found over highland areas, especially over the Mount Cameroon, the Bauchi Plateau and the Eastern Fouta Djallon. The use of a SVAT model that takes into account observed variations of the land use and vegetation, and interactive soil moisture seems to be then necessary for a realistic

representation of the seasonal cycle and the interannual variability (e.g., Moufouma-Okia 2003).

Regional SST thus appears in our RCM as a major factor in determining the rainfall regime during “dry” monsoon over West Africa. The increase in precipitation along the coast is associated with an increase in meridional moisture transport in the lower troposphere induced by a warmer SST and a larger evaporation flux. A meridional advection of the monsoon flux from the south then transports this water to the continent and an increase in precipitation is simulated especially up to 12°N.

This study has also shown the significant impact of regional SST variations on the West African monsoon dynamics simulated by directly influencing the magnitude of the AEJ (as previously shown by Cook 1999) or by significantly varying the intensity of upward and downward motions in the meridional cell from the surface to the high troposphere.

An important conclusion of this study concerns the importance of the SST field for the representation of the West African monsoon. Without minimizing other relevant factors such as large-scale and mesoscale dynamics and land processes, the simulations performed with the MAR-RCM have shown a significant sensitivity of the precipitation fields on regional SST variations considering years characterized by deficient rainfall in Western Africa. Further work will address multi-year simulations in order to verify this sensitivity over longer periods.

#### **Acknowledgements**

This research was funded as part of the PPL3-COUMEHY project and supported by the French program ACI-GRID 2001 (Ministère de la Recherche). All major computations were realized with IDRIS computing resources. The MEOM team from the Laboratoire des Ecoulements Géophysique et Industriels was particularly helpful with comments on the SST data set. Authors thank the NCEP, IRD, UDEL and WDCM institutions for their datasets.



## 6 Conclusions du Chapitre II

Ce chapitre a permis de mettre en évidence l'impact de la TSO régionale à la fois sur les précipitations liées à la mousson ouest africaine et sur la dynamique atmosphérique associée à cette dernière et ce, durant des années très sèches. Il est ainsi montré que le régime de précipitations est très sensible aux conditions de surface océanique du Golfe de Guinée. La variabilité observée des TSO semble contraindre fortement les précipitations continentales et ce, jusqu'à la latitude d'environ 12°N. Cette limite méridienne se situe en dessous de la limite séparant la zone sahélienne de la zone soudano-guinéenne plus humide. Au nord de cette latitude, l'influence directe de l'océan semble beaucoup moins marquée pour ces années sèches, le régime de précipitation étant alors plus sensible aux interactions avec les surfaces continentales (sol, végétation, orographie) et aux formations atmosphériques de méso-échelle. L'étude de l'impact de ces deux facteurs en zone sahélienne semble donc pertinent.

Dans le cadre d'une étude sur les rétroactions, un premier couplage des surfaces continentales et de l'atmosphère en zone sahélienne paraît donc être envisageable sans couplage explicite avec l'océan. Toutefois, comme pour toute mousson, il est difficile de faire abstraction de la composante océanique qui reste un des grands générateurs d'humidité pour l'atmosphère et par voie de conséquence pour les précipitations. Le système couplé devra donc tenir compte de cette composante en la considérant comme un forçage qui devra être prescrit en respectant une variabilité spatio-temporelle réaliste.

L'influence de la composante océanique ne sera plus abordée par la suite, l'essentiel du travail étant concentré sur la zone sahélienne et ses échanges avec l'atmosphère.



**CHAPITRE III**

**COUPLAGE DES COMPOSANTES ATMOSPHERIQUE ET  
CONTINENTALE**





## **Préambule**

Le chapitre précédent a souligné le fort impact de la TSO sur le régime pluviométrique de la mousson africaine durant une année très sèche, mais ce, uniquement jusqu'à la limite méridionale de la zone Sahélienne ( $\sim 12^\circ\text{N}$ ). Cette dernière apparaît donc adaptée pour la mise en place d'un couplage entre les surfaces continentales et l'atmosphère car l'étude des rétroactions surface/atmosphère ne sera pas perturbée par un signal océanique prépondérant. La zone d'expérimentation étant ainsi déterminée, nous avons d'abord mené un travail de validation des modèles sur leur zone respective d'utilisation par un forçage aux conditions aux limites.

Le forçage de l'hydrologie par l'atmosphère a d'abord été étudié et il a permis de mettre en évidence l'importance de la structure spatiale et temporelle des champs de pluies (observés et simulés) dans la modélisation du partitionnement entre infiltration dans le sol et ruissellement sur la surface qui, en zone Sahélienne, est principalement de type Hortonien.

Afin de passer du forçage au couplage, il est nécessaire de s'intéresser à la topologie de la zone d'échange où va avoir lieu le couplage. Il faut donc résoudre les différentes problématiques liées aux représentations physiques de l'espace pour chacun des modèles qui ne sont pas forcément identiques et ne possèdent donc pas nécessairement un maillage horizontal et un système de coordonnées compatibles. La méthode mise en place dans ce travail pour rendre possible les échanges entre les différents maillages est présentée dans la seconde partie de ce chapitre.

Enfin, le système couplé mettant en œuvre le modèle atmosphérique MAR (Gallée et al., 1995), le modèle de schéma de surface SISVAT (De Ridder et Schayes, 1997) et le modèle hydrologique ABC (Cappelaere et al., 2001) est décrit et les premiers résultats des expériences de sensibilité menées avec cet ensemble de modèles sont présentés dans la dernière partie de ce chapitre.



### **PARTIE III-1 : Expériences forcées de référence. Validation des modèles atmosphérique et hydrologique sur la zone de couplage : bassin de la Sirba, Burkina-Faso/Niger**

L'étape préliminaire à un couplage effectif entre un modèle atmosphérique et un modèle hydrologique consiste à valider chacun des modèles sur les domaines sur lesquels ils vont être utilisés. Dans un deuxième temps, le forçage du modèle hydrologique par les sorties du modèle atmosphérique doit être abordé. Cette étude de calibration, de validation et de forçage est présentée dans ce chapitre sous la forme d'une publication soumise à la revue *Climate Dynamics* (Messenger et al., 2005a) reproduite ci-après, précédée d'un résumé en français.

#### **Résumé**

Ce travail a eu pour objectif de mener une expérience de forçage entre le Modèle Climatique Régional MAR et le modèle hydrologique Hortonien ABC après que les deux modèles eussent été validés sur leurs domaines d'application respectifs.

Cette étude est focalisée sur la zone Sahélienne (plus spécifiquement sur une zone englobant le bassin hydrologique de la rivière Sirba, affluent du fleuve Niger) et ce, pendant l'année sèche 1984. Sur cette zone, le MCR-MAR a ainsi pu reproduire de façon très satisfaisante les cumuls annuels de précipitations (Fig. 3 de l'article reproduit ci-après) ainsi que leurs évolutions temporelles aux échelles hebdomadaires et mensuelles (Fig. 5c et Tableaux 2 et 3 de l'article).

Concernant le forçage du modèle hydrologique par des champs de pluies journaliers observés, la comparaison des débits simulés à l'exutoire du bassin de la Sirba avec les débits observés, montre l'importance de disposer d'un bon échantillonnage temporel de ces pluies aux échelles infra journalières à infra horaires (en raison de l'extrême sensibilité des écoulements Hortoniens à l'intensité des pluies qui sont, dans cette région, très majoritairement d'origine convective). Dans le but de mieux représenter

ces pluies convectives à des échelles inférieures au pas de temps journalier, une méthode de désagrégation temporelle des précipitations journalières a été proposée et appliquée pour forcer le modèle hydrologique (voir Eqs. 2-4 de l'article). Cette méthode a permis d'améliorer considérablement la simulation des débits mensuels de la Sirba à l'exutoire du bassin (Fig. 16 et Tableau 7 de l'article, expérience OH<sub>1</sub>).

Dans le même temps, le forçage du modèle hydrologique ABC par les champs de pluies issus du MCR-MAR a mis en évidence les mêmes constatations (Fig. 20 et Tableau 9 de l'article, expérience M<sub>2</sub>). Ainsi, même si le modèle atmosphérique simule raisonnablement bien les cumuls pluviométriques à l'échelle hebdomadaire, ses difficultés à simuler correctement les cumuls journaliers ainsi que des intensités réalistes à des échelles infra horaires lui permettent difficilement de forcer directement un modèle hydrologique Hortonien. En effet, les intensités de pluies produites apparaissent trop faibles pour générer une réponse hydrologique réaliste en termes de débit. L'adjonction d'une méthode de désagrégation temporelle semble donc nécessaire entre le MCR-MAR et un modèle hydrologique en zone Sahélienne.

***A Regional modelling of the interactions between atmosphere and land surface applied to the West African monsoon. Part I: Atmospheric forcing of the hydrologic model of the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. Climate Dynamics. Soumis.***

C Messenger<sup>1</sup>, H Gallée<sup>2</sup>, O Brasseur<sup>3</sup>, B Cappelaere<sup>4</sup>, C Peugeot<sup>4</sup>, L Séguis<sup>4</sup>, M Vauclin<sup>1</sup>, R Ramel<sup>1</sup>, G Grasseau<sup>5</sup>, L Léger<sup>5</sup>, D Girou<sup>5</sup>.

<sup>1</sup> Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement -UMR 5564 CNRS -INPG-IRD- UJF  
BP53 - 38041 Grenoble Cedex 9 – France

<sup>2</sup> Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement -UMR 5183 CNRS-UJF  
54, rue Molière - 38042 Saint Martin d'Hères Cedex – France

<sup>3</sup> Cellule Interregionale de l'Environnement  
10-11, Avenue des Arts - B-1210 Bruxelles – Belgique

<sup>4</sup> Hydrosociences UMR CNRS-IRD-UMII  
BP 64501 - 34394 Montpellier Cedex 5 – France

<sup>5</sup> Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique, CNRS - Bâtiment 506 - BP 167 -  
91403 Orsay cedex – France

### **Abstract**

A "one-way" forcing experiment between the atmospheric RCM-MAR (Modèle Atmosphérique Régional) and the Hortonian hydrologic model ABC has been performed over the Sirba watershed (39000 km<sup>2</sup>) located in the Sahelian region during the dry year 1984. The two models have been validated in their respective domain of application. The RCM-MAR has reproduced satisfactory cumulative rainfall fields, and has been able to simulate the temporal evolution of precipitation in good agreement with observations at weekly and monthly timescales. However, the comparison between simulated and observed discharges - using rainfall datasets as forcing of the hydrologic model - has shown that the representation of daily precipitation (which are mainly convective in the Sahelian region) was not sufficiently accurate to correctly simulate the hydrologic response of the watershed. In order to produce more realistic infra-daily precipitation associated with convective events, a temporal disaggregation scheme has been developed. Considering observed as well as simulated precipitation fields, this method has significantly improved the simulated discharge at the catchment outlet. In the framework of further coupling experiments between RCM and hydrologic models over the Sahelian zone, the present study has thus underlined the importance of accurately representing the temporal

evolution of the rainy events, and the necessity to explore new temporal rain disaggregation schemes able to interface RCMs with hydrologic models.

## **1 Introduction**

During the past three decades a drought over West African regions had dramatic consequences on environment, agriculture and, in general, on human life. But during this period this drought has been modulated by rainfall fluctuations that defined strongest dryer periods and wetter periods (Le Barbé et al., 2002). West African regions with the lowest annual amount of precipitation are the most sensitive to such fluctuations and consequently a severe dry year in these regions has catastrophic consequences. Sahelian area is such a region and during the past driest years there was a real human disaster. Understanding these annual and seasonal rainfall fluctuations is therefore the first step before to be able to forecast future drought conditions.

The West African climate is mainly characterized by the West African Monsoon (WAM). As the other monsoon phenomena over the earth, the WAM presents a seasonal precipitation cycle composed by a wet summer and a dry winter.

The WAM is also associated with a dynamical signature related to four wind regimes: (i) the South-Westerly monsoon flow in the lower troposphere, (ii) the African Easterly Jet (AEJ) in the mid-troposphere, (iii) the Tropical Easterly Jet (TEJ) associated with the upper level outflow from the Asian monsoon, (iv) and the Subtropical Westerly Jet. However, a monsoon phenomenon is considered only if there are interactions between ocean, continental surfaces and large-scale atmospheric circulation features. During the last twenty years, a significant number of modelling and empirical studies have attempted to understand the influence of these three components on West African precipitation and particularly on monsoon rainfall.

Concerning the ocean component, the source of moisture for rainfall in West Africa is directly related to the ocean surface temperature. Many studies suggested remote

connections between tropical Atlantic Sea Surface Temperature (SST), Pacific or Indian Ocean SSTs and deficit of rainfall over the Sahel (Lamb, 1978; Folland et al., 1986; Semazzi et al., 1988; Folland et al., 1991; Lamb and Pepler, 1992; Rowell et al., 1992; Janicot et al., 1996; Fontaine et al., 1998, Giannini et al., 2003). However, some other studies suggested that the influence of remote SST is relatively unimportant (Rodwell and Hoskins, 1996; Zheng and Eltahir 1998). For example, Vizy and Cook (2001) have shown, in a GCM study, that the effects of the Gulf of Guinea SST Anomalies (SSTAs) are much stronger than those of North Atlantic SSTAs. In a recent study performed with a Regional Climate Model (RCM) during a dry year, Messenger et al. (2004) have illustrated the important sensitivity of the monsoon rainfall to the Gulf of Guinea SST but only up to approximately 12°N. This work suggests that Sahelian precipitation regime would be not directly connected with the Gulf of Guinea SST and could be modulated by the continental surface conditions.

Without considering the oceanic source of moisture, two other sources of moisture remain available for precipitation: (i) moisture advected by the atmosphere – mainly transported by mesoscale and large scale dynamical processes like the easterly waves, the northwards monsoon flux and the AEJ – and (ii) moisture from the continent itself that could be integrated in the previous atmospheric transport.

The moisture from continental surfaces depends on precipitation regime, soil evaporation and vegetation transpiration. It is thus advisable to focus on the water cycle and the recycling of this water over the continent.

The effects of water recycling over the continents have been treated in global studies and they show that land surface processes play an important role on the earth climate. For example, Koster and Suarez (1995) suggested that ocean conditions lead to precipitation anomalies whereas the coupled land surface and atmospheric processes modulate precipitation variability. Based on the works of Koster and Suarez (1995) and Koster et al. (2000), Reale and Dirmayer (2002) have shown that the suppressed land vegetation variability changes the mean position of the intertropical convergence

zone and consequently modifies the mean and the variability of the precipitation. Hence, it seems that both land surface processes and their variability play a significant role in recycling water and consequently on the precipitation.

Over West Africa, relationship between land surface conditions and rainfall variability was also the subject of many studies (Nicholson, 1989; Cook, 1994; Lare and Nicholson, 1994; Clark et al., 2001; Taylor et al, 2002). For instance, Zheng et al. (1999) have shown that land-atmosphere coupling processes amplify rainfall anomalies generated by SST anomalies. Therefore, complex interactions between climate and local hydrology seem to be able to reinforce synoptic scale effects. Indeed, Dolman et al. (1997) showed that mesoscale processes coupled with land cover and soil antecedent wetness may influence rainfall over Sahel.

By using a recycling model and a subset of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), Gong and Eltahir (1996) investigated the origin of precipitation over three African areas. They showed that local evaporation in West Africa contributes to about 27% of the precipitation and this is enough to suggest a significant potential for interactions between the local surface hydrology and the mesoscale atmospheric processes. Moreover, it has been calculated that 1/3 of the precipitation anomaly is related with evaporation one.

More recently, in an inter-models evaluation of the regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, Koster et al. (2004) showed that the Sahel appears as one of the predominant zone for such interactions. They also underlined that many independent models show the same strong land-atmosphere coupling over this region. Consequently, the necessity to investigate coupling interactions between land surfaces and atmospheric processes seems now well established in West Africa.

Providing that evapotranspiration (soil evaporation plus vegetation transpiration) is a function of several features (vegetation cover, soil types, soil moisture, albedo), a change in one of these factors could induce a change in the precipitation regime. It is thus important to develop land surface and hydrologic models able to integrate these changes.



All these results underline the relevance of studying the entire problem of water recycling over West Africa and particularly over Sahelian regions. In order to treat all components of water recycling, it is necessary to consider a fully integrated modelling system for soil-vegetation atmosphere continuum.

The aim of this paper is to describe preliminary studies driven for a future application of a modular architecture which would allow the coupling of several legacy models from different scientific communities (atmosphere and continental surfaces) but all developed or adapted to West African topics.

Before studying the role of the coupling in the simulated water cycle, it is necessary to assess the ability of both the atmospheric and hydrologic models to interact and to produce realistic infiltration and runoff during the WAM. To achieve this, “one-way” experiments for the year 1984 have been performed in order to identify some minimal requirements on the fields exchanged between the models, more specifically concerning the spatial and temporal representation of precipitation fields.

The paper is devoted to the description of the legacy models used and the associated forced experiments to validate them over their respective area of interest. It is the necessary preliminary step before conducting coupling that will be presented in part II of the paper (Messenger et al., 2005).

Section 2 of this paper presents the three models associated with the three climatic components considered: the regional climate model, the surface and vegetation-atmosphere transfer model and the hydrologic model. Section 3 provides a short description of the atmospheric simulation domain, the selected watershed, the period and the data used for calibration and validation. Section 4 deals with the forced atmospheric experiment and its ability to simulate the WAM over several regions and specifically over the Sahelian one. Section 5 discusses the calibration of the hydrologic model and its sensitivity to temporal and spatial structure of the rainfall. The results obtained from simulation performed with observed and simulated precipitation are also presented. Finally, Section 6 presents the conclusions.

## **2 The coupling components**

### **2-1 The atmospheric component – Use of a Regional Climate Model**

In order to study climate variability over a continent or a part of it and to represent the atmospheric meso-scale processes, a high resolution climate model is required. For climate studies over West Africa, the World Climate Research Program and its CLIVAR-AFRICA branch advises the regionalization of the African Climate and the use of Regional Climate Models (RCMs).

Three types of atmospheric tools may be considered as far as regional climate modelling is concerned: Global Circulation Model (GCM) with a stretched horizontal grid, and two types of Limited Area Model (LAM) using parameterizations adapted (first type) – or not (second type) – to their grid size and to the region of interest. Concerning the GCM, one difficulty arising from grid stretching results is the fact that the same parameterization is used in the area near the pole of stretching and near the opposite pole while the grid sizes may differ by a factor of 10. Nevertheless the simulations could give acceptable results when one considers the stretched region specifically.

Most of European LAMs used in the climate regionalization belong to the second LAM type and use parameterizations of the non resolved physical processes similar to those used in the host model – the GCM. The idea to use the same physics as that of the host model results from the need to get numerical solutions as similar as possible in the host model and the LAM, in order to avoid numerical discontinuities at their interfaces.

Nevertheless, it has been proven that LAMs of the first type (developed by US, Canadian and Belgian teams; e.g., RegCM, MM5, MCR, MAR) do not generate worse solutions at the GCM/LAM interface than LAMs of the second type (Giorgi and Mearns, 1999). Moreover the performances of LAMs of the first type are generally better than those of the second type, when they are nested in the

meteorological analyses (Giorgi and Mearns, 1999). This latter technology has been described by Giorgi (1990), Giorgi and Marinucci (1991), Giorgi et al. (1992), Jones et al. (1995). When considering only precipitation, it appears that current GCM outputs with their coarse spatial resolution are not well adapted for catchment-scale studies (Arnell, 1995). Over West Africa it has been shown that some GCMs have difficulties in correctly reproducing the West African rainfall: the simulated seasonal cycle of precipitation is reproduced by a humid bias during spring, the onset is too early and there are too many strong convective events (CLIVAR Africa Task Team, 1999; Lebel et al., 2000). The most concerned regions are the Sahelian, Saharan, Fouta Djallon and Cameroon mountainous areas (e.g. Douville et al., 2001, Vizy and Cook, 2001, Clark et al., 2001). The coarse orographic representation linked with the large horizontal resolution of such models is one of the hypotheses evocated to explain these overestimations. Indeed, Semazzi and Sun (1997) have suggested the significant role played by topography on precipitation pattern over West Africa, and Semazzi et al. (1993) had previously showed that a better rainfall regime over highlands could be obtained by using a higher horizontal resolution. For example, Druyan and Fulakeza (2000) performed a better simulation of the African waves with a finer grid of a RCM.

Other possible reason for a poor simulation of the rainfall regime is related to the representation of the mesoscale convective systems. In addition to a finer resolution, it is also possible to adjust more closely the physics of the model to the region of interest (e.g. Giorgi and Mearns, 1999) by improving the convection parameterization (Jenkins, 1997; Jenkins et al. 2002; Gallée et al., 2004). In a recent study, Vizy and Cook (2002) compared results obtained by RCM and GCM with observations from various climatologies. They validated their RCM over West Africa and showed that a RCM provides a much better simulation than a GCM. They also illustrated the RCM's ability to correctly capture the main processes that cause interannual summertime variability.

The MAR (Modèle Atmosphérique Régional) model – used in the present study - belongs to the second type of LAM and has been used mainly in extreme regions (tropical and polar regions) where the parameterizations need the most important adaptations. Original polar version of the MAR is fully described in Gallée and Schayes (1994). The tropical adaptation of the RCM MAR has been given in Gallée et al. (2004) and Messenger et al. (2004). MAR is a hydrostatic primitive equation model in which the vertical coordinate is the normalized pressure. The warm part of the cloud microphysics is based on an explicit representation associated with the work of Kessler (1969) and Gallée (1995). The ice and snow part is described according to Lin et al. (1983), Levkov et al. (1992) and Cassano et al. (2001). Detailed solar and infrared radiation schemes are taken from Fouquart and Bonnel (1980) and Morcrette (1984), respectively. MAR is adapted to tropical regions by including the convective adjustment scheme of Bechtold et al. (2001). The atmospheric variables are initialized and forced at its lateral boundaries using the European Center for Medium-rang Weather Forecasts (ECMWF) ERA15 reanalysis. These LBC (Lateral Boundary Conditions) treatments are fully described in Marbaix et al. (2003).

## **2.2 The vegetation component – Use of a SVAT model: SISVAT**

The first step towards a better knowledge and a better simulation of the land atmosphere interactions is through associating Surface Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) models to the atmospheric ones. Interactions between the soil-vegetation system and the monsoon flow of moisture is then considered. Such broad effects of soil moisture on seasonal climate and precipitation especially during the African monsoon were already treated by Zeng et al. (1999) and Douville et al. (2001).

The original version of the MAR model contained a one dimensional vertical SVAT model called SISVAT (Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer) (De Ridder

and Schayes, 1997; De Ridder and Gallée, 1998; Gallée et al., 2001). In the present study, the SISVAT model has been extracted from the MAR model and became a standalone model that could be applied both on atmospheric and hydrologic cells. The SISVAT model has been specifically validated over the Sahelian region (Derive, 2003). The soil hydrodynamic properties were assumed to be uniform along any vertical profile. They were inferred from the classical pedotransfer function approach. The soil water pressure head and the hydraulic conductivity as function of volumetric water content were defined according to Clapp and Hornberger (1978). They require four parameters for each soil type: the saturated volumetric water content, the air pressure entry value, the hydraulic conductivity at saturation, and the shape factor of the water retention curve. Soil types were selected from the U.S. Department of Agriculture (USDA) classification, according to the Food and Agriculture Organization (FAO) global coverage. The ground surface albedo is assumed to be a function of soil water content as in the work of McCumber and Pielke (1981). The dry soil albedo was taken according to the soil types. Compared with the previous MAR version used to simulate the WAM (Messenger et al., 2004), a correction of the dry soil albedo has been added up to 17°N. It is now estimated from a soil colour dataset (Webb et al., 1991 and 1993) and prescribed from a NOAA-AVHRR monthly product beyond. This modification led to a better simulation of the WAM as it is detailed in Sections 4.1 and 4.2. The specific influence of albedo is fully examined by Ramel (2005) who show the predominant effect of the albedo in triggering the main monsoon phases (onset, northwards abrupt shift and move back sequence).

The vegetation part is described through the displacement height, the roughness length for momentum, the root density, the stomatal resistance (SR), and the global plant resistance. These parameters were selected in the International Geosphere-Biosphere Program (IGBP) classification. The spatial distribution of the canopy and its temporal evolution are driven respectively by the IGBP global coverage data and through the leaf area index (LAI) retrieved from the U.S. Geophysical Survey (USGS) decadal values of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) data.

Exchanges between atmosphere and the canopy are performed through radiative energy balance (solar, infrared), momentum, and sensible and latent heat fluxes. The latent heat flux is subdivided into three components: (i) soil evaporation (regulated by the relative humidity at the soil surface), (ii) direct evaporation of the rain intercepted by the canopy, and (iii) transpiration associated with the specific plant parameters (LAI and SR).

The SISVAT water and energy budgets are solved independently both for soil and vegetation. The SISVAT contains one vegetation layer and 7 unevenly spaced soil layers, with a finer vertical resolution near the surface (layer depths: 0,2 cm, 0,6 cm, 2 cm, 6 cm, 20 cm, 60 cm and 2 m). In order to introduce spatial variability within each SVAT cell, a mosaic approach was considered with the prescription of three possible types of soil and vegetation.

The initial values of moisture and surface temperature were prescribed from the ECMWF-ERA15 dataset.

### **2.3 The hydrologic model ABC**

To develop the coupling system over the Sahelian region, it has been necessary to use hydrologic models well adapted to this semiarid region.

In a comparative model study over those regions, Michaud and Sorooshian (1994) have shown the importance of a good representation of soil properties and rainfall variability to have a satisfying agreement between model results and observations. Moreover, it has been shown that the spatial repartition of hydraulic conductivity and surface roughness has a direct impact on Hortonian overland flow, especially over semiarid regions (e.g. Woolhiser et al., 1996; Seguis et al., 2002). In addition, numerous studies pointed out the need for a proper representation of infiltration and surface routing (e.g. Walters, 1990; Martin-Vide et al., 1999). These results showed the necessity to use a physically-based, spatially-distributed, process-oriented hydrologic model for Sahelian runoff-infiltration simulations.

The ABC model (Cappelaere et al., 2001) has been chosen because of its ability to treat distributed Hortonian runoff and it is was specially designed for the Sahelian region. ABC is initially based on the *r.water.fea* model of Vieux and Gaur (1994). The runoff production and routing functions are coupled to allow simulation of runoff and run-on to each distributed cell over a watershed. The high resolution subdivision of the catchment description cells is a particularity of the ABC model.

Soil water infiltration is described by the Green and Ampt equation (1911) and surface water flow is modelled by the kinematic wave approach. The corresponding equations are solved by finite-elements technique. The finite-elements are divided into two cell types: hillslope and channel. Each hillslope cell produces infiltration and may also contributes to runoff to channel one on which water can either infiltrate or flow downstream. Channel water flow differs from overland flow by specific geometrical characteristics. The model is thus able to simulate coupled runoff production and transfer over complex terrain, land use and soil conditions.

The parameters of the infiltration function are (i) the saturated soil hydraulic conductivity ( $K_s$ ), (ii) the soil water pressure at wetting front, (iii) the soil porosity, and (iv) the initial volumetric water content. For the routing function, the parameters are: (i) the Manning roughness coefficient ( $n$ ), (ii) the slope of the terrain, and (iii) length and surface of each hydrological finite element. Some of these parameters were processed by using the *Grass* geographical information system (GIS) software (USACE, 1993) and two types of raster maps. The former is a digital elevation model (DEM), the latter is a map of land use and land cover (LULC).

The ABC model initially designed to solve rainfall-runoff processes storm by storm was modified to be continuously run in order to be used in climatic mode. This version has been validated by comparing model outputs from single-storm and climatic versions over the Wankama watershed in Niger previously studied by Cappelaere et al. (2003) and Peugeot et al. (2003a). In addition, compared with the initial version, rainfall is spatially distributed in the newly one.

### 3 Period, atmospheric and hydrologic domains

#### 3.1 Period of the study

The simulation period covers the year 1984 that presents a particular interest since it is commonly recognized as the driest year for the period from 1951 to 1998 (e.g. Le Barbé et al., 2002) over the Sahelian regions while normal annual precipitation amount was observed over the Guinea region. This regional difference is also highlighted by the evolution of the standardized rainfall index between 1900 and 1998 published for the Sahelian and Guinea regions by Le Barbé et al. (2002).

A dry year has been chosen because of its weak level of atmospheric and soil humidity. This is particularly true for year 1984 which follows 1983 that was also exceptionally dry. The relationship between precipitation and surface conditions is thus not hidden by a significant influence of the incoming atmospheric moisture flux from the synoptic scale. The part of the water cycle signal associated with the surface fluxes is consequently easier to catch.

#### 3.2 Atmospheric domain

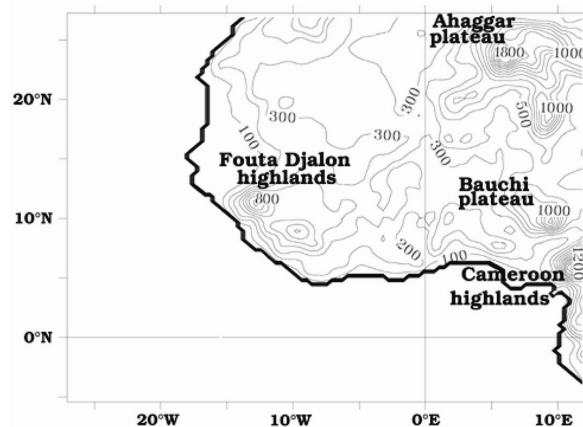


Figure 1: Domain and topography simulated by the model with 40km horizontal resolution. (contour interval is 100m).



The simulation domain covers Western Africa - from 27°W to 12°E and from 5.5°S to 27°N (Figure 1) and it also includes a part of the Atlantic Ocean. Areas covered by land and sea are roughly equivalent.

The horizontal grid spacing is 40 km. The vertical grid is represented with 40 vertical levels irregularly spaced with a finer resolution close to the surface. The first level is ten meters above the surface.

The atmospheric variables were initialized and forced at the MAR lateral boundaries using the ECMWF ERA15 reanalyses. The temporal resolution of ERA15 fields is 6 hours, horizontal resolution is one degree, and vertical grid includes 31 levels. The treatment of lateral boundary conditions was discussed by Marbaix et al. (2003). SST was imposed using the one-degree resolution and weekly Reynolds SST climatology (Reynolds and Smith, 1995).

### 3.3 Hydrologic domain

The selected area for the forcing experiments (as well as for the coupling experiments reported in part II of the paper, Messenger et al., 2005) is the Sahelian region whose climate seems to be marked by feedback between the surface conditions and the pluviometric mode on a broad range of timescales, from intra-seasonal to decadal at least.

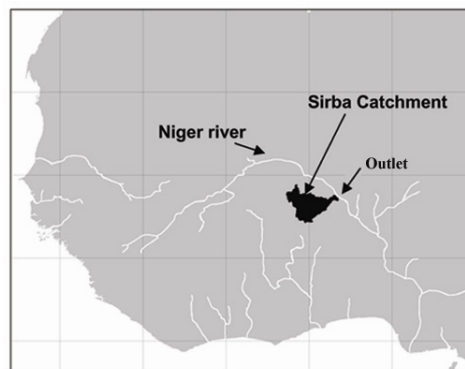


Figure 2: Location of the Sirba catchment. The outlet streamflow station is located at Garbe Kourou (13°44'N, 1°36'45''E).

However, meteorologists and hydrologists provide different definitions of the Sahelian region. Meteorologists defined this area as the band located between the 100 mm and 400-500 mm isohyet lines, while hydrologists defined it between the 300 mm and the 500 mm isohyet lines. In this paper, we retained the hydrologic definition (e.g. Rodier, 1964).

However, because modelling the entire West Africa with a high spatial resolution would require too much computer resources, we have restricted our study to only one large watershed. While most of large-scale basins ( $> 1000 \text{ km}^2$ ) are unfortunately poorly instrumented in Sahelian region, the Sirba catchment ( $39000 \text{ km}^2$ ) has been selected because daily discharge rates were continuously monitored in 1984 at the Garbe-Kourou outlet station ( $13^{\circ}44'N, 1^{\circ}36'45''E$ ) (Fig. 2).

The catchment is drained by the Sirba river (one of the major tributaries of the Niger river in Sahelian domain) and represents 0.7 % of the entire continental surface covered by the simulated atmospheric domain and about 1.2 % of the surface where hydrologic processes can be considered as active.

Therefore, the shape of the hydrologic domain is irregular and the forcing (and coupling as well) modelling architecture will have to integrate the overlapping differences between the two domains, as explained in part II of the paper Messenger et al., 2005.

### **3.4 Data for validation**

To evaluate the RCM's ability to capture seasonal variability and general aspects of the WAM dynamics, the RCM simulations have been compared to several data sets:

- (i) The 1950-1996 University of Delaware (UDEL) climatology that is a compilation of the Global Historical Climatology Network (GHCN version 2) and the Legates and Willmott's archives (Legates and Willmott, 1990). In this data set, station averages of monthly precipitation fields

were interpolated to a 0.5 - degree grid by the Climatologically Aided Interpolations method described by Willmott and Robenson (1995);

- (ii) The precipitation climatology from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). For the year 1984, the GPCP dataset is a monthly climatology based on rain gauge and microwave satellite data interpolated on a 2.5 - degree grid;
- (iii) Ground observations from rain gauges for 1979-1990 that provide a daily rainfall data set over West Africa with the greatest density of stations located between 5°N and 15°N. These data were collected by the national meteorological service (Direction de la Météorologie Nationale) of several African countries, ORSTOM (now called IRD, Institut de Recherche pour le Développement - France), ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar) and CIEH (Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques), and were compiled and provided by IRD. This dataset is hereafter referenced as Ground Rain Gauges (GRG) database;
- (iv) The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis with a horizontal resolution of about 1.9° (in latitude) by 1.88° (in longitude). The NCEP have been retained here for dynamics validations and just for comparison (not validation) of the precipitation outputs because they are modelling results and not direct products of data assimilation;
- (v) The ERA15 (European Reanalysis) produces a 15-year dataset from 1979 to 1993 with a horizontal grid spacing of 0.5°x0.5°. It has been retained mainly for the dynamics validation. It is also used for the water balance study (see Section 4.4).

As previously mentioned in section 3.3, daily values of the Sirba river discharge collected by the DRE (Direction des Ressources en Eau, République du Niger) were the only available data for the hydrologic validation.

#### 4 The forced atmospheric experiment

This experiment has been performed in order to provide a reference for further coupled simulations conducted over West Africa. It uses the RCM-MAR model coupled with the SISVAT model which treats water and energy transfers in soil-vegetation system. No hydrologic model is considered in this architecture. Consequently, no specific scheme for surface infiltration and overland flow was implemented.

##### 4.1 Spatial distribution of annual rainfall over the entire West Africa

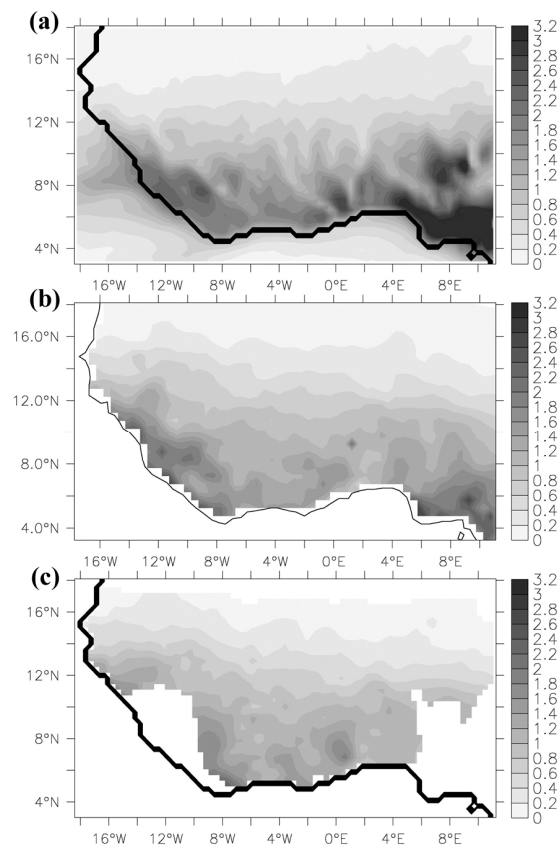


Figure 3: Annual cumulative precipitation (m) for the year 1984 for (a) MAR simulation, (b) UDEL climatology, and (c) GRG observations (white areas correspond to missing data).

Figure 3 presents the simulated distribution of annual cumulative rainfall for the year 1984 as well the corresponding UDEL and GRG climatologies. While the UDEL data set is plotted on its original grid, the GRG climatology was interpolated to the grid resolution of the RCM. It should also be noted that GRG observations do not cover the entire area of West Africa (no data were collected for Nigeria, Guinea, Sierra Leone and Liberia).

Both the observations (Figs. 3b,c) and the model (Fig. 3a) show that cumulative amount of rainfall are the most significant between 4°N and 14°N (rough limit of the 400 mm isohyets). The maxima of simulated precipitation are located over the highlands (Fouta Djallon, Bauchi Plateau, Cameroon highlands, see Fig. 1) and along the southern coast. This is in accordance with the GRG, UDEL observations but the magnitude of the simulated precipitation is higher than those observed over the southern continental regions and especially over the Bauchi Plateau and the Cameroon mountains. Overestimated rainfalls are located over a band of high rainfall intensity that crosses West Africa with a meridian axis placed along 7.5-8°N. Based on the GRG climatology, Sultan and Janicot (2000) placed the averaged axis of this band around 10°N for the period 1968-1990, excepted for 1983 and 1984 that have an axis position around 8°N.

It should be noted that the simulated rainfall amounts related to the north-south oriented minima/maxima band structures between 8°W and 5°E have been considerably reduced compared to the results from the previous MAR version (Messager et al. 2004). They are now closer than those observed in the UDEL climatology with lesser amplitude and weaker spatial variability. These bands were also identified by Pocard (2001), who refers to them as dry corridors between Ivory Coast and Benin. However, the significant rainfall amounts (1.8m-2.4m/year) simulated between 6°W and 5°E are not in agreement with the datasets considered in this study and explain some overestimations in the seasonal cycle (see section 4.2). At the same time, the model simulates maxima over the Bauchi Plateau and in its

vicinity that appears not realistic compared to the GRG climatology. However, these maxima were also simulated by the MM5 model (Vizy and Cook, 2002) and some GCMs. The RCM correctly simulates the spatial extension of rainfall towards the north, except in the northern part of the Bauchi Plateau where the 200-mm limit is located too far on the North. Over the entire West Africa and considering the climatic timescale, the analysis shows that the model satisfactorily reproduces the spatial variability pattern of the annual rainfall during 1984 excepted over the Cameroon mounts. Indeed, precipitation in this area seems to be exaggerated even if other climatologies also give high cumulative rainfall. Such maxima are observed over the southern part of the mountains but not so far to the north as simulated. The precipitation field simulated over the entire Cameroon massif appears too spread to be realistic.

#### 4.2 Seasonal cycle

It is important to complete the previous results with the analysis of the seasonal cycle in order to determine whether the model is able to simulate the different sub-periods of the rainy season.

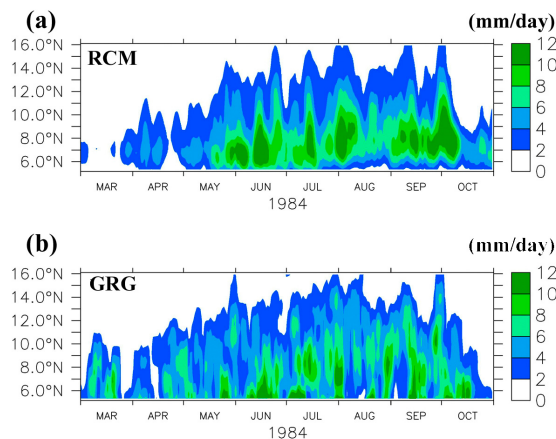


Figure 4: Time-latitude diagram from March to October of daily rainfall (mm/day), averaged over 10°W-5°E and filtered to remove variability of less than 5 days: (a) simulated precipitation, (b) GRG observed precipitation.

A latitude/time zone averaged representation was thus used to investigate seasonal regimes. Figure 4a presents the RCM results which are compared with the GRG observation data set (Fig. 4b). The following comments can be made:

(i) Simulated rainy season (Fig. 4a) shows that the WAM begins at the end of March but May marks the real onset period with significant amounts of precipitation occurring between 5°N and 8°N (6-10mm/day) while the observed onset period begins in March. The model presents a precipitation underestimation over the coastal regions until the middle of May.

(ii) A weak shift of the rain band core is simulated in June by a rainfall increase that is spread towards high latitudes (11°N). However, this low-level signal of the usual abrupt northwards shifts of the rain band, first described by Sultan and Janicot (2000), is also weak in the GRG observations. Considering that the model has already satisfactorily simulated this abrupt shift for other simulated years, namely 1983, 1987, 1988, 1992 (Messenger et al., 2004; Moufouma-Okia, 2003; Gallée et al., 2004, respectively), this simulated weak shift is the result of the RCM ability to reasonably well simulate interannual variability of the northwards shift magnitude.

(iii) During July and August, the maxima of the simulated rainfall (6-12mm/day) stay between 7°N and 12°N as in the observation dataset. At the middle of July and at the beginning of August, GRG climatology shows intensification of rainfall that is also simulated, but with an overestimation in space and duration.

(iv) The same differences between the climatology and the RCM are observed during September and the first part of October. During October, the simulation shows belated rainy events, and the simulated duration of retreat phase is thus longer. Some GCMs exhibit the same problem with the retreat period, since they present a similar time lag (as in the NCEP reanalysis).

(v) The intraseasonal variability seems to be reasonably well simulated, despite of a rainfall overestimation from July to September over the coastal zone and between 7°N and 10°N. On the other hand, a good agreement in magnitude, position and variability between observation and simulation up to 12°N should be noted.

<b>Area Name</b>	<b>Latitude borders</b>	<b>Longitude borders</b>
Coastal	5°N ; 7°N	8.5°W ; 5°E
Soudano-Guinea	7°N ; 11°N	8.5°W ; 5°E
Sahelian	11°N ; 14°N	15°W ; 10°E
Sirba zone	12°05'30''N ; 14°26'30''N	1°24'30''W ; 1°48'30''E

Table 1 Name and localization of four rectangular climatic regions.

In order to improve the seasonal cycle analysis, four precipitation time series (model outputs, GRG data, GPCP and UDEL climatologies) averaged over four regions (Table1) have been considered. They are presented in Fig. 5 from May to October at a weekly timescale.

Because the GPCP and UDEL datasets were in-time interpolated from the monthly timescale, they exhibit a weaker weekly variability than both the MAR and the GRG series. The results of the Fig. 5 strengthen the remarks of the previous section and also permit a more detailed analysis.

For the coastal region, the underestimation of the RCM rainfall as compared with the observed values is confirmed during March and April (Table 2). From the middle of May to August (Fig. 5a and Table 2) there is a model overestimation and afterwards an underestimation during the monsoon retreat period. However, the cumulative rainfall from March till October is not too much affected by these differences (Table 3). The GRG dataset shows 1128 mm, while the RCM simulates 1191 mm (+5.6%). The temporal coefficient of correlation ( $r$ ) between RCM and GRG is 0.58.

Over the Soudano-Guinea region, Fig. 5b shows a quasi-constant rainfall overestimation by the model from the middle of May until October. This is fully correlated with the overestimation evocated for the global seasonal cycle (Fig. 4a) as well as with the annual cumulative precipitation map (Fig 3a). This is also confirmed by Tables 2 and 3 which show 1107 mm for the GRG observations between March to October against 1248 mm (+12.7%) for the RCM. Analysis of the occurrence of precipitation events simulated by the model (Fig. 6) may explain this overestimation



by a too large number of simulated rainy events of small amounts (<10 mm) in that region.

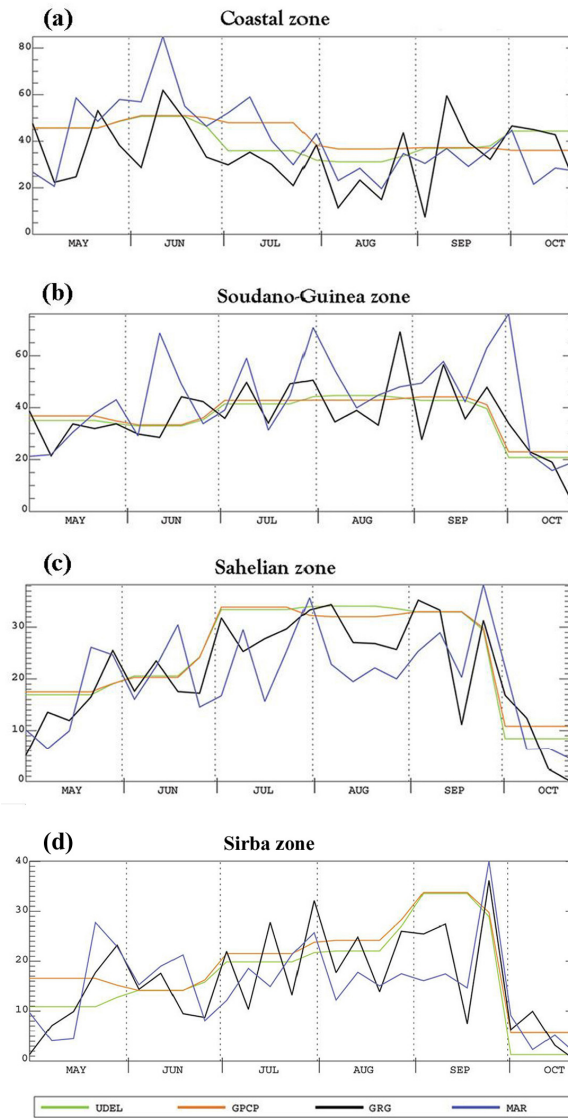


Figure 5: Time series of zonally averaged weekly precipitation (mm) over the coastal (a), Soudano-Guinea (b), Sahelian (c), and Sirba (d) regions.

Zone Name	March		April		May		June		July		Aug.		Sept.		Oct.	
	GRG	MAR	GRG	MAR	GRG	MAR	GRG	MAR	GRG	MAR	GRG	MAR	GRG	MAR	GRG	MAR
Coastal	118	55	107	85	167	176	181	269	131	198	118	121	142	152	164	135
Soudano-Guinea	73	41	88	83	148	126	144	200	186	197	202	223	184	224	82	154
Sahelian	3.4	1.3	14	23	64	65	80	91	125	97	129	107	119	114	37	49
Sirba	0	0.5	5.1	21	52.3	58.9	55.5	70	78.2	75	92.1	80.2	115	84	19.5	27.6

Table 2 Monthly observed and simulated rainfall amount (mm) over the four climatic regions.

Zone name	Total /March – October/ (mm)				Temporal correlation (r) of the weekly precipitation (MAR/GRG)
	GPCP	UDEL	GRG	MAR	
Coastal	1382	1367	1128	1191	0.58
Soudano-Guinea	1148	1126	1107	1248	0.81
Sahelian	681	663	558	547	0.91
Sirba	555	468	418.2	417.3	0.86

Table 3 Seasonal cumulative rainfall amount (mm) and weekly temporal correlation between simulated (MAR) and observed (GRG) values over the four climatic regions.

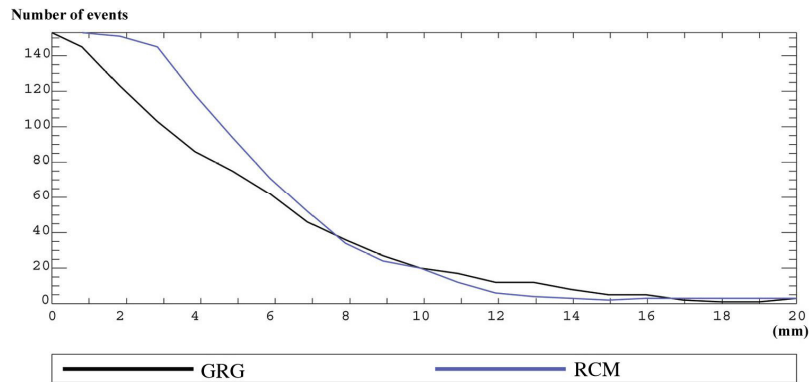


Figure 6: Occurrence of rainy events distributed by daily intensity amounts from May to October 1984, over the Soudano-Guinea region.

A similar analysis performed over the Coastal zone (not presented) showed that the same numerous low level events lead to an overestimation of the simulated rainfall.

When comparing the RCM and GRG weekly precipitation, the value of the coefficient of correlation ( $r=0.81$ ) (see Table 3) confirms the RCM ability to

reasonably well simulate temporal variability of the rainy events over the Soudano-Guinea region at this time scale.

The Sahelian zone (Fig. 5c) is the best simulated region. Indeed, there is a relative good agreement between the RCM simulation and observations during the rainy season with the highest differences occurring in June with a peak excess at 10 mm. Note that the first WAM rainfall event occurs during May both in the observed and simulated datasets. For the entire period, the differences are lower than 5 mm/week (Fig. 5c) and mainly occur during the June to August period with a second peak of overestimation in September. However, the cumulative rainfall during the period is well simulated (RCM: 547 mm, GRG: 558 mm) and the corresponding temporal correlation is high ( $r=0.91$ ).

For those three climatic areas, it may be concluded that the temporal relative variations of precipitation are correctly represented by the RCM at the weekly time scale.

At least and with a climatic point of view, the model seems to simulate reasonably well the year 1984 in terms of spatial and temporal variability of the seasonal cycle, and reproduces the northern limit of the rain band. It overestimates precipitation over the Cameroon Mountains and over the Soudano-Guinea area and with a relative lower importance over the Coastal zone. However, the simulation of the year 1984 is much better than the one obtained with the previous version of the RCM MAR (Messenger et al., 2004).

The Sirba zone (see Table 1) has been also considered in order to evaluate the ability of the RCM to simulate the seasonal hydrologic cycle over the region in which the entire watershed of the Sirba river is included. The detailed study of the spatial rainfall distribution in that area will be addressed in section 5.4.

Since the Sirba zone is located in the Sahelian region, the results presented in Fig. 5d and in Tables 2 and 3 are close to those obtained over the entire Sahelian region. For instance, the cumulative rainfall amount from March to October (Table 3) is very well calculated by the model compared to the GRG observations (417.3 mm and

418.2 mm, respectively). The time evolution of the weekly precipitation (Fig. 5d) and the monthly rainfall amounts (Table 2) show that there is a simulated overestimation from March to June (+37 mm) balanced by an underestimation from July to October (-39 mm). In addition, the temporal correlation of the weekly precipitation is still high ( $r=0.86$ ) between the RCM outputs and the GRG observations (Table 3).

This high value of  $r$  and the good cumulative rainfall amount produced by the RCM over both the entire Sahelian region and the Sirba zone suggest that the RCM-MAR could be introduced in a coupling architecture in order to study retroaction processes between continental surface and atmosphere over that region.

It is also worthwhile to notice that the GRG seasonal cumulative rainfall amount is up to 20% smaller than the values obtained with the UDEL and GPCP datasets (Table 3). Interpolations, filtering or smoothing effects may be invoked to explain such differences. That is an important indication for the reliability of the datasets and must lead to a careful interpretation of our validation results.

### **4.3 Simulated monsoon dynamics**

Although the precipitation study has been privileged in this work, it is also necessary to give a short analysis of the monsoon dynamics simulated by the RCM-MAR.

Figures 7 and 8 provide informations about the ability of the RCM to simulate two of the fundamental dynamical processes of the WAM: (i) the meridional component of the South-Westerly Monsoon Flow (SWMF) in the low troposphere at 925 hPa and, (ii) the African Easterly Jet (AEJ) in the mid-troposphere at 600 hPa. The RCM outputs are then compared to the ERA15 and NCEP reanalysis over the same period and at the same level. Figs. 7a,b,c show the quarterly (from June to August, JJA) mean meridional wind at the 925 hPa level obtained by these three above-mentioned models. Note that MAR and ECMWF-ERA15 fields are represented on the same grid.

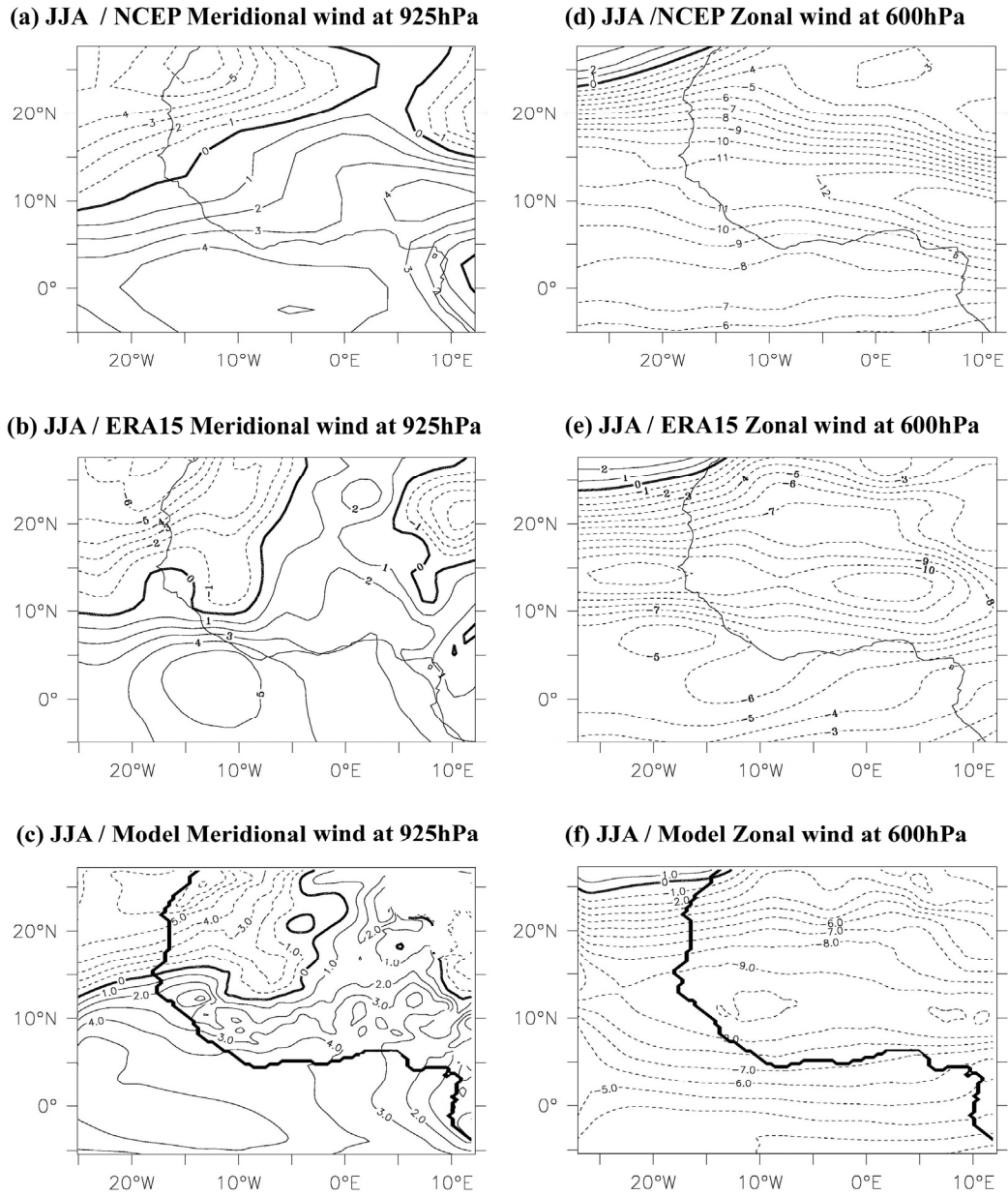


Figure 7: Mean meridional wind (m/s) at 925hPa (left column) from June to August (JJA) for (a) the NCEP reanalysis, (b) the ERA15 reanalysis, (c) the RCM simulation. Mean zonal wind at 600hPa (right column) from June to August for (d) the NCEP reanalysis, (e) the ERA15 reanalysis, (f) the RCM simulation.

It can be seen that the northern limits of the monsoon flux are in a relative good accordance for the three datasets and the increase of the northwards monsoon flux in

the south-western part of the domain is also represented in all the datasets. In addition, a northwards penetration corridor of the monsoon flux is centred along the Greenwich meridian up to 27°N with a 10° longitude width for the ERA15 dataset, a width of 5° for the NCEP reanalysis and a width of 10° for the RCM outputs. The likeness between the RCM and ERA15 in the meridional wind magnitude and the place of this corridor can probably be explained by the nesting of the MAR model in the ECMWF-ERA15 reanalysis. For these two datasets, the magnitude of the simulated and the reanalysed northwards fluxes is comparable. However, it is not the case of the WAM wind vector at 925hPa that is clearly overestimated by the RCM between 8°N and 14°N (Fig. 8), particularly over the continent where maximum differences reach 5-6 m/s.

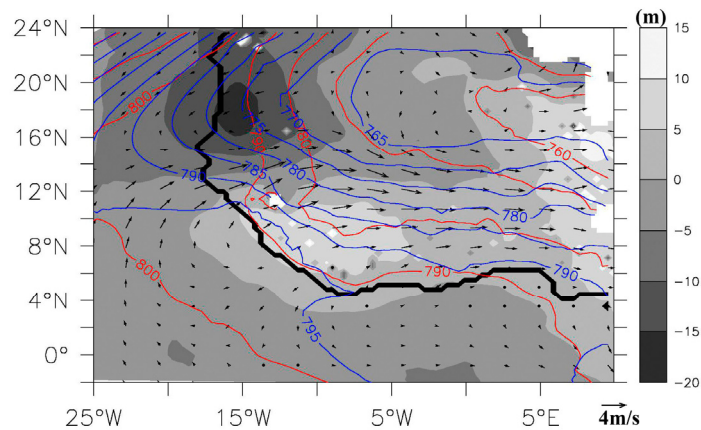


Figure 8: Difference of the geopotential elevation (m) between the RCM and the ERA15 reanalysis at 925hPa (grey). Blue and red lines represent simulated and ERA15 geopotential height, respectively. Black arrows represent difference between the simulated and the reanalysed wind vector (m/s).

Considering the above remarks on the reasonable simulated meridional components, it seems that the zonal WAM component is responsible for this bias. Fig. 8 well illustrates the overestimation of the westerly zonal wind associated with a dipole of geopotential bias with a positive value over the Fouta Djallon highland and a negative one over Mauritania. The dipole induces a strengthening of the geopotential horizontal gradient and explains the acceleration of the simulated westerly component.

Ramel (2005) has explained this dipole anomaly by an underestimation of the roughness length for momentum in the RCM and by a problem in the simulated soil humidity over the Mauritanian region.

The second dynamics signature of the WAM is constituted by the AEJ (Cook, 1999) that is illustrated by Fig. 7d,e,f for the JJA period. Note that the ECMWF-ERA15 data were interpolated on the MAR grid.

The three datasets show the existence of the AEJ centred along the 12°N parallel. The NCEP reanalysed zonal wind (Fig. 7d) presents an AEJ maximum up to 12m/s with a single maximum core, while both the ECMWF reanalysis and the RCM (Figs 7e,f) show two maximum cores that are not located over the same regions and present a magnitude difference of 1m/s. The simulated and reanalysed magnitude seem not too exaggerated as compared to the empirical work of Burpee (1972) who observed a 10m/s jet maximum near 650hPa considering an observation period of 8 years.

#### 4.4 Water balance

Since this study constitutes the first step towards a coupling experiment, it is relevant to evaluate the time evolution of the water balance defined as:

$$\Delta = P - E \quad (1)$$

where P and E are the precipitation and evapotranspiration amounts, respectively.

Figure 9 presents the time evolution of  $\Delta$ , P and E given by the RCM, NCEP and ERA15 climatologies for the four climatic regions considered. The GRG precipitation data are also added to have an observed reference. It can be seen systematic negative values of  $\Delta$  from January to April for all the regions as well as for the annual RCM water budget (Table 4).

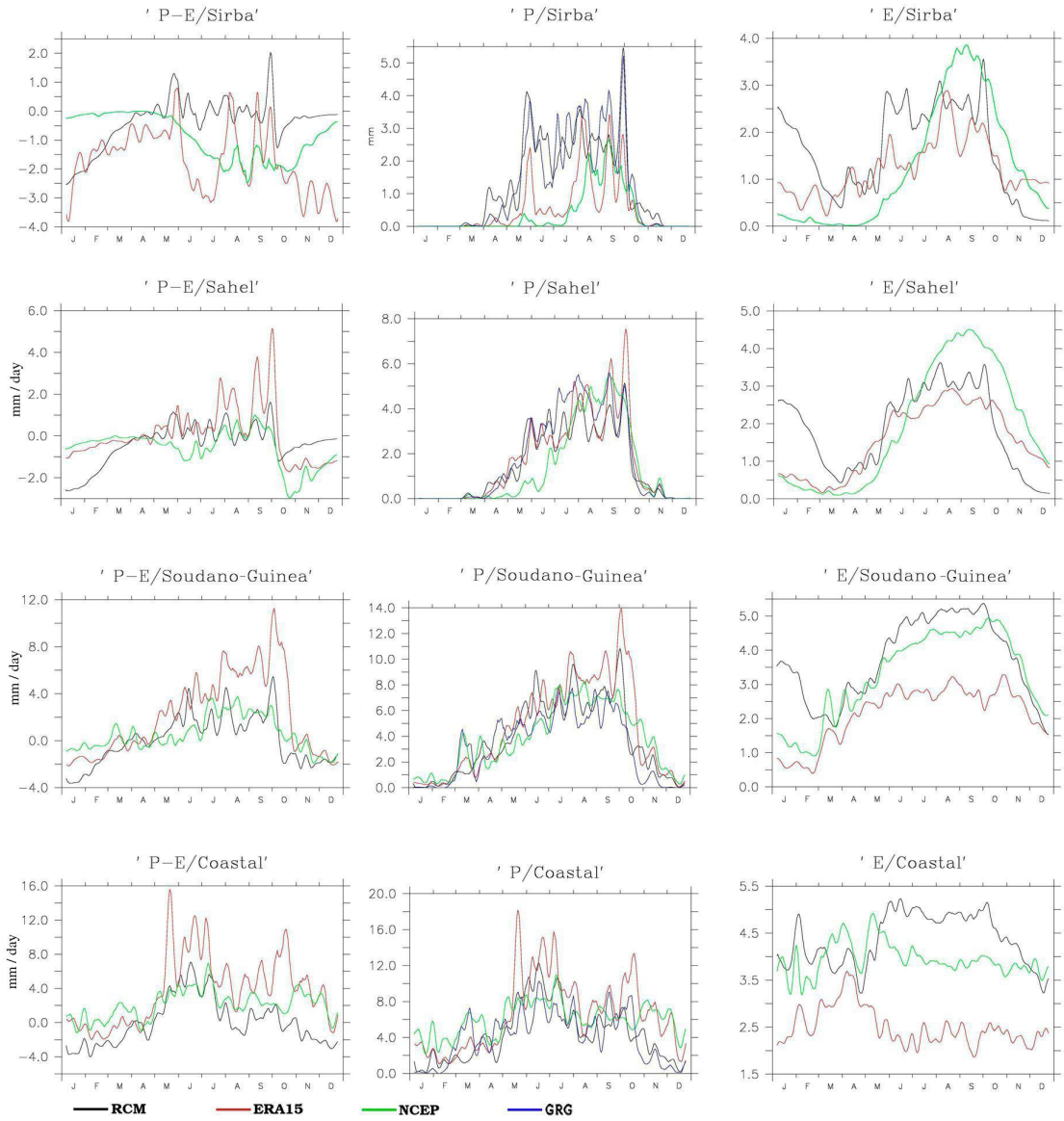


Figure 9: Water balance (left column), precipitation (middle column) and evaporation (right column) for the four climatic region. All the values are in mm/day.



Water Balance $\Delta=P-E$ (mm)								
	Sirba		Sahelian		Soudano-Guinea		Coastal	
	January-December	May-December	January-December	May-December	January-December	May-December	January-December	May-December
RCM	-140	0.4	-142	11	-3.5	173	-9	234
ERA	-639	-461	19.7	75	732	840	1305	1349
NCEP	-317	-306	-209	-182	179	207	741	685

Table 4 Water balance for the RCM-MAR, the ERA15 and the NCEP reanalysis over the four climatic regions.

When considering separately the two terms of  $\Delta$  (P and E), the simulated evapotranspiration (E) appears too high from January to April while P is slightly overestimated during that period and along the remaining of the year as well. The overestimation of E is thus responsible for the negative bias in the water balance that could be linked to the initial soil moisture, as shown in Fig. 10 which presents the time evolution of the RCM soil moisture calculated for different layers (depths: 6cm, 20cm, 60cm and 2m) for the Sahelian region. A systematic decrease is simulated from January to March for the upper layers and till the end of April for the deepest one. The January initial values are always significantly higher than those obtained in December.

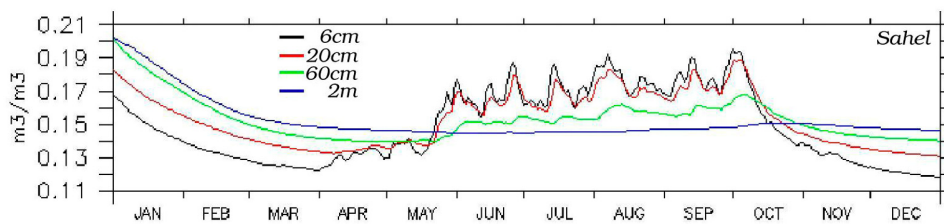


Figure 10: RCM soil moisture ( $m^3/m^3$ ) in the Sahelian region for several depths: 6cm (black line), 20cm (red line), 60cm (green line) and 2m (blue line).

Remind that the initial soil moisture was provided by the ERA15 datasets. When comparing it to the NCEP values (not shown) it appears that a factor of about 1.6 exists between the RCM and the NCEP moisture except for the Guinea region where this factor is 1.15. Moreover the high soil moisture of ERA15 could not be related to

a wet antecedent year because 1983, like 1984, was also one of the driest years of the last two decades. Finally, for all these reasons and due to the fact that soil moisture is a fitting variable in the ERA15 assimilation scheme (attuned to produce reasonable surface fluxes), the resulting values could be considered as exaggerated. Consequently, a bias has been introduced in the initialization of the RCM, and regarding the soil moisture evolution, one can say that it impacts deeply the SVAT scheme till the end of April. The period from January to April could be thus considered as the spin-up time of the RCM/SVAT models.

The  $\Delta_{RCM}$  balance for the period from May to December is consequently positive with the highest value in the coastal region (234 mm) and the lowest one in the Sirba zone (0.4 mm) (Table 4). During the first four dry months of 1984, the soil water excess is evacuated and drained off by the SVAT model. For the Sirba and Sahelian regions, it has been checked that the subsequent atmospheric moisture excess has been advected by the easterly circulation and get out of the RCM domain. For the two other regions, the horizontal transport of this excessive moisture is not so clear. Anyway, a part of it is also advected by the simulated westerly winds in the 4°N-10°N band.

Over the Coastal region and from January to April, the  $\Delta_{RCM}$  is lower than the  $\Delta_{NECP}$  and  $\Delta_{ERA15}$  (Fig. 9) because of the  $E_{RCM}$  overestimation evocated above, and an underestimation of  $P_{RCM}$  compared to the GRG observations. From May to July,  $\Delta_{RCM}$  and  $\Delta_{NECP}$  are close to each other whereas  $\Delta_{ERA15}$  is significantly higher. From August to December, ERA15 gives again the highest  $\Delta$  value. This could be related to an ERA15 rainfall excess beginning in May and a weak evaporation. After July, the  $\Delta_{RCM}$  values are the smallest because of lowest simulated precipitation. However, this precipitation is more realistic than those obtained by both the NCEP and ERA15 reanalysis as compared to the GRG observations. Despite this difference, the  $E_{RCM}$  is higher than the others.

Over the Soudano-Guinea region,  $\Delta_{RCM}$  and  $\Delta_{NECP}$  vary with a comparable magnitude. A  $P_{RCM}$  overestimation appears from May that is counterbalanced by an increase of

the  $E_{RCM}$  linked to the induced soil moisture excess. Consequently a reasonable  $\Delta_{RCM}$  balance is maintained compared to  $\Delta_{NECP}$ .

One can also notice a remarkable accordance between the  $\Delta_{RCM}$  and  $\Delta_{ERA15}$  variability with lower  $\Delta_{RCM}$  amplitude. This is due to the higher difference between  $E_{RCM}$  and  $E_{ERA15}$  than the difference between the RCM and the ERA15 precipitation. From July, the relatively good agreement between  $\Delta_{RCM}$  and  $\Delta_{NECP}$  is linked to the same P overestimation (compared to the GRG observations) and a similar evaporation.

The Sahelian area presents the same characteristics as the Soudano-Guinea region except that the RCM slightly underestimates the precipitation during July and August but the  $\Delta_{RCM}$  balance still remains close to the  $\Delta_{NECP}$  one because of the limitation of the  $E_{RCM}$  induced by a depletion of the soil water storage. The evaporation is the lowest of the three considered regions because of the lack of soil moisture to maintain the transformation of the radiative energy fluxes to latent heat fluxes. Anyway, the water balance is weak and the quasi totality of the rainfall is re evaporated; consequently a small water quantity remains available for runoff.

The Sirba zone, which has been chosen for the hydrological experiment, presents differences compared to the entire Sahelian region. The  $P_{RCM}$  values are smaller than the precipitation averaged over the whole Sahelian region (Fig. 9). However, they are in a better accordance with the GRG observations. The  $E_{RCM}$  are also smaller. Consequently the  $\Delta_{RCM}$  balance (Table 4) does not differ too much from the value simulated over the entire Sahelian region. That is not the case for the NCEP and ERA15 which dramatically underestimate precipitation over the Sirba zone (Fig. 9), making the corresponding  $\Delta$  values negative along the whole season (Table 4).

Finally, it appears that the NCEP water balance is closer to the RCM one than to the ERA15 one for the four regions. Considering the unrealistic order of magnitude of the  $\Delta_{ERA15}$  values and of its variability, the use of both the  $\Delta_{RCM}$  and  $\Delta_{NECP}$  should be preferred as reference datasets in further experiments.

## 5 The forced hydrologic experiment

The aim of the Sections 5.1 and 5.2 is to briefly describe the method used to determine the parameters required to simulate the hydrology of the Sirba watershed selected for the present study.

### 5.1 Geometrical parameters

Slopes, drainage structures, water accumulations, lengths and surfaces have been processed by using the *Grass* GIS software and a 30 arc-second digital elevation model (DEM) – GTOPO30 -developed at the U.S. Geological Survey's (USGS). Additional routine has been associated with *Grass* in order to improve determination of flow directions, connectivity, location of channelled drainage network, and watershed contour.

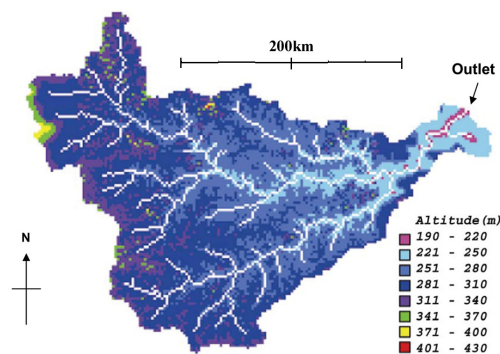


Figure 11: Digital elevation (m) and hydrographic network used in the hydrologic modelling of the Sirba catchment. The outlet streamflow station is located at Garbe Kourou ( $13^{\circ}44'N$ ,  $1^{\circ}36'45''E$ ).

Figure 11 presents the digital elevation model used for the hydrologic modelling associated with the hydrographic network. Since the hydrologic validation is based only on the streamflow discharge measurements, an accurate representation of the hydrographic network is essential. The considered region being characterized by gentle slopes, the distributed hydrologic modelling of the Sirba catchment must have

a high spatial resolution in order to correctly simulate surface water routing. Consequently, a 1 arc-minute horizontal resolution was considered.

## **5.2 Soil hydrodynamic parameters**

Two of the main parameters required by the hydrologic model are the soil saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ) and the Manning's roughness coefficient ( $n$ ) (see Section 2.3). In our case such measured informations were not available and it was necessary to use large scale satellite data. The main problem then consists of specifying a classification of the land cover and inferring the corresponding hydraulic parameters using satellite data.

Such a work was already conducted over the semiarid West Africa, especially over the region of Niamey. In their remarkable paper, D'Herbès and Valentin (1997) presented results dealing with the Square Degree of Niamey, (SDN), ( $2^\circ\text{E}$ - $3^\circ\text{E}$ ,  $13^\circ\text{N}$ - $14^\circ\text{N}$ ). From the land surface map derived from a classification of SPOT multispectral data with  $20\text{m} \times 20\text{m}$  resolution, the authors defined sixteen distinct classes based on landform, vegetation, soil surface crust type and land use. Based on the works of Cazenave and Valentin (1992), Desconnet et al. (1996) and D'Herbès and Valentin (1997), Peugeot et al. (2003a) proposed a table of  $K_s$  and  $n$  depending on the land surface classes.

For our case we also need to determine such a classification but over a larger watershed (about  $39000\text{ km}^2$  for the Sirba catchment instead of  $10000\text{ km}^2$  for SDN). Since the basin is located within the Sahelian region, it has been assumed to have similar characteristics. Based on satellite data for the entire Sahelian region, a comparison between a large-scale map and the works of D'Herbès and Valentin (1997) provided a classification over the selected watershed. In this study we used the Global Land Cover (GLC) map from European Community (Mayaux et al., 2003). This mapset has a 30 arc-second of horizontal resolution. The corresponding land use classes are described in Table 5 and their spatial distribution is given in Fig. 12.

GLC classes	Description	% cover	Ks (mm/h)	n
13	Closed grassland	0.62	25.0	190
14	Open grassland with sparse shrubs	27.19	20.4	165
15	Open grassland	9.08	15.4	131
16	Sparse grassland	1.39	10.5	90
18	Croplands (>50%)	59.95	30.1	215
19	Croplands with open woody vegetation	1.74	25.0	190
24	Bare rock	0.03	4.8	41
26	Hydrographic network	0.01	30.1	215

Table 5 Description of the Global Land Cover Classes and their associated soil parameters: saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ) and Manning's roughness coefficient (n).

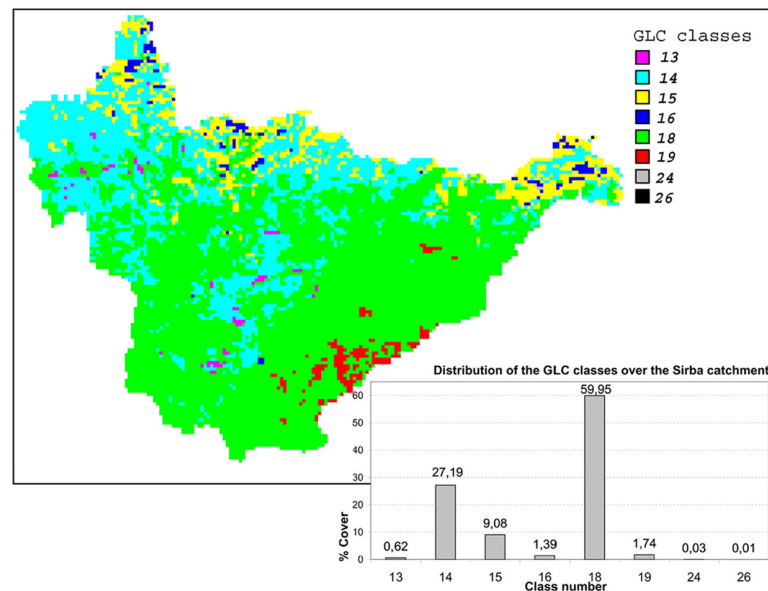


Figure 12: Distribution of the land use classes within the Sirba catchment.

By superposing the GLC and SDN maps, a qualitative comparison between the classes of each set was made and showed that it is reasonable to estimate  $K_s$  and n of the GLC classes from the corresponding values obtained from the SDN database. Therefore, the GLC soil parameter values were determined as a weighted average of the associated SDN classes. Of course, it is a rough estimation because the spatial upscaling of soil parameters is still a major problem. Consequently, the parameter

values given in Table 5 should be considered as a first guess that could be corrected through the calibration of the hydrologic model (see Section 5.3).

### 5.3 Simulated discharge using the observed precipitation

The section is devoted to the description of the calibration of the hydrological model forced by observed rainfall.

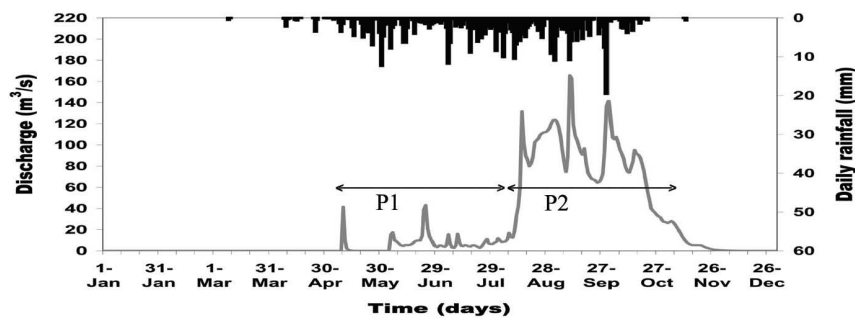


Figure 13: Observed daily discharge rates of the Sirba catchment outlet (lower part) and observed daily precipitation (upper part).

The daily discharge rates measured at the Sirba catchment outlet located at Garbe Kourou (Fig. 13) is characterized by a two period-like shape. Indeed, the hydrograph (Fig. 13) is composed by a first part from May to July (denoted  $P_1$ ) and a second one from August to October ( $P_2$ ).  $P_1$  presents the lowest discharge (max.:  $44 \text{ m}^3/\text{s}$ ) with a flood-volume of  $46.7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (6.9% of the total volume) and  $P_2$  presents the highest discharge rate (max.:  $166 \text{ m}^3/\text{s}$ ) with a streamflow volume of  $631.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (93.1% of the total volume). The hyetograph over the Sirba basin is also drawn in Fig. 13. During  $P_1$ , the total amount of precipitation was 194 mm and 239 mm during  $P_2$ . This difference in rain amounts between the two periods could partly explain the two-period shape of the hydrograph, but the abrupt increase of the streamflow discharge can also be related to the numerous water reservoirs along the Sirba river. Indeed, after a filling period at the beginning of the rainy season ( $P_1$ ), the storage dams could not retain the runoff flow excess associated with the more intensive part of the rainy season ( $P_2$ ). Lack of data (location, characteristics, and management of the dams) as

well as model limitation on this point impede a fully simulation of dam effects on discharge. The calibration of the model was then realized in order to obtain a reasonable annual flood volume with an acceptable monthly correlation between observed and simulated discharge rates.

Figure 13 presents the daily discharge values but, in a climatic study, it is not necessary and relevant to access to such detailed simulation results. A monthly scale could be thus reasonably considered. Moreover, in a climate coupling approach, the rainfall is provided by the RCM that is not able to accurately simulate rainfall at the daily time-scale. Ramel (2005) compares rainfall time series of the RCM-MAR over a cell of the West African domain and obtains a correlation of  $r^2=0.95$  and  $r^2=0.99$  by time filtering over 15- day and 30-day periods, respectively. For timescales less than 7 to 10 days, he found that the chronology of the rain events is not respected, while the value of the cumulative rainfall is still reasonably well simulated. This determination of the de-correlation duration is strongly linked to the size of the cell considered (40km). For all these reasons, only monthly validation of the simulated discharge is considered in this paper. However, a satisfactory simulation of monthly discharges requires a good representation of small time scale processes. As a matter of fact, the hydrology of the Sahelian region is of Hortonian type and it is well known that this process is very sensitive to the relative importance of the rainfall intensities as compared to soil infiltrability (Hillel, 1971). So a higher temporal resolution of precipitation (around 5 min) than daily values is required.

### 5.3.1 Modelling the temporal disaggregation of precipitation

Since only daily rainfall climatology from the GRG database was available, we have used a method for time-downscaling rainfall from daily to infra-hourly timescale over basin cells of about  $3.2\text{km}^2$ . D'Amato and Lebel (1998) have shown that 90% of annual rainfall over Sahelian region is produced by mesoscale convective systems whose precipitation duration is only a few hours long. Previously, Amani and Lebel



(1996) have proposed a typical hyetograph model for this type of rainy events: one initial burst followed by a longer period of low intensity corresponding to the stratiform component of the rainfall. Using the same considerations, Guillot and Lebel (1999) have proposed a similar approach to estimate a synthetic hyetograph model that exploits the historical records of daily rainfall. The shape proposed for the synthetic hyetograph is composed by a bimodal triangular-rectangular time-distribution of intensities (Fig. 14).

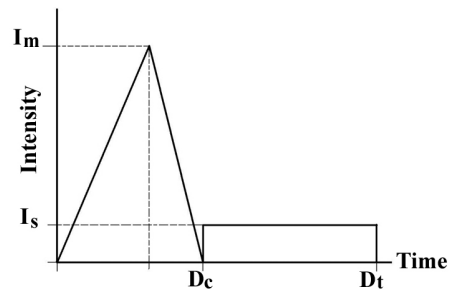


Figure 14: Time-intensity model for a Sahelian convective event composed by a convective peak followed by a stratiform period.  $I_m$  is the maximum intensity reached by the convective peak,  $I_s$  is the stratiform intensity,  $D_c$  is the duration of the convective part and  $D_t$  is the total duration of the event.

Triangular and rectangular parts are respectively associated with the convective and the stratiform parts of a rainfall event. This synthetic model is thus composed by a first high-intensity part (10 to 30min) followed by a 1 to 4 hour- low intensity period. Note that the triangular part is not symmetric. In this parameterization, the duration and the shape of the two components are only determined by prescribing daily rainfall values. The statistical study conducted by Peugeot et al. (2003b) leads to:

$$R_c = 0.8905 R_t - 0.0839 \quad (2) \quad \text{with a correlation of } r^2 = 0.96$$

$$I_m = 1.505 R_t + 0.365 \quad (3) \quad \text{with a correlation of } r^2 = 0.72$$

$$\text{with } R_t = R_c + R_s \quad (4a)$$

$$R_c = (I_m \cdot D_c) / 2 \quad (4b)$$

$$R_s = I_s \cdot (D_t - D_c) \quad (4c)$$

$R_t$  is the total amount of a rainfall event calculated as the sum of the contribution coming from the convective –  $R_C$  - (Eq. 4b) and the stratiform –  $R_S$  - (Eq. 4c) parts of the event.  $I_m$  is the maximum rainfall intensity during the convective part of the event and  $I_s$  is the rain intensity along the stratiform part, taken as constant (2 mm/h in this study).  $D_t$  and  $D_C$  are the total duration of the event and the duration of its stratiform period, respectively.

However, all the numerical experiments performed by using a temporal disaggregation based only on one single convective peak have led to dramatically overestimate the magnitude of the simulated runoff (the discharge during the periods  $P_1+P_2$  was exaggerated) and underestimate the duration of the flood associated to an important event (Fig. 15).

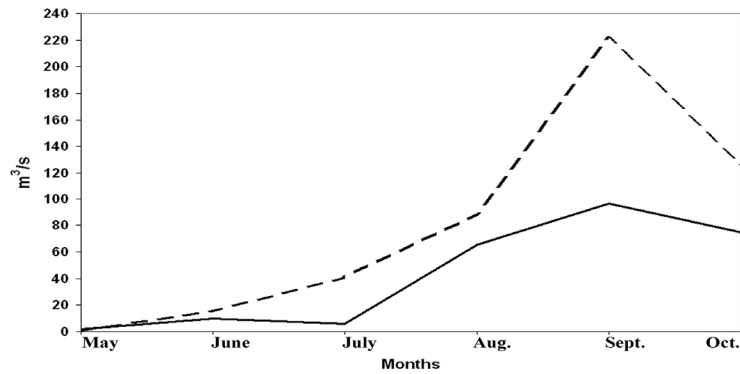


Figure 15: Monthly mean discharge at the Sirba river outlet. Continuous line is the observed values. Dotted line is the discharge simulated by considering convective events with only one peak (hydrologic parameters are those described in section 5.3.2 associated to the OH2 experiment).

Sensitivity tests on  $K_s$  and  $n$  have not revealed any potential neither to reduce these discrepancies nor to modify the general behaviour of the model. In addition, the presence of dams along the Sirba river could not explain this exaggerated simulated discharge, because the model presents the same bias for the  $P_2$  period during which the rainfall are the highest while the dams do not seem to retain all the surface water excess.

Investigations were then leaded by assuming that the temporal structure of the convective events is slightly different from that suggested by Guillot and Lebel (1999). Providing that Hortonian runoff is linked to intensity and duration of events, we have supposed that (i) the one peak synthetic hyetograph was not good enough to describe an ensemble of events over the whole basin and the whole rainy season, and (ii) the number and the intensity of the convective peak could vary during and between the period  $P_1$  and  $P_2$ .

Since no precipitation dataset at high temporal resolution was available for the year 1984, only daily precipitation is used in this study. However, numerous papers (Le Barbé and Lebel, 1997; Lebel et al., 1997, D'Amato and Lebel, 1998) based on the HAPEX-Sahel (Goutorbe et al., 1994) and EPSAT-Niger (Lebel et al., 1992) observational campaigns and on an associated series of measurement collected from 1950 to 1993, revealed a remarkable invariance: the mean storm rainfall is near constant for each event and the main cause of interannual variability of the Sahelian rainfall is strongly related to the variability of the number of events rather than their magnitude. They also showed that the years 1990 and 1993 which were especially dry present the same statistical characteristics as the other years.

Since (i) 1984 is also a year that presents an exceptional dryness over the Sahelian region, (ii) 90% of annual rainfall over the region is produced by mesoscale convective systems, and (iii) the mean storm rainfall is a stable parameter, it appears relevant to consider the EPSAT-Niger database in order to determine statistics on the number of convective peaks per event and the intensity of those events during the  $P_1$  and  $P_2$  periods. This work was realized over 30 rain gauge stations evenly distributed within the SDN and recorded at a frequency of 5 minutes. As explained in Lebel et al. (1997), a rain event is defined as follows: (i) at least 30% of the rain gauges record rainfall during the event; (ii) at least one station records 1 mm or more, and (iii) the rainfall is not interrupted over the entire domain for more than 30 min. Within the considered square zone of ESPAT-NIGER, this definition allows to identify 39 events for 1990, 37 for 1993 and 508 over the period 1990-2000 (i.e. an average of

46.2 events per season). The number of events during the dry years 1990 and 1993 seems actually less numerous than the mean estimated over the 11-year period as it is suggested below.

For each event, the number of peak(s) has been determined by isolating maxima greater than the intensity of 12 mm/hour (recorded during the 5-min time step of the database) between two successive periods of 10 minutes at least without rain. The percentage of peak(s) associated with the cumulative rainfall per event is given in Table 6 for the 1990-2000 period and specifically for 1990 and 1993.

Total rainfall per event (mm)	<10	[10-15 [	≥15
<b>1990-2000</b>			
<b>Number of peak(s) per event</b>			
1	<u>67.2 %</u>	7.3 %	2.15 %
2	25.6 %	<u>34.7 %</u>	11.3 %
3	6.4 %	<u>33.6 %</u>	<u>23.4 %</u>
4	0.7 %	13.4 %	<u>28.8 %</u>
5	0.04 %	2.98 %	20.6 %
6	0 %	0.28 %	8.2 %
<b>1990</b>			
1	<u>67.6 %</u>	15.1 %	0.68 %
2	26.2 %	<u>40.4 %</u>	21.9 %
3	5.38 %	<u>31.9 %</u>	<u>27.4 %</u>
4	0.71 %	11.4 %	<u>32.9 %</u>
5	0.14 %	0.6 %	13.7 %
6	0 %	0.6 %	3.42 %
<b>1993</b>			
1	<u>70.8 %</u>	16.77 %	2.21 %
2	23.5 %	<u>38.9 %</u>	11.9 %
3	5.33 %	<u>29.34 %</u>	<u>26.1 %</u>
4	0.3 %	12.57 %	<u>27 %</u>
5	0 %	1.79 %	20.8 %
6	0 %	0.6 %	6.64 %

Table 6 Occurrence of the number of peaks per event as a function of total rainfall amount per event.

During the 1990-2000 period, the results clearly show that there is not only one peak associated with one event, but their number depends on the amount of the rainfall per event. Higher the cumulative rainfall values are, more numerous the peaks are. A large majority (67.2%) of small events ( $P < 10\text{mm}$ ) is constituted by one peak. This is confirmed for the dry years 1990 and 1993 with occurrences of 67.6% and 70.8%, respectively.

For the whole 11-year period, second and third peaks appear with a very close occurrence (respectively 34.7% and 33.6%) for events characterized by rain amounts between 10 and 15 mm. That is not the case for the dry years for which the second peak has a higher frequency of appearance. For events with total amount greater than 15 mm, both the dry years and the 11-year period reveal significant occurrences of three and four peaks.

According to the results of this empirical analysis, the assumption of one peak per event seems to be not enough realistic to correctly simulate Hortonian-type overland flow over a large hydrologic basin. Consequently, a new temporal disaggregation was built by using a variable number of peaks depending on the total rainfall per event. The initial shape of the hyetograph was kept with its convective and stratiform parts, but the convective part was split into (i) one peak as defined by Guillot and Lebel (1999) if the total rainfall per event ( $R_t$ ) is less than 10 mm, (ii) two peaks if  $R_t$  is between 10 and 15 mm, and (iii) three peaks for  $R_t$  greater than 15 mm. When there is more than one peak, it was assumed that each peak has the same intensity and the determination of the hyetograph parameters is performed by using Eqs. (2) to (4).

Hereafter, we present the results of different experiments carried out with the aim to validate this temporal disaggregation scheme and to study the impact of the spatial distribution of the precipitation on the hydrologic response of the Sirba catchment.

5.3.2 Validation of the rainfall temporal disaggregation scheme

Table 7 and Figure 16 gather the monthly streamflow volumes at the Garbe Kourou outlet station of the Sirba basin for six different experiments, as well as the measured values for comparison purposes.

Months	Observed (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	OH1 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	OH2 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	OH3 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	OH4 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	OH5 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	OH6 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
May	4,767	2,302	2,541	2,786	2,297	2,301	2,307
June	25,73	19,961	41,115	27,669	19,67	19,892	19,792
July	16,2	56,134	109,529	66,241	53,736	51,833	49,46
August	179,91	165,196	237,114	241,347	162,157	159,807	156,39
September	251	247,854	338,09	322,22	244,94	242,275	238,564
October	200,26	189,546	329,269	268,153	188,3	186,999	184,928
<b>Total</b>	<b>677,867</b>	<b>680,993</b>	<b>1057,658</b>	<b>928,153</b>	<b>670,843</b>	<b>662,838</b>	<b>651,167</b>
<b>Efficiency</b>	-	<b>0.97</b>	<b>0.39</b>	<b>0.73</b>	<b>0.9674</b>	<b>0.9671</b>	<b>0.965</b>

Table 7 Sirba catchment monthly flood volume and efficiency coefficient for the OH<sub>1</sub> to OH<sub>6</sub> experiments performed with the observed daily precipitation fields.

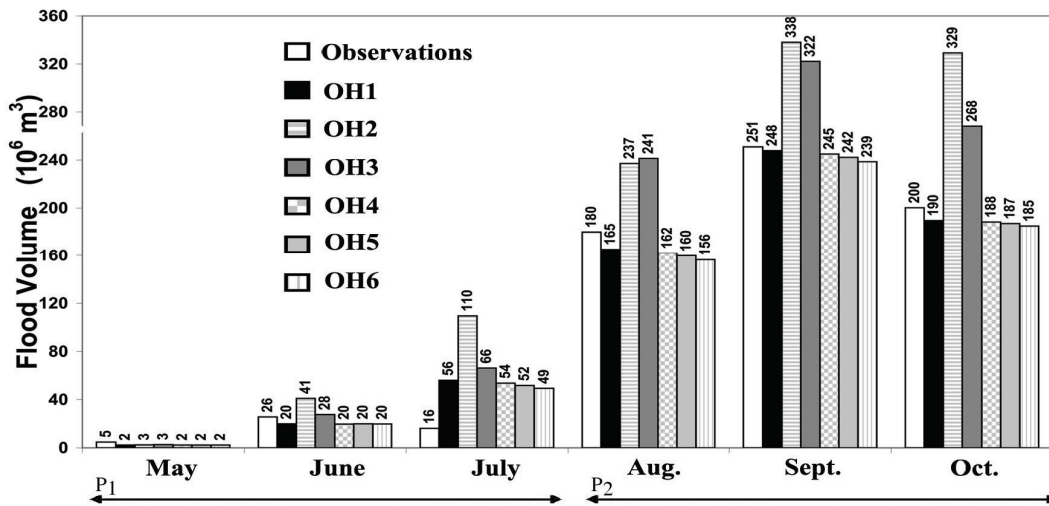


Figure 16: Simulated (OH<sub>1</sub> to OH<sub>6</sub>) monthly stream flow volumes at the Sirba outlet station obtained with the observed daily precipitation fields. Values of discharge measured at the Garbe Kourou station are also reported.

The first experiment, called OH1 corresponds to forcing the hydrologic model ABC by daily observed precipitation spatially interpolated on a 1.8k m x 1.8 km grid using kriging applied to a 32-rain-gauge network over the Sirba region. The temporal disaggregation is performed by using the above-modified scheme that could generate up to 3 convective peaks depending on the daily rainfall amount and at a 5 minutes resolution.

The OH2 experiment is the same as OH1, except that the temporal disaggregation is achieved by imposing only one convective peak as described in Guillot and Lebel (1999). The spatial distribution of the total amounts of precipitation of both the OH1 and OH2 experiments is mapped in Fig. 17a.

The soil parameters ( $K_s$  and  $n$ ) of the ABC model have been calibrated on the OH1 experiment. The resulting values are given in Table 8 for the different land use classes. It should be pointed out that they differ from the GLC estimates (Table 5) by a factor 2.34 for  $K_s$  and 1.44 for  $n$ . Although these differences may be considered as acceptable, they illustrate once again the problem of soil parameter upscaling.

Classes	$K_s$ (mm/h)	$n$
13	10.7	132
14	8.7	115
15	6.6	91
16	4.5	63
18	12.8	149
19	10.7	132
24	2.0	28
26	12.8	149
Ratio with empirical GLC classes (see Table 5)	$K_{sGLC} / 2.34$	$n_{GLC} / 1.44$

Table 8 Soil saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ) and Manning roughness coefficient ( $n$ ) obtained by ABC model calibration on the experiment OH<sub>1</sub>.

The performance of the hydrologic model is estimated by the efficiency coefficient ( $E_{\text{efficiency}}$ ) defined by Nash and Sutcliffe (1970) as:

$$E_{\text{efficiency}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - d_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_m)^2} \quad (5)$$

where  $O_i$  denotes the observed data,  $O_m$  their mean value, and  $d_i$  the simulation result. This coefficient ranges from minus infinity to 1.0. Higher values mean, better agreement between model and observation. It is also the ratio of the mean square error to the variance of observed data, subtracted from unity. Consequently, a negative value of  $E_{\text{efficiency}}$  implies very bad model results.

The analysis of the OH1 experiment shows that the ABC model simulates reasonably well both the monthly flood volume and its temporal variability ( $E_{\text{efficiency}}=0.97$ ). The simulated discharge (Fig. 16) correctly respects the observed two-period shape of the hydrograph but with a slight underestimation ( $-28.75 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ) during  $P_2$  while the model produces a strong overestimation by a factor of 3.5 in July (Table 7). That may be due to the influence of dams that are not taken into account in the model. Nevertheless, for the entire season ( $P_1+P_2$ ), the total simulated volume ( $680.10^6 \text{ m}^3$ ) is in a good agreement with the measured value ( $678.10^6 \text{ m}^3$ ).

By considering that the hydrologic model simulates reasonably well both the seasonal cumulative flood volume and its monthly variability, it can be concluded that the partition of the rainfall between soil infiltration and overland flow is correctly simulated. This is fundamental for a soil-atmosphere coupling approach to obtain such a correct partitioning because soil humidity governs the latent heat flux from the surface to the atmosphere. The OH1 experiment with its calibrated soil parameters thus appears as a good candidate for a coupled experiment.

The OH2 simulation has been performed in order to underline the effects of temporal disaggregation. The results clearly show that considering only one convective peak by rainy event induces a systematic overestimation of the river discharge for every month of the whole season (Eq. (3) produces a too high  $I_m$  value). Consequently the total streamflow volume ( $1058 \text{ Mm}^3$ ) is 1.5 time more than the observed one. The poor restitution of the observed hydrograph is confirmed by the small value of the efficiency coefficient (0.39, see Table 7).

Providing that a convective system has a typical duration of a few hours and that the disaggregation algorithm allows a temporal resolution of 5 min, the OH2 experiment



shows that the intra-hourly structure of the rainfall event has a direct impact on the hydrology of the Sirba catchment.

### 5.3.3 Impact of the spatial representation of precipitation

The influence of the spatial distribution of precipitation on simulated discharge rates was assessed by considering four other experiments derived from OH1. The OH3 experiment is the same as OH1, except that the spatial field of rain is obtained by randomly distributing the precipitation values at each grid point of the OH1 experiment, and by conserving the daily cumulative rainfall over the Sirba watershed. The OH4 experiment is the same as OH1, but the daily observed rainfall is aggregated over grid cells corresponding to those of the RCM-MAR (40km x 40km). The rainfall over an entire cell is then constant but the daily cumulative rainfall over the watershed is conserved. The OH5 and OH6 experiments are the same as OH4, but rainfall is aggregated over 80km x 80km and 160km x 160km grid cells, respectively. The same soil parameter values ( $K_s$  and  $n$ ) as those obtained from the OH1 experiment have been used in these OH3 to OH6 experiments. The total amounts of precipitation resulting from the OH4 to OH6 experiments are mapped in Fig 17b,c,d respectively.

Experiments OH3 to OH6 have been conducted in order to underline the runoff sensitivity to the spatial variability of rainfall over the Sirba catchment, and particularly (OH4 to OH6) to the spatial aggregation to grid cells of which the resolution is typical of the RCMs and GCMs.

The results of OH3 show that the random repartition of the rainfall has a major impact on the monthly simulated discharge during  $P_1$  and especially during  $P_2$  (Fig. 16 and Table 7). The overestimation during this latter period is similar to the OH2 one although the efficiency coefficient is significantly improved.

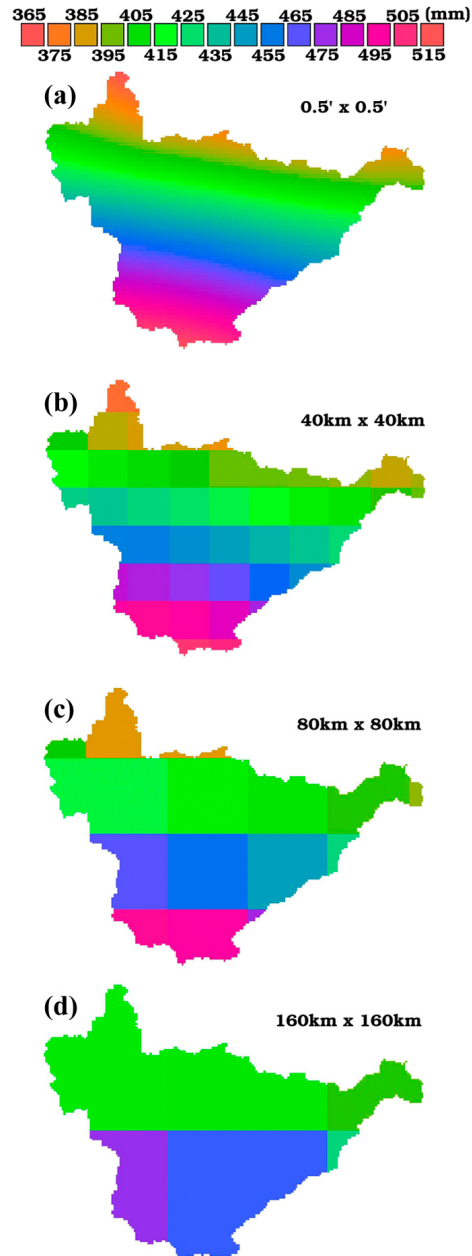


Figure 17: Spatial distribution of seasonal cumulative precipitation (mm) over the Sirba catchment for (a) krigged observed precipitation with 0.5 min x 0.5 min horizontal resolution, (b) aggregated krigged precipitation over a grid similar to the RCM one with 40km x 40km horizontal resolution, (c) aggregated krigged precipitation over a grid with 80km x 80km horizontal resolution, (d) aggregated krigged precipitation over a grid with 160km x 160km horizontal resolution.

The rainfall aggregation over increasing size of square cells (OH4: 40 km x 40 km, OH5: 80 km x 80 km, OH6: 160 km x 160 km) has a weak influence on the temporal response of the basin as well as on the flood volumes that tend to slightly decrease during  $P_2$ . This is the result of the averaging over a square that leads to smooth the  $I_m$  values.

As Fig. 12 and Table 5 show, the Sirba catchment is composed by a north-south spatial distribution of four dominant land use classes: classes 14 and 15 in the northern part (37.27% of the Sirba basin), and classes 18 and 19 (61.69% of the Sirba basin) in the southern part with higher values than those of the northern part. Consequently, for a same rainfall amount, infiltration is expected to be higher in the southern than in the northern part of the basin. Furthermore, precipitation is not spatially uniform (see Fig. 17a) and a meridional gradient exists between the north (with lower precipitation) and the south (with higher precipitation) as well as all over the entire West Africa. When rainfall is spatially randomized (OH3 experiment), higher precipitation than usual could occur in the northern Sirba where infiltration is the less possible and high discharge rates can be produced. This has been checked on flow map of the hydrographic network (not shown) for the OH3 experiment for which the northern part of the catchment produced the strongest floods.

When precipitation is aggregated over coarser grid cells (see Fig. 17b,c,d), no strong sensitivity is found because the meridional rainfall gradient is still represented. Another aspect is that the meridional variation of the rainfall gradient presents some similarity with the land use characteristics spreading from the northern to southern parts of the basin. On the contrary, the OH3 simulation, that does not respect the meridional gradient of rainfall, does not reproduce realistic floods (Table 7).

From these experiments, it can be concluded that the quality of the simulations is highly dependent on three factors: (i) the representation of the rainfall spatial variability (respect to a north-south gradient), (ii) the land use characteristics, and mainly (iii) the temporal variability of precipitation. For the last aspect, the

hydrologic modelling of the Sirba catchment has shown that the quality of the simulation decreases significantly if the intensity and the duration of rainy events are not accurately represented in the scheme of temporal disaggregation.

#### **5.4 Simulated discharge using the RCM-MAR precipitation**

The calibrated hydrologic model of the Sirba basin (OH1 experiment) has been forced by the precipitation generated by the RCM in order to evaluate the potential ability of the coupled RCM-ABC modelling system to produce reasonable runoff and discharge rates (in a “one-way” forcing approach).

Before describing such an experiment, it is first essential to compare observed and simulated precipitation fields. Since only daily observed values were available, the analysis was performed on daily, weekly and monthly values, all being averaged over the entire catchment. The results are presented in Fig. 18. It can be seen that for the  $P_1$  period, the MAR model produces 212 mm (versus 194 mm observed), and 200 mm during  $P_2$  (against 239 mm observed). The difference of rain between the RCM outputs and observations are then +18 mm during  $P_1$  and -39 mm during  $P_2$ . At the end, there is a total seasonal underestimation of 21 mm for the simulated precipitation (observed amount: 433 mm, simulated amount: 412 mm). Note that these values slightly differ from the ones reported in Table 3 (Section 4.2) since the shape of the considered areas is different: in Section 4.2 it was a right-angle zone (including 80 grid cells of the RCM) while here the detailed contour of the Sirba catchment (including 50 grid cells of the RCM) is taken into account.

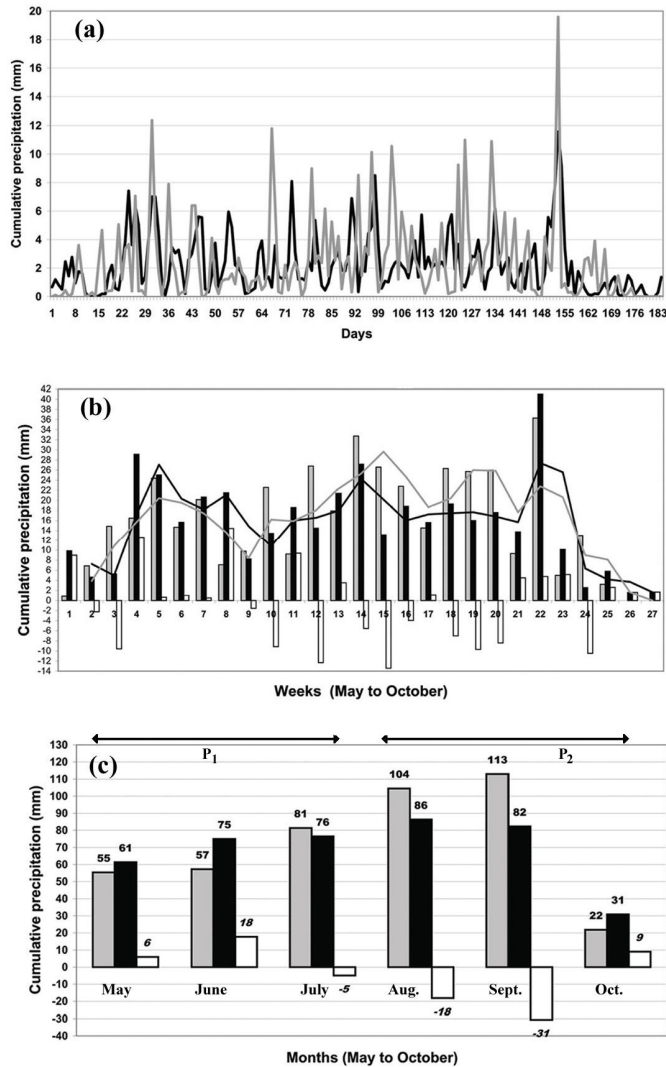


Figure 18: Daily (a), weekly (b) and monthly (c) rainfall amounts from May to October over the Sirba catchment. Observed and simulated values are in grey and black, respectively. Difference between simulated and observed fields are in white.

Figure 18a illustrates the difficulties of the RCM to correctly simulate the daily rainfall. The temporal correlation coefficient between observed and simulated daily precipitation is only 0.33. The mean daily RCM precipitation is 2.24 mm with a standard deviation of 2 mm, as compared to respectively 2.35 mm and 3 mm for the observations. The simulated series clearly presents underestimated maxima whereas

there are more days with smaller precipitation amounts ( $<1$  mm/day) in the RCM outputs. However, for some periods with a succession of significant events (days 8-9, 22-59, 93-99, 147-153), the model produces daily values that well agree with the observations, but with a systematic underestimation of the maxima.

At the weekly and monthly timescale the model (Figs. 18b,c) provides better mean precipitation fields with temporal correlation coefficient of 0.7 and 0.89, respectively. Obviously, the agreement between observations and RCM outputs is better at the monthly time scale, with the highest difference between the two series occurring in September (-31 mm) (Fig. 18c).

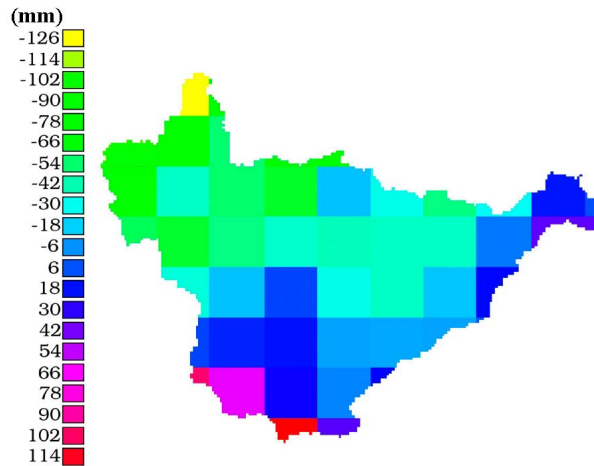


Figure 19: Map of differences between cumulative values of simulated and observed precipitation over the Sirba catchment from May to October.

Figure 19 presents the spatial distribution of the difference between simulated and observed cumulative rainfall over the whole catchment from May to October. It shows that the relative good mean cumulative amount of precipitation is due to a compensation effect between an overestimation (from 20 to 114 mm) over the southern part of the basin and an underestimation (from -30 to -126 mm) in the northern part. This spatial difference is modulated month by month following the spatial monthly mean presented in Fig. 18c, but with an overestimation almost everywhere in May and an underestimation over the whole domain in September.

Months	Observed (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	M1 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	M2 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	M3 (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
May	4,767	2,802	3,69	17,298
June	25,73	12,05	31,944	64,662
July	16,2	7,88	28,351	236,337
August	179,91	10,39	134,721	107,22
September	251	8,8	118,562	134,219
October	200,26	8,1	175,281	75,157
<b>Total</b>	<b>677,867</b>	<b>50,06</b>	<b>492,347</b>	<b>634,861</b>
<b>Efficiency</b>	-	<b>-1,08</b>	<b>0.66</b>	<b>-0.41</b>

Table 9 Monthly flood volumes and coefficient of efficiency for the M<sub>1</sub> to M<sub>3</sub> experiments performed with the RCM-MAR precipitation fields.

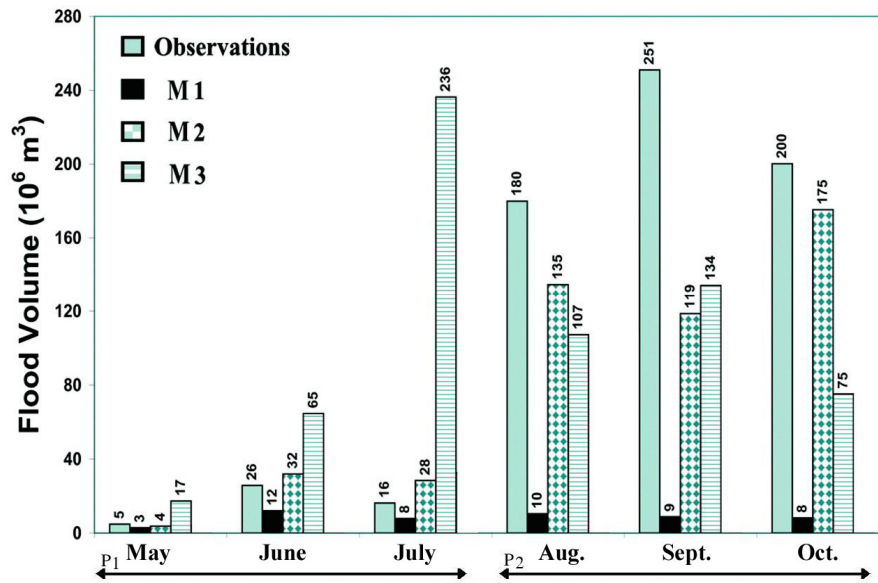


Figure 20: Simulated (M<sub>1</sub> to M<sub>3</sub>) monthly flood volumes at the Sirba outlet obtained with the RCM-MAR rainfields. Measured values at the Garbe Kourou station are also reported.

The bias of the daily rainfall evocated above has a direct impact on daily discharge values in the Hortonian hydrologic context of the region. However, even if a delay exists between a significant observed event and its simulation by the atmospheric

RCM, it can be expected that the monthly runoff could be correctly simulated if the monthly cumulative rainfall is reasonable.

This assumption was tested with the M1 experiment which uses the soil parameters of the OH1 experiment and a RCM dataset of precipitation with a 30 min temporal sampling interpolated to 5 minutes. No more additional temporal disaggregation has been performed. The resulting monthly values of the stream flow volumes are given in Table 9 and plotted in Fig. 20.

The M1 experiment clearly produces a bad estimation of the variability of the infiltration/runoff partition ( $E_{\text{efficiency}} = -1.08$ ) and consequently a large underestimation of the total volume ( $51 \text{ Mm}^3$  as compared to  $678 \text{ Mm}^3$  measured at the outlet of the basin). The global underestimation (resp. overestimation) of the runoff (resp. infiltration) could not be explained by an important lack of precipitation. The spatial analysis of the difference between simulated and observed rainfall fields (Fig. 19) has shown a precipitation excess where the  $K_s$  is the highest and a deficit where the  $K_s$  is the lowest. This could partly explain the strong underestimation of the simulated runoff. However, we have previously underlined that the overland flow is very sensitive to the intra-hourly temporal structure of the precipitation in that Hortonian-type hydrologic context.

The M2 experiment was then performed by using a daily dataset of simulated precipitation disaggregated according to the multi-peak algorithm previously described at a time resolution of 5 minutes (see Section 5.3.1). The discharge rates as well as their time variations become better simulated ( $E_{\text{efficiency}}=0.66$ ) (Table 9 and Fig. 20) with a clear identification of the two periods of the rainy season although a slight overestimation during  $P_1$  and significant underestimation during  $P_2$  can still be observed in the simulation.

The results of the M1 and M2 experiments as well as their comparative analysis suggest that the differences cannot only explain the dramatic underestimation of the flood produced by the M1 experiment. Moreover, since the total seasonal amounts of simulated and observed precipitation during the whole rainy season are very similar



(Table 3), it is suggested once again that the intra-daily temporal distribution of the rainfall may be the only factor which can explain such a sensitivity of the ABC model. It has been mentioned in Section 4.2 that the atmospheric model simulates rainy events with too low rates in the Soudano-Guinea region (Fig. 6) and in the Sahelian one as well. The RCM-MAR does not simulate enough intense events and this could explain the M1 underestimation when considering the sensitivity of the ABC model to the temporal structure of the precipitation. The overproduction of small events linked to the underproduction of significant high level events must be also related to daily simulated cumulative rainfall. Indeed, the latter presents too many days with low precipitation and not enough with high amounts.

In order to confirm this hypothesis, the M3 experiment has been performed by keeping all characteristics of the M1 experiment but with an additional low-level filtering of the precipitation. More precisely, for each time-step (5 minutes), all the spatially-averaged rainfall events less than 0.03 mm (equivalent to filter rainfall smaller than 0.36 mm/hour) are stored and converted into precipitation as soon as an event greater than 0.03 mm occurs (it is reminded that  $I_s$  was fixed at 2 mm/h). This approach allows to limit the duration of the water storage and to conserve the daily cumulative amount of rain. As can be seen in Table 9, the M3 experiment produces a reasonable seasonal flood volume (635 Mm<sup>3</sup>) but its temporal variability is not satisfactory ( $E_{\text{efficiency}} = -0.41$ ). By filtering the low-level precipitation (leading to an increase of the rainfall intensities) and by maintaining the daily amount, the RCM rainfall overestimation (resp. underestimation) during  $P_1$  (resp.  $P_2$ ) has a direct impact on the overland flow. Consequently, the M3 experiment produces an overestimation (resp. underestimation) of flood volumes during  $P_1$  (resp.  $P_2$ ). Even if the total value seems very reasonable (Table 9), the poor time accuracy does not justify the use of such a temporal filtering. Moreover, using a so simple filtering is questionable because the water conservation between two time steps is not ensured. The goal of the M3 experiment was only to underline the impact of lower precipitation on the flood

and it strengthens once again the importance plays by the temporal rainfall distribution, at least in the context of the study.

## **6 Conclusions**

This work was intended to prepare the “two way” coupling between atmospheric and hydrologic models at the climatic scale. It aimed at determining the ability of the two types of model to interact and produce realistic infiltration and runoff values for a dry year of the WAM.

To achieve this goal, “one-way” experiments were performed to identify some minimal recommendations on the fields exchanged between the models.

The validation of a forced experiment requires verifying (i) the accuracy of the interfaced fields between atmospheric and hydrologic models, and (ii) the accuracy of the fields simulated by the forced model. In our study, that implied to validate the precipitation fields simulated by the atmospheric RCM-MAR and to assess the ability of the hydrologic model ABC to represent infiltration and runoff by using the precipitation generated by the RCM-MAR. Finally, the following conclusions can be presented.

- (i) The atmospheric RCM-MAR classically coupled with its SVAT model over the same grid has been assessed over West Africa. It has been able to reproduce the main features of the WAM: a wet and warm summer phase from May to September with prevailing winds from southwest in the boundary layer and heavy rainfall, and westward winds in the upper layers (AEJ). However, the SWMF zonal component at 925hPa is overestimated. The rainfall seasonal cycle is also simulated with an accuracy that depends on the considered regions. The best simulated area is the Sahelian zone which is characterized by a seasonal cumulative precipitation and a synchronisation of the WAM evolution in good agreement with the observations.
- (ii) The analysis of the water budget (difference between precipitation and evapotranspiration) shows that four months are necessary to equilibrate this balance

by evacuation of the soil moisture excess introduced as initial conditions in the SVAT model by using the ERA15 soil humidity. The spin-up duration of the RCM-SVAT system was thus fixed to four months.

(iii) The simulation results have been more specifically examined for a smaller area of the Sahelian region: the rectangular Sirba box that overlaps the Sirba catchment (39000 km<sup>2</sup>) selected for the hydrologic experiment and a forthcoming coupling experiment. This box was defined in order to evaluate the RCM-MAR ability to reproduce both the rainfall seasonal cycle and the cumulative precipitation over the hydrologic area. The assessment of the RCM simulation over the Sirba region leads to similar conclusions as for the Sahelian region. In particular, the correlation between observed and simulated time series of weekly precipitations is about 0.86. The calculated cumulative precipitation fields are overestimated from May to June and underestimated from July to October (annual net difference: -2 mm for the RCM-MAR).

(iv) In the framework of future “two-way” coupling experiments, the rainfall partitioning between infiltration and runoff along the entire season is crucial because it drives the evapotranspiration response of the continental surface to the atmosphere that could, by a feedback process, react to produce adapted moisture and energy fluxes. Consequently, several experiments were performed with the physically-based hydrologic model ABC forced either by observed precipitation or by the RCM-MAR simulations. Two aspects have been more specifically examined: the spatial and temporal representations of precipitation fields.

- Considering the spatial aspect, the ABC model forced with observations has shown that the most important requirement is a good representation of the West African meridional gradient of precipitation. On the hydrologic point of view, the representation of rainfall at high spatial resolution over the Sirba catchment is comparatively less important, which does not mean that this aspect should be neglected. It has been noted that a correct representation of land use

characteristics is also important, since their North-South distribution presents some similarities with the meridional rainfall gradient.

- The temporal representation of precipitation used to force the hydrologic model is a very sensitive aspect. This point appears more important than the previous one, since the ABC model was found to be more sensitive to the time distribution of rainfall than to its spatial pattern. It has been shown that a correct simulation of the total rainfall amount along the season is not a sufficient condition to correctly represent the total overland flow volume. In order to better reproduce the runoff simulated with the hydrologic model forced by observed daily precipitation, we have developed a simple hyetograph scheme that generates a number of convective peaks depending on the daily rainfall amount. This temporal disaggregation has led to significant improvements in the simulation of the discharge rates. In addition, it has permitted a satisfying calibration of the soil parameters ( $K_s$  and  $n$ ) of the ABC model. The intra-hourly rainfall variability appears thus as the main process that drives the hydrologic response of the Sirba catchment. The same conclusion has been obtained from the experiments done with the ABC model forced by the RCM-MAR precipitation fields over the Sirba zone. Too high proportion of low level events simulated by the atmospheric model was responsible for dramatically low runoff (high infiltration) restitution. The representation of intra-hourly rainfall from daily simulated precipitation fields, by using the multi-peaks hyetograph model and a precipitation threshold, has improved the simulation of runoff-infiltration partition, which underlines the fundamental importance for the representation of intra-hourly rainfall variability in the framework of hydrologic applications, at least in the context of the study. Although the temporal disaggregation scheme developed and tested here has given very encouraging results, it could not be applied in fully coupled experiments, since it is based on daily precipitation that are not compatible with the time step for exchanging fields between the coupled models.

(v) Finally, the present study underlines the necessity to improve rainfall temporal production by the hydrostatic RCMs and the need to explore new temporal disaggregation schemes able to interface current RCMs with hydrologic models.

The second part of the paper (Messenger et al., 2005) will be devoted to sensitivity experiments performed by coupling the RCM-MAR and the ABC model through a SVAT scheme.

**Acknowledgments** The research is a part of the PPL3-COUMEHY project funded by the French program ACI-GRID 2001 (Ministère de la Recherche). It is also a contribution of the European project DEISA (Distributed European Infrastructure for Supercomputing Applications) coordinated by CNRS. All major computations were realised with the CNRS-IDRIS computing resources. Authors particularly thank the Niger-DRE (Direction des Ressources en Eau) for the access to the Sirba river discharge data. The IRD, WDCM, ECMWF, NCEP, GLC and UDEL institutions were helpful for providing the authors with their indispensable datasets.



## **PARTIE III-2 : Echange d'informations au travers des différents maillages associés aux modèles**

### **1 Introduction**

L'article précédent a permis d'aborder, pour chacun des modèles candidats à un couplage atmosphère/hydrologie, les nécessaires validations en mode forcé. Une fois cette étape franchie, l'éventualité d'un couplage se fait forcément par un concept d'échange d'informations entre les modèles, car le couplage sous-entend des actions et des rétroactions de chacun des modèles l'un vers l'autre. Un pré requis est donc de savoir à travers quel espace géométrique vont transiter les informations (la description de la méthode informatique sera abordée dans le dernier chapitre du mémoire).

Ce travail ayant pour objectif le couplage de modèles numériques de différentes natures, le problème de l'échange des informations doit être abordé sachant qu'en toute généralité, les modèles ne possèdent pas forcément une même représentation de l'espace physique. En effet, dans un modèle numérique, la discrétisation de l'environnement repose sur des considérations aussi bien géométriques que géographiques. Ces deux notions sont fondamentales pour la suite de ce chapitre. En effet, elles se rapportent pour la première à la notion de maillage et pour la seconde aux notions de géodésie et de coordonnées. Ainsi, dans le cadre d'un couplage de modèles environnementaux, les maillages, les systèmes géodésiques et les coordonnées peuvent être radicalement différents. Il faut donc définir un espace qui permette aux modèles de dialoguer à travers leurs différences géométriques et géographiques. Dans le cadre du couplage entre l'atmosphère et la surface continentale, quels que soient les choix qui sont effectués pour les échanges physiques entre ces deux milieux, il est nécessaire de pouvoir caractériser une zone

d'échange entre ceux-ci. Dans notre étude, cette zone d'échange sera une surface interface ( $S_i$ ) (Fig. III-1). Retenir une surface comme zone d'échange entre l'atmosphère et la surface continentale semble raisonnable compte tenu du type d'interactions entre les deux milieux qui se font au travers d'une limite bidimensionnelle virtuelle (c.f. Introduction générale et Fig. I-5).

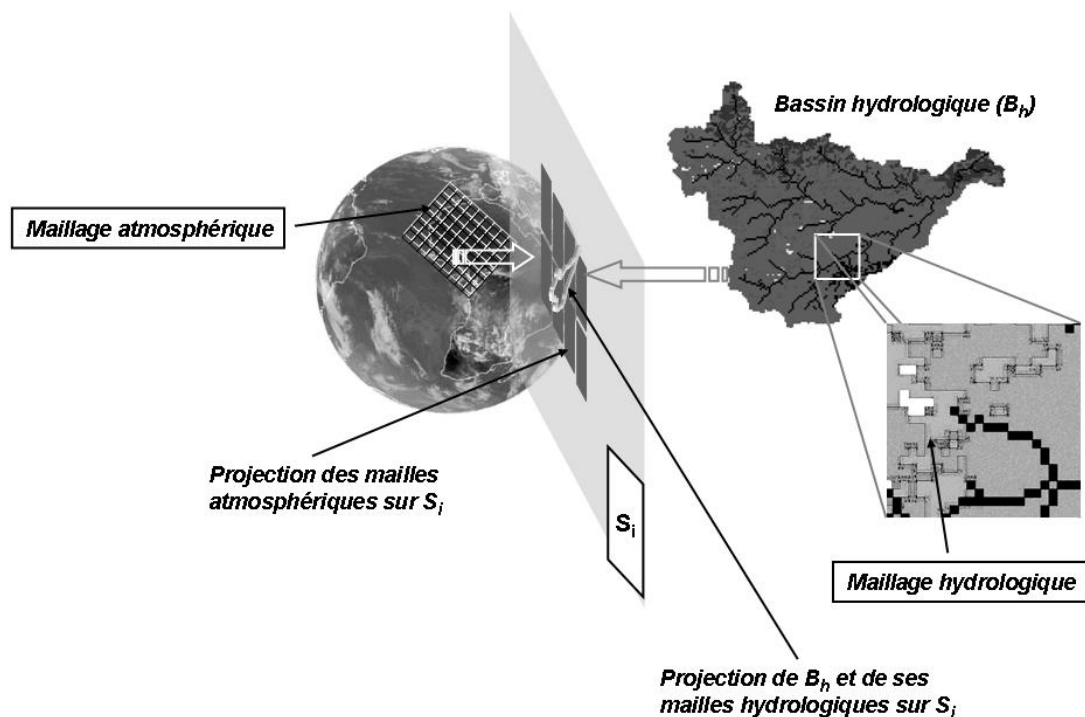


Figure III-1 : Définition d'une surface  $S_i$  commune de référence pour le positionnement et les calculs de recouvrement.

Ce n'est qu'au travers de cette surface qui n'a pas de réalité physique, que les modèles pourront échanger des informations sous forme de flux ou de quantités scalaires. Nous voyons là apparaître une notion sous-jacente importante, qui est qu'une partie du couplage envisagé est un couplage d'interfaces bidimensionnelles réalisé au travers de  $S_i$ . Toutefois, nous allons voir que dans les faits, la



caractérisation de  $S_i$  n'est pas aisée en raison des hétérogénéités de maillage, de géodésie, de coordonnées et du système de projection.

Une fois ces paramètres fixés, l'ensemble du problème va se résumer en la détermination de la position sur  $S_i$  d'un point quelconque ou de l'aire d'une surface quelconque issue du maillage d'un des modèles, afin de caractériser les recouvrements et par là même, les échanges entre les structurations géométriques des différents modèles.

La suite est consacrée à la description de ces différences, aux notions, aux choix effectués pour réaliser ces positionnements et aux méthodes développées pour le calcul des surfaces de recouvrement.

## **2 Les maillages**

Comme nous l'avons défini dans l'introduction générale, l'architecture de notre application couplée se compose de trois types de modèles : un modèle atmosphérique, un modèle SVAT représentant les transferts entre l'atmosphère, la surface continentale (végétation et sol) et un modèle hydrologique.

Le modèle SVAT étant un modèle colonne unidimensionnel, il ne présente aucune difficulté de maillage sur l'horizontal, sa discrétisation étant uniquement verticale.

Pour les modèles atmosphériques, le maillage est souvent associé à des cellules élémentaires carrées. Dans les faits, cette approximation n'est pas exacte sur des grilles ayant de grandes extensions méridiennes et/ou zonales. Les déformations liées à la courbure terrestre ne sont alors plus négligeables au regard des dimensions des mailles et à l'extension du domaine. Généralement, les mailles sont définies par une succession de points liés au schéma numérique de discrétisation (souvent un schéma

aux différences finies) utilisé pour le codage du modèle. Une maille peut alors être définie à partir d'orthodromie<sup>9</sup> joignant ces points (Fig. III-2).

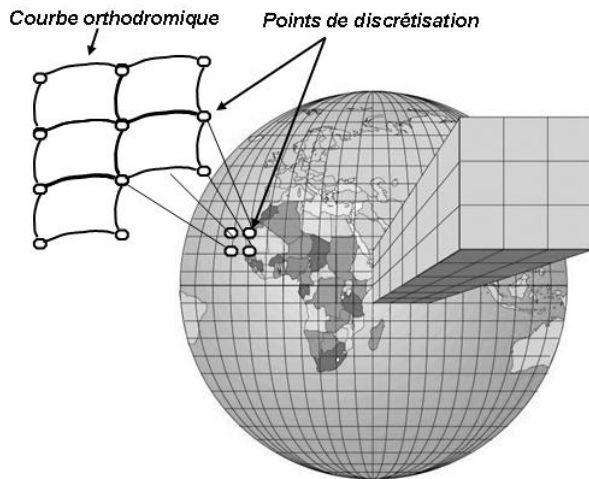


Figure III-2 : Maillage atmosphérique

Concernant les maillages hydrologiques, il est beaucoup plus difficile de trouver une définition générale de la structure des maillages. En effet, ceux-ci peuvent être fondés sur plusieurs types de considérations. Le maillage peut être réalisé pour s'adapter à des types de sols et/ou à des types de culture (les mailles sont alors associées aux parcelles). Le maillage peut être aussi défini en fonction du réseau hydrographique et est constitué de parcelles drainant l'eau vers un réseau ou vers des mailles en aval, tout cela en fonction de considérations topographiques. Le lecteur aura bien compris que ce découpage dépend donc principalement de l'objectif visé par l'utilisateur du modèle. Le maillage peut alors revêtir des formes quelconques, polygonales ou pas, qui ne seront identifiées que par la courbe fermée qui définit une surface qui sera considérée comme cellule élémentaire du modèle hydrologique (Fig. III-3).

---

<sup>9</sup> Orthodromie : arc de grand cercle reliant deux points sur la surface terrestre (correspond à la distance la plus courte sur le globe)

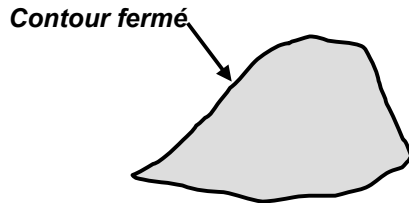


Figure III-3 : Une maille hydrologique quelconque

### 3 Géodésie, coordonnées et cartographie

Une fois le maillage explicité, il faut pouvoir exprimer son positionnement dans l'espace et plus particulièrement dans l'espace courbe qu'est la Terre. C'est ainsi que l'on définit un système de coordonnées associé à une représentation de celle-ci (système géodésique). Rappelons que la géodésie est la science qui a pour but de déterminer la forme de la Terre et de se positionner sur celle-ci. Une fois que le système de coordonnées est défini, il faut pouvoir le projeter sur une surface pour sa représentation bidimensionnelle sur une carte. Ce dernier point constitue ce que l'on appelle couramment la cartographie. Cette surface de projection va, dans cette étude, être assimilée à la surface  $S_i$  introduite précédemment.

Avant de détailler les systèmes de coordonnées terrestres que nous allons utiliser, il nous faut donc déjà définir un modèle de forme de la planète.

#### 3.1 Le datum géodésique

En première approximation, la Terre peut être assimilée à un géoïde. Il s'agit d'une surface équipotentielle du champ de pesanteur qui est par nature irrégulière du fait de sa répartition inégale et qui présente des minima et des maxima d'élévation en de nombreuses régions. On peut l'imaginer comme étant le niveau moyen des océans et son prolongement imaginaire sous les continents. Cette surface est mathématiquement complexe à définir et il lui est généralement préféré l'ellipsoïde de révolution. Une fois les paramètres de cet ellipsoïde déterminés, il faut ensuite le

positionner par rapport au champ de pesanteur. L'ensemble de ces paramètres forme le datum géodésique. Les datum géodésiques sont généralement choisis pour minimiser l'écart entre les ellipsoïdes et le géoïde. Toutefois, cette minimisation n'est que locale et il est donc courant que les datum géodésiques soient différents pour chaque pays, voire région. Les centres des ellipsoïdes de chacun des datum sont donc différents et ne coïncident pas forcément avec le centre de la Terre. Malgré cela, est apparue la nécessité de pouvoir disposer d'un système commun. C'est ainsi qu'est né en 1984 le datum géodésique WGS84 (*World Geodetic System*) qui est un ellipsoïde géocentrique (pour mémoire c'est un des datum géodésiques utilisés par le système GPS). Les caractéristiques de ce système sont :

- ellipticité (inverse de l'excentricité) :  $f=1/e$   $e=298,257223563$
- demi grand axe : 6378137 mètres
- centre : centre géographique (et non gravitique)

C'est ce système que nous utiliserons pour doter la surface imaginaire  $S_i$  d'un datum géodésique.

### 3.2 Le système de coordonnées et la cartographie

Concernant le système de coordonnées adjoint au système géodésique, il est commun dans les sciences environnementales de se référer aux systèmes de coordonnées géographiques (Latitude, Longitude, Altitude).

Dans la pratique, il est nécessaire de représenter ces coordonnées sur des surfaces planes ou courbes pour obtenir des cartes. Cependant, la représentation cartographique de la surface terrestre présente un problème majeur : l'ellipsoïde de révolution n'est pas développable en surface plane. Seuls trois types de surface peuvent être développés en plan sans déformations – le plan, le cône et le cylindre. C'est pour cela que ces trois surfaces sont utilisées pour des représentations terrestres au moyen de systèmes de projection. On projette ainsi l'ellipsoïde de révolution sur l'une de ces trois surfaces qui elle-même est une représentation cartographique de

l'ellipsoïde de révolution. Même si il n'existe aucune erreur entre ces trois surfaces et une carte, des déformations de projections sont inévitables entre l'ellipsoïde de révolution et ces surfaces. Ces erreurs de projections sont minimales au plus près du centre de projection et augmentent au fur et à mesure que l'on s'en éloigne. En fait, l'erreur est minimale sur la zone de contact entre l'ellipsoïde de révolution et la surface de projection. La Fig. III-4 illustre les différentes natures du plan de projection.



Figure III-4 : Différentes natures possibles des plans de projection

On remarque que les plans de projection de type cylindrique ou conique maximalisent cette zone de contact ainsi que la zone de faible erreur et sont donc généralement préférés au plan qui n'offre qu'un seul point de contact au point tangent.

Nous avons précédemment précisé que la projection entraîne des déformations, celles-ci pouvant être de plusieurs types :

- conformes : conservation des directions ;
- équivalentes : conservation des surfaces élémentaires ;
- équidistantes : conservation des distances élémentaires.

Un cartographe doit donc, non pas déterminer s'il y aura une déformation, mais quel en sera le type. Ce choix dépend de l'utilisateur et nous verrons au paragraphe suivant que nous devrons également faire ce choix.

## 4 Système de projection et positionnement

Nous venons de définir quelques notions de base que nous allons maintenant abondamment utiliser pour revenir au problème initial : calculer les positions et les surfaces de recouvrement de deux maillages différents, qui peuvent avoir un système de coordonnées et un système géodésique différents.

### 4.1 Nature de la surface $S_i$

En premier lieu, nous allons fixer le choix de la surface interface  $S_i$ . En toute généralité, elle pourrait être plane ou présenter un certain rayon de courbure. On pourrait alors imaginer que cette surface épouse un des ellipsoïdes de l'un des modèles à coupler et qu'il faille alors projeter les coordonnées du second vers le système de coordonnées (vs. datum géodésique) du premier. Cette méthode paraît de loin être la plus précise mais repose sur des principes géométriques non-Euclidiens et soulève de nombreuses difficultés mathématiques quant au calcul d'aires dans un espace courbe. Compte tenu des échelles auxquelles nous travaillons, une telle précision ne nous a pas semblé indispensable. Nous avons ainsi choisi de définir la surface  $S_i$  comme une surface plane au sens Euclidien du terme, donc tout simplement un plan. Un inconvénient de cette méthode est qu'il faille ainsi projeter chacun des systèmes de coordonnées (vs. datum géodésique) sur la surface  $S_i$ . De plus, il faut aussi définir un système de positionnement sur cette surface  $S_i$ .

Nous verrons au paragraphe 4.2.2 que la surface  $S_i$  n'est pas définie de façon univoque mais plutôt comme un ensemble d'approximations de petites surfaces planes (au sens Euclidien) qui sont chacune associées à une maille hydrologique. La définition de  $S_i$  comme une surface imaginaire est donc plus que jamais pertinente,  $S_i$  ne représentant qu'une zone conceptuelle. Dans la suite du développement, nous allons ainsi utiliser indifféremment le terme  $S_i$  au singulier et au pluriel.

## 4.2 Système de coordonnées et métrique du plan $S_i$

Le plan  $S_i$  étant maintenant défini dans un espace Euclidien, il incombe d'y associer une métrique. Toutefois, le choix de cette métrique doit être des plus judicieux en prenant en compte les différentes erreurs de projection qui vont induire des erreurs dans le positionnement sur  $S_i$  mais aussi dans le calcul de surface. Il convient donc d'explicitier le système de projection pour passer des systèmes de coordonnées (vs. datum géodésique) de chacun des modèles vers les surfaces  $S_i$ , ainsi que la métrique pour se positionner dans les plans  $S_i$ .

### 4.2.1 Le quadrillage et la projection universelle transverse de Mercator

Nous avons rappelé précédemment que le cylindre et le cône étaient les surfaces que l'on pouvait développer sur un plan. Un système de projection utilisant le cylindre est le système de projection cylindrique. Lorsque l'axe de projection est perpendiculaire à l'axe de rotation terrestre on parle de projection transverse (Fig. III-5a).



Figure III-5a : Projection cylindrique transverse

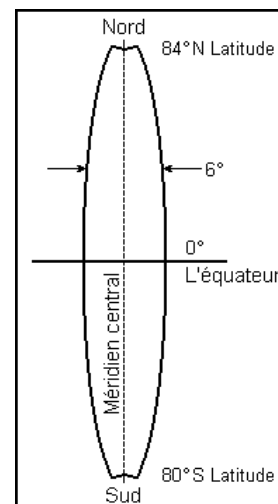


Figure III-5b : Une zone UTM

Une projection de ce type est la projection universelle transverse de Mercator (ou UTM pour *Universal Transverse Mercator*). Nous avons vu aussi que la zone de

précision maximale se situait autour de la zone de contact entre l'ellipsoïde terrestre et le cylindre.

Nous allons ici décrire plus en détail cette projection cylindrique valable pour la Terre entière entre 84°N et 80°S. Compte tenu de l'orientation de l'axe du cylindre, la zone de contact entre le cylindre et l'ellipsoïde est un méridien. Plus on s'éloigne de celui-ci, plus les déformations de projections sont importantes, c'est pourquoi on limite la zone cartographiée à une ampleur de 6° de longitude (Fig. III-5b).

Pour cartographier l'ensemble de la Terre avec un tel système, 60 fuseaux numérotés de 1 à 60 sont donc nécessaires (Fig. III-6). Toutefois, une zone de chevauchement de 30' est prévue et est située de part et d'autre du méridien de contact entre deux fuseaux.

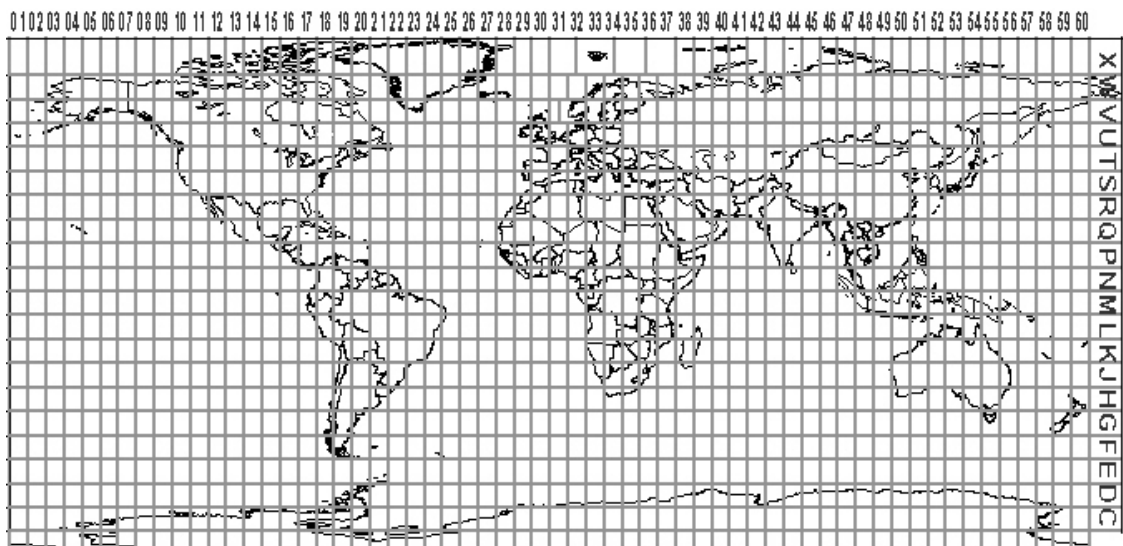


Figure III-6 : Zones UTM sur le globe

Une fois cette projection réalisée, le repérage à l'intérieur de ces fuseaux est effectué à l'aide d'un quadrillage rectangulaire. Ce quadrillage utilise comme élément fondamental de désignation non pas des carrés mais des lignes. Puisqu'elles sont tracées à partir de fuseaux méridiens « aplatis » sur la surface plane interne du cylindre, les lignes du quadrillage sont parfaitement rectilignes et ne présentent pas de



déformation. Ainsi, toutes les lignes verticales sont parallèles au méridien central de chaque fuseau et toutes les lignes horizontales sont parallèles à l'équateur (Fig. III-7a). On a ainsi construit un système de coordonnées planimétriques possédant un centre  $O_p$  qui est le point d'intersection entre l'équateur et le méridien central de projection. Les ordonnées d'un tel quadrillage sont simplement exprimées en mètres séparant l'équateur de la position considérée (on appelle cette distance Northing ou N), et la distance par rapport au méridien central de projection représente les abscisses (on appelle cette distance Easting ou E) (Fig. III-7b).

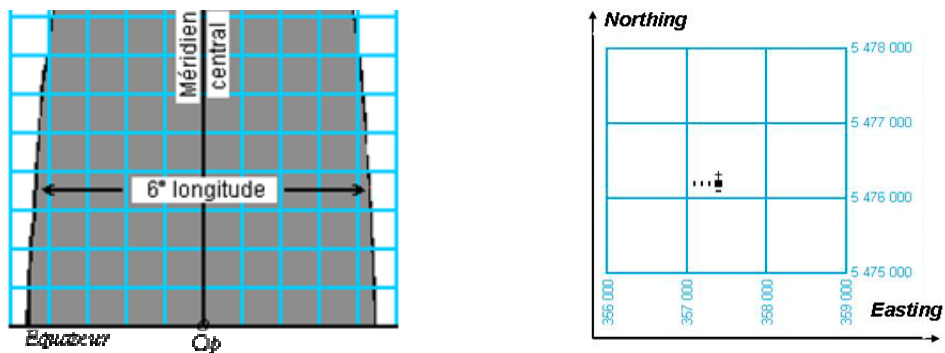


Figure III-7a : Quadrillage de Mercator      Figure III-7b : Positionnement sur la grille

Ce système de projection et de coordonnées associé à un quadrillage construit sur le modèle d'un repère orthonormal est donc simple. Il apparaît aussi être particulièrement bien indiqué pour la définition d'un système de coordonnées et d'une métrique Euclidienne associée à notre plan  $S_i$ . Ainsi, ce type de coordonnées peut être très simplement traité au moyen d'un Système d'Information Géographique (SIG).

Toutefois, pour notre application couplée, les maillages hydrologiques peuvent avoir des résolutions horizontales de la centaine de mètres à quelques kilomètres tandis que les modèles atmosphériques ont des maillages d'au moins un ordre de grandeur plus grand. Lors des positionnements et des calculs de recouvrement, il va donc être indispensable d'atteindre une bonne précision pour éviter d'avoir des erreurs de

positionnement des petites mailles hydrologiques par rapport aux plus grandes atmosphériques. En effet, si l'erreur de positionnement devient trop importante, une maille hydrologique peut être positionnée « sous » une maille atmosphérique voisine à celle sous laquelle elle doit être réellement positionnée. Il est donc important de s'intéresser à la précision du système UTM et ainsi d'y apporter quelques modifications pour nos applications.

#### 4.2.2 Un dérivé de la projection UTM : UTM à centre de projection variable

La projection de Mercator Transverse est une projection dite « conforme » ; les angles sont donc conservés mais une particularité très intéressante pour nous est que cette projection conserve aussi les formes quand on reste très près de l'équateur. Cela veut dire en fait, que la projection UTM est conforme avec une relative conservation des formes près de la zone de contact entre le cylindre et l'ellipsoïde de révolution.

La zone de couplage hydrologique que nous considérons dans ce travail se situant entre 10°N et 14°N, la distance à l'équateur invalide la conservation des formes. Dans notre application, le point de contact entre le cylindre et l'ellipsoïde doit donc être adaptable aux zones hydrologiques sur lesquelles le couplage va porter. Nous avons donc imaginé une redéfinition de ce système de coordonnées pour avoir le maximum de précision pour l'ensemble de ce domaine d'étude. Il nous est vite apparu que l'utilisation d'un seul et même système pour l'ensemble des cellules hydrologiques ne pouvait répondre à cette exigence. En effet, pour de grands bassins hydrologiques, la déformation entre les points extrêmes du bassin peut entraîner des erreurs de positionnement des mailles hydrologiques extrêmes par rapport aux mailles atmosphériques qui les recouvrent. Nous avons finalement défini un système de projection/coordonnées par maille hydrologique ; la zone de contact entre l'ellipsoïde terrestre et le cylindre se situant exactement au milieu de la maille hydrologique (voir Fig. III-9). Nous avons appelé ce système : système UTM à centre de projection

variable (UTMCPV). L'ensemble des paramètres définissant cette projection est rassemblé en annexe.

La surface  $S_i$  est donc associée non pas à un système de projection/coordonnées mais à  $n$  systèmes de projection/coordonnées,  $n$  étant le nombre de mailles hydrologiques considérées dans le couplage. Comme nous l'avons déjà relevé précédemment, la surface  $S_i$  n'est donc pas définie de façon univoque mais plutôt comme un ensemble d'approximations de petites surface planes (au sens Euclidien) qui sont chacune associées à une maille hydrologique.  $S_i$  est en fait constitué de  $n$  surfaces planes possédant un système de coordonnées particulier et unique.

A ce stade, il reste à expliciter la méthode de projection d'une maille hydrologique qui a priori est d'une forme quelconque ou du moins qui ne peut se définir comme une forme polygonale. Nous avons précédemment défini cette maille comme l'ensemble des points contenus à l'intérieur d'une courbe fermée qui en représente la limite externe (Fig. III-3). Cette notion de point au sens mathématique (c'est-à-dire sans dimension) ne peut pas être utilisée dans notre application où nous avons besoin de passer d'une définition mathématique à une définition d'un point élémentaire comme étant l'élément positionnable (ayant une surface non nulle) le plus petit auquel on puisse accéder. Dans un système de représentation matérielle bidimensionnelle comme il est d'usage courant (cartes, écrans...), ce concept n'est en fait que celui de pixel. Ce passage de la notion de point à la notion de pixel permet alors de définir la maille hydrologique comme un ensemble de points ayant une position et une surface élémentaire pouvant être représentés et utilisés à l'aide d'un SIG. La projection de la maille hydrologique sur la surface  $S_i$  se fait donc simplement en projetant chacun des points élémentaires de cette maille sur la surface  $S_i$  (Fig. III-8).

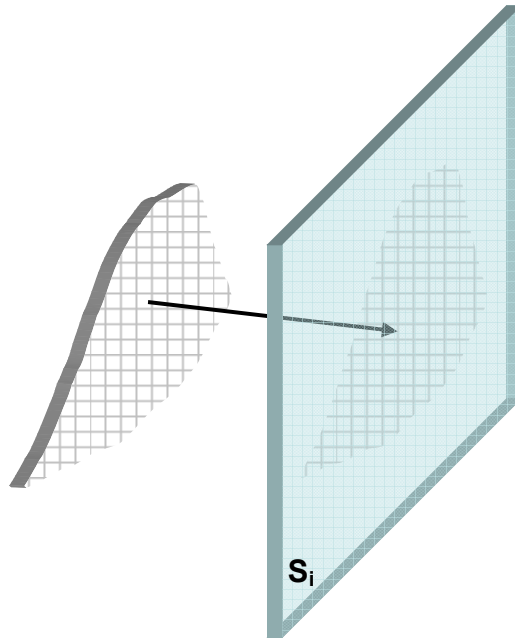


Figure III-8 : Projection des pixels d'une maille hydrologique sur la surface  $S_i$ .

Cette méthode de discrétisation des maillages n'est pas utilisée pour le maillage atmosphérique du fait de sa définition par des orthodromies dont nous accédons facilement aux équations. Ces équations peuvent ainsi être projetées une fois les datum géodésiques connus.

### **5 Calcul de recouvrement de surface entre les mailles atmosphériques et les mailles hydrologiques**

La surface  $S_i$  étant définie ainsi que son système de coordonnées/projection, nous allons maintenant pouvoir réaliser le calcul des fractions de recouvrement entre les mailles atmosphériques et hydrologiques. Comme nous l'avons explicité au paragraphe précédent, le problème est simplifié du fait de la pixellisation des mailles hydrologiques à l'aide du SIG. Nous connaissons donc, une fois la projection réalisée, l'ensemble des coordonnées (dans le système UTMCPV lié à  $S_i$ ) de chacun des pixels contenus dans les mailles hydrologiques.

Il convient alors de déterminer la position des pixels hydrologiques élémentaires par rapport aux mailles atmosphériques. Toutefois, le problème ne se résume pas uniquement à « compter » les pixels hydrologiques contenus dans les mailles atmosphériques. En effet, une fois positionné avec le maximum de précision, un grand nombre de pixels hydrologiques se retrouve totalement englobé sous une maille atmosphérique, cependant nombre d'entre eux peuvent se retrouver à l'intersection de plusieurs mailles atmosphériques.

En résumé, pour calculer les surfaces de recouvrement, il est donc nécessaire de :

- i. Positionner chaque pixel hydrologique par rapport aux mailles atmosphériques susceptibles de le recouvrir dans un système de coordonnées UTMCPV lié à ce pixel (Fig. III-9). On notera qu'une hypothèse forte faite au cours de cette étape est qu'un pixel hydrologique est petit devant une maille atmosphérique, plus précisément :  $\Delta_{x\_hydro} \ll \Delta_{x\_atmo} / 2$ . Cette hypothèse n'est pas très pénalisante dans le type de couplage ici mis en œuvre compte tenu des tailles envisagées pour les différents maillages.

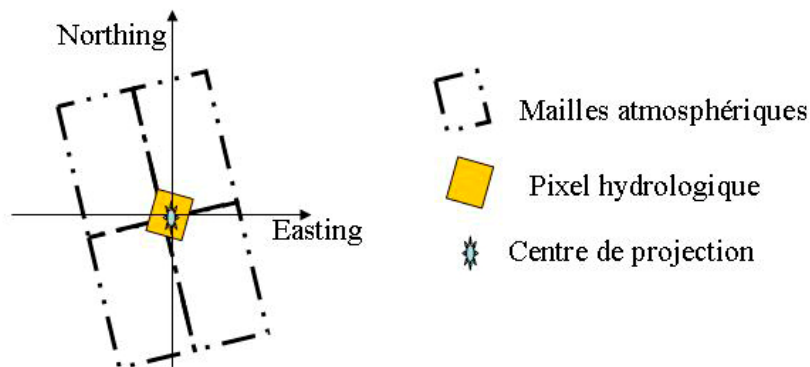


Figure III-9 : Projection et système de coordonnées centrées sur le pixel hydrologique

- ii. Déterminer le/les point(s) d'intersection(s) des maillages (Fig. III-10, points rouges)

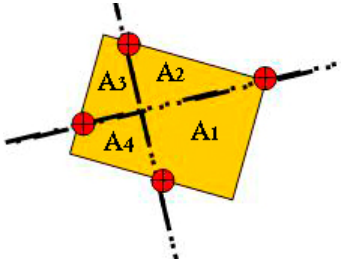


Figure III-10 : Intersection entre les maillages (création des surfaces  $A_i$ ,  $i$  variant de 1 à 4 en fonction du nombre d'intersections)

- iii. Calculer les surfaces des pixels hydrologiques sous le(s) maille(s) atmosphérique(s) associée(s) (Fig. III-10, aires  $A_i$ ). Le calcul des surfaces  $A_i$  est réalisé à l'aide d'un algorithme fondé sur la quadrature (au sens d'Euclide) d'un polygone d'ordre quelconque. En effet, nous savons que la quadrature du cercle (construire à la règle et au compas un carré de même aire qu'un cercle donné) est impossible (Lindemann, 1882) mais celle d'un triangle ou d'un polygone est possible. Si on considère un triangle quelconque ABC on sait construire au sens d'Euclide un carré de même aire que le triangle donné. Ainsi, un triangle ABC (Fig. III-11), de base  $a = BC$ , de hauteur  $h$  issue de A, s'identifie à la "moitié" d'un rectangle de côtés  $a$  et  $h$  : l'aire d'un triangle ABC est le demi-produit de la base BC par la hauteur issue de A. Ainsi, si  $x$  désigne le côté du carré à construire, on a  $x^2 = BC \cdot h/2$ . C'est dire que  $x$  est la moyenne géométrique (ou *moyenne proportionnelle*) entre la base BC et  $h/2$ . Or, on sait construire un tel nombre en utilisant une relation métrique dans le triangle rectangle. Géométriquement, le côté du carré est obtenu en coupant le demi-cercle de diamètre  $BC + h/2$  par la perpendiculaire en C à BC.

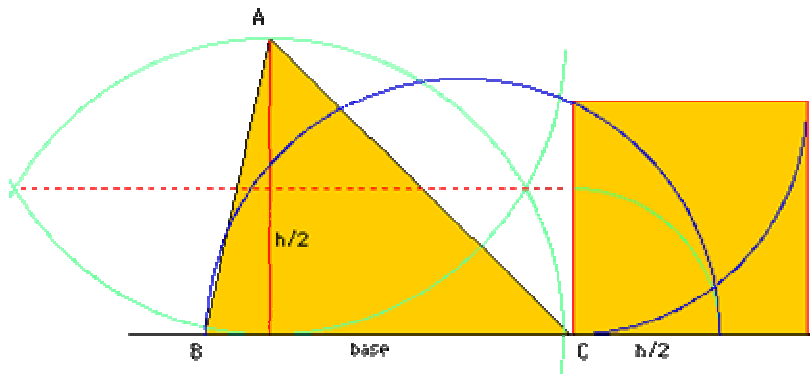


Figure III-11 : Quadrature du triangle

Une fois que nous savons construire la quadrature du triangle (qui est un polygone particulier), on peut construire la quadrature de tout polygone simple – c'est-à-dire tout polygone sans intersection et sans trou – en décomposant ces polygones en triangles par exemple en utilisant l'algorithme de Seidel (1991).

En utilisant ces propriétés et méthodes, nous sommes alors capables de déterminer les surfaces  $A_i$  en toutes circonstances et dans tous les cas d'orientation et d'intersection possibles entre le pixel hydrologique et les mailles atmosphériques.

Pour résumer, l'organigramme de la méthode de positionnement et de calcul des recouvrements est décrit en Figure III-12.

## 6 Le logiciel IMETHY\_PP

La méthode exposée précédemment sur les maillages (du positionnement au calcul de recouvrement) a été intégrée à un logiciel de prétraitement entièrement développé pour ce travail. Ce logiciel – IMETHY\_PP<sup>10</sup> – est utilisé pour calculer les recouvrements entre les maillages différents et même si cette tâche implique de coûteux algorithmes, elle n'est qu'à réaliser une seule fois, les résultats (des tableaux de recouvrements) sont ensuite communiqués aux adaptateurs (cf. Chapitre IV) dans

---

<sup>10</sup> IMETHY\_PP : Interface MEteo HYdro\_PreProcessing

l'architecture couplée. Ces adaptateurs réalisent les opérations d'agrégation et de désagrégation des flux de surface grâce aux surfaces de recouvrement ici calculées.

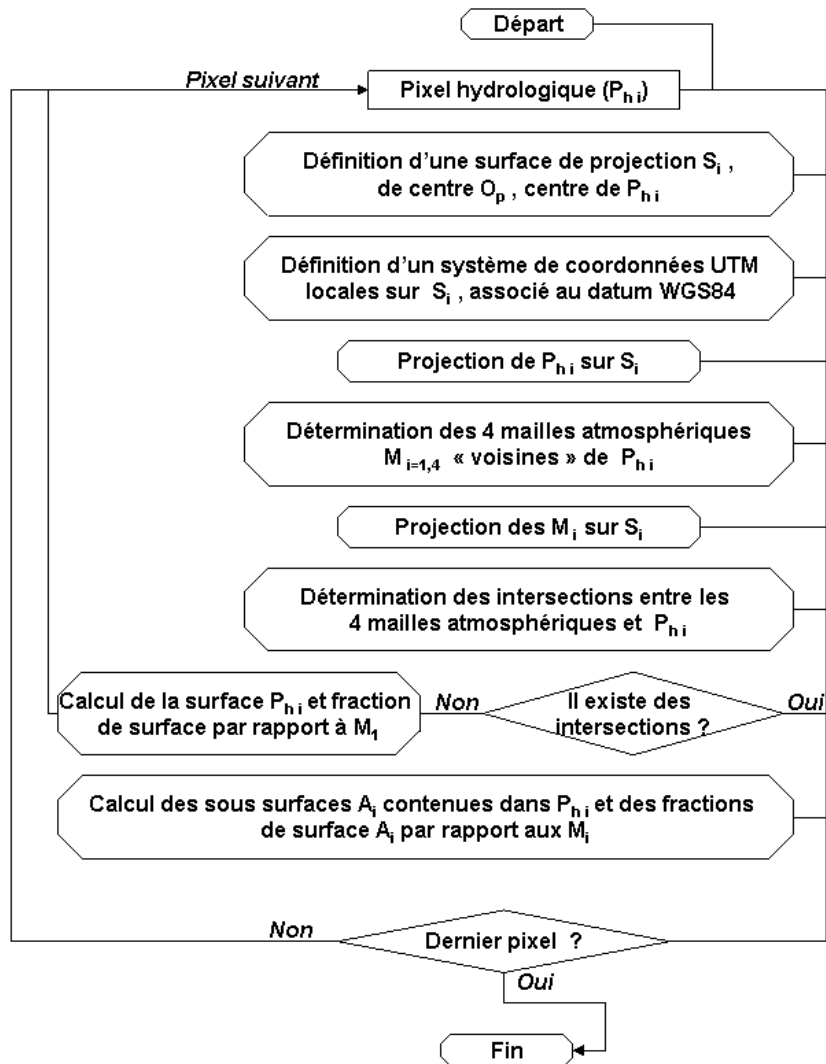


Figure III-12 : Organigramme « Positionnement et Calcul de recouvrement »



### **PARTIE III-3 : Couplage des composantes atmosphérique et continentale**

Le couplage des modèles atmosphérique et hydrologique précédemment présentés est ici mis en œuvre sur la zone Sahélienne et plus spécifiquement sur le bassin versant de la Sirba. Cette étude a fait l'objet d'une publication soumise à la revue *Climate Dynamics* (Messenger et al., 2005b) ci-après reproduite et dont un résumé en français est présenté ci-dessous.

#### **Résumé**

Le modèle atmosphérique régional MAR et le modèle hydrologique ABC sont ici utilisés dans le cadre d'une expérience de couplage réalisée en zone Sahélienne sur le bassin versant de la Sirba. La validation de ces modèles sur leur domaine d'utilisation respectif ainsi que les expériences forcées servant de références pour la présente étude ont été effectuées dans le cadre d'un travail préparatoire présenté dans l'article précédent (Messenger et al., 2005a). Ces deux modèles ont été inclus dans un système couplé avec un modèle SVAT prenant en compte les processus de surface (partie aérienne et souterraine de la végétation, zone non saturée du sol) qui ne sont traités ni par le modèle atmosphérique ni par le modèle hydrologique. Cette étude a ainsi été menée pour étudier la sensibilité des simulations aux différents modules introduits dans le système couplé : le module atmosphérique, le module hydrologique, le module SVAT à haute résolution discrétisé sur un maillage hydrologique et le module SVAT classiquement attaché au modèle atmosphérique. Cette étude permet en outre de montrer que le raffinement de grille du SVAT sur la Sirba entraîne des modifications dans le traitement des flux de surface, de la température de surface du sol et dans le bilan en eau. La partie hydrologique du couplage montre, pour sa part, sa capacité à moduler les variations apportées par le SVAT haute résolution en modifiant le bilan en eau et par là même l'albedo et le bilan d'énergie. Compte tenu de la petite taille du bassin (39000 km<sup>2</sup>) par rapport à celle du sous-continent ouest africain et à la taille des structures atmosphériques de grandes et moyenne échelles, la

dynamique atmosphérique de la basse troposphère ne semble pas être affectée par le couplage.

***A Regional modelling of the interactions between atmosphere and land surface applied to the West African monsoon. Part II: Sensitivity analyses of a fully coupled approach applied to the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. Climate Dynamics. Soumis.***

C. Messenger<sup>1</sup>, G. Grasseau<sup>2</sup>, H. Gallée<sup>3</sup>, M. Vauclin<sup>1</sup>, O. Brasseur<sup>4</sup>, B. Cappelaere<sup>5</sup>, C. Peugeot<sup>5</sup>, L. Séguis<sup>5</sup>, L. Léger<sup>2</sup>, D. Girou<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement -UMR 5564 CNRS-UJF-INPG-IRD  
BP53 38041 Grenoble Cedex 9 – France

<sup>2</sup> Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique, Bâtiment 506 BP 167  
91403 Orsay cedex - France

<sup>3</sup> Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement -UMR 5183 CNRS-UJF 54, rue Molière  
38042 Saint Martin d'Hères Cedex – France

<sup>4</sup> Cellule Interregionale de l'Environnement  
10-11, Avenue des Arts - B-1210 Bruxelles – Belgique

<sup>5</sup> Hydrosociences UMR 5569 CNRS-IRD-UMII  
BP 64501 - 34394 Montpellier Cedex 5 – France

### **Abstract**

The atmospheric regional climate model MAR and the ABC hydrologic model described and validated in part I of the paper are here included in a coupled architecture in which the internal soil and the vegetation processes are modelled by a SVAT scheme. The coupling of such legacy models uses GRID technologies based on the CORBA middleware. The study is aimed at quantifying the sensitivity of this multi-models ensemble to its different modules (i) the atmospheric model, (ii) the SVAT classically associated to the MAR model at the same horizontal resolution (SVAT-M), (iii) the hydrologic model, and (iv) the SVAT associated to hydrologic cells (SVAT-H).

The results show that the effects of the SVAT-H grid refinement over the Sahelian Sirba catchment (39000 km<sup>2</sup>) are responsible for changes in soil surface temperature, sensible and latent heat fluxes and soil water balance. However, these modifications can be modulated by the hydrologic model which is able to modify the infiltration and consequently the soil surface water balance and therefore the energy budget and the albedo as well.

## **1 Introduction**

Because of its geographical position, the African continent constitutes a significant source of heat used in the meridian transport of energy from the low latitudes towards mid-latitudes. Consequently, this continent has a main importance and a direct impact on the global climate.

Several climate regimes exist within West Africa. However it seems that West Africa is the most concerned by severe drought periods (Nicholson, 1993). This phenomenon is not only limited to the arid regions such as Sahel but it also concerns the Guinea and coastal zones (Le Barbé et al., 2002). It is commonly admitted that both the spatial and temporal variability of the precipitation are fully correlated with the West African Monsoon (WAM) modulation and its bimodal precipitation regime (dry winters and wet summers). The study of the WAM variability therefore appears as a necessary task in order to better understand its associated pluviometric regime. Like the other monsoons, the WAM is related to complex interactions between the atmospheric, the oceanic and the land surface components. During the last twenty years, several studies were performed to improve the understanding of the influence of these three components on the WAM variability. A short review of such studies is provided by Messenger et al. (2005) as well as a description of the main WAM features. Dedicated projects such as WAMP (West African Monsoon Project) and AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses) are currently underway to study these components through field observation campaigns and modelling activities. In most of the modelling approaches, each of these three components generally represents a boundary condition (BC) for other one, the simulation of one component depending on its BC variability, often prescribed both in space and time. Messenger et al. (2005) have illustrated the strong sensitivity of the simulation of a Sahelian watershed to the BC of the hydrologic model.

During the last decade, the first fully coupled experiments between ocean and atmosphere were performed to study the global climate (for a summary of the first

works, see for instance Meehl, 1995 and WCRP, 1995) and also regional phenomena such as the Asian monsoon (Meehl, 1994). In addition, some studies have shown that continental surfaces have also a great impact on the global climate (Real and Dirmayer, 2002) as well as regionally on the African monsoon pluviometric regime (Eltahir and Gong 1996; Zeng et al., 1999). Consequently, West Africa seems to be a geographical area well adapted for the evaluation of the relevance of a atmospheric-land surface coupling. Indeed, its climate is marked by strong feedbacks between the vegetation and the pluviometric mode on a broad range of timescales (from intraseasonal to decadal at least). The supposed climatic role of the continental hydrologic processes in this area is to allow the vegetation to access to the soil water resources, especially during dry periods. Consequently, there is an impact on the surface-atmosphere water and energy budget via the reflectance capacity of the ground-vegetation system, the radiative transfer within the vegetation and its transpiration. In addition, the vegetation is a significant component of the continental source of sensible and latent heat fluxes for the atmosphere.

Recently, in an inter-models evaluation of regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, Koster et al. (2004) showed that the Sahel appears as one of the preferential zone for such interactions. They also outlined that many independent models show the same strong land-atmosphere coupling over this region. Studying the entire problem of water recycling over West Africa and particularly over the Sahelian region leads to the need for an integrated modelling system of the hydrologic, the land surface and the atmospheric climatic components. This paper presents the development of such an architecture based on the coupling of several legacy models originated from different scientific communities and it focuses on the WAM water cycle. The concept of legacy models permits to each community to maintain, control and develop independently their own models. This approach also permits to use the most adapted model to the region of interest.

The coupling architecture is constituted of the Regional Climate Model (RCM) MAR (Gallée and Schayes, 1994), the Surface Vegetation Atmosphere Transfer model

(SVAT) SISVAT (De Ridder and Gallée, 1998) and the hydrologic model ABC (Cappelaere et al., 2001). These models have been previously calibrated and evaluated in a forcing (one-way) approach fully described in part I (Messenger et al., 2005) of this paper, named Companion paper (C.pap.) in the following.

These forced experiments are here considered as references for comparison with the coupled experiments. The coupling area is the Sahelian Sirba catchment (39000 km<sup>2</sup>) also considered in the C.pap. .

The C.pap. has shown that a correct simulation of the total rainfall amount along the monsoon season is not a sufficient condition to well represent the total flood volume of the catchment. Indeed, the temporal representation of precipitation used to force the hydrologic model is one of the major aspects determining the runoff amount and its variations with time. The intra-hourly rainfall variability thus appeared as the main process that drives the Hortonian response of the hydrologic model. The too high proportion of low level events simulated by the RCM was responsible for a dramatically simulated low runoff (high soil infiltration).

However, a “two-way” coupling between a RCM, a SVAT model and a hydrologic model over the Sahelian region could bring valuable informations on the sensitivity of a modelling system to the addition of several climatic modules (high resolution SVAT, hydrologic model) by comparing the results with those of the “one-way” forced experiments. Consequently, this paper focuses on the impact of adding a second SVAT with high resolution associated to the hydrologic model of the Sirba catchment.

The Section 2 outlines the general methods to couple legacy models. Section 3 describes the coupling architecture used in this work, while the Section 4 presents the simulation domain and the numerical experiments. The results of several sensitivity studies performed with the multi-model ensemble are presented and analysed in Sections 5 to 7. Discussion and conclusions are presented in Section 8.

## 2 How to couple legacy models

In many scientific communities, the models used are becoming more and more complex and are continuously improving with the aim to obtain more realistic simulations. They thus take into account more and more different but interdependent physical processes. One of the traditional examples is the interaction between the atmospheric and the oceanic communities and the corresponding fully coupled models (see Meehl, 1995).

In a legacy-model approach each model (viewed as interchangeable in each module) could be designed for particular computer architecture (vectorial, scalar, parallel). Consequently, the coupling system should have the possibility to be run on several computer architectures or on a set of heterogeneous computers. Modularity (that allows changing or adding new modules), portability and interoperability (that allows running some different parts of the coupling architecture on different computers) are the resulting main requirements of the coupling system.

A direct method to couple two models without using new technologies is then merging them into one. However, it does not allow any flexibility since it leads to build a new and a single bigger model.

Several other current coupling approaches are available and could be divided in two classes: (i) methods based on the management of message passing, and (ii) methods using more elaborated tools developed to bind codes together.

The first approach uses parallel computing with for example, the well-known message passing MPI (Message Passage Interface). It permits communications between the models. But currently, MPI is not fully portable because of constructor implementations that don't offer the same functionalities on various platforms. Of course, the same implementation could be installed on different platforms but in that case a high performance level cannot be reached. To get higher performances it is necessary to interconnect specific implementations with glues. IMPI (Interoperable MPI) is one of them which has been standardized by NIST (National Institute of

Standards and Technology), but actually too few implementations offer it. Other glue which can deal with heterogeneity is PACX-MPI. This subset is well adapted for SPMD (Single Process Multiple Data) parallel programming model. However in our case which is rather OF MPMD (Multiple Program Multiple Data) type, the library forbid us to couple codes. Another way dealing with heterogeneity is to integrate applications on a grid computing environment that provides a MPI implementation. MPICH-G2 is the MPI-1 implementation in the grid computing environment. However, since this solution would restrict applications deployment to a particular grid environment, it has not been investigated in this study.

Finally, MPI is not a high-level programming software, and would require here to manage communications in a low-level way. So, MPI doesn't offer us a good tool for application coupling and in particular for legacy codes coupling, even if each code can of course use MPI internally and efficiently for its own needs.

The second approach (with elaborated tools) is for example illustrated by MPCCI (Mesh based Parallel Code Coupling Interface). It is a high-level coupling library particularly well adapted for codes that have to exchange physical interfaces and provide sophisticated tools to map physical quantities from a particular mesh to another one. MPCCI is based on the MPI library and allows interconnecting vendors MPI implementation. Although MPCCI is close to our requirements, this solution has not been retained because this interface is not currently a programming standard.

The last elaborated technology that we investigate is the use of CORBA (Common Object Request Broker Architecture). This environment is an industrial standard, with high portability, interoperability and high-level programming (no communication to manage). This technology is also used in GRID development and avoids major limitations of the MPI-based technologies by permitting the deployment of distributed applications and a transparent management of heterogeneous applications (operating system, programming languages, communication protocols...). CORBA allows maintaining modular aspect of each model and it is then possible to consider each model as an independent component able to be run on different operating



systems (Unix, Linux, Windows ...). In addition, maintenance and development of each model can be independently managed within the coupling system by only using interfaces defined between each component. This permits the substitution of one model by others and/or the addition of new modules to improve the coupling architecture with new physics. The major part of the work is then focused on the interfaces between the models. The interfaces are programs that realize all the necessary transformations (spatial, temporal, unit change ...) between a model from a disciplinary and another model from another disciplinary. A model change is then easily attainable by only adapting interfaces (also called adaptators).

In a prospective paper, Beven (2003) has recently described and reviewed possible benefits of using GRID technologies. He considered that such technologies could be successfully used in environmental modelling and coupling and in hydrologic process studies and forecasting as well. The coupling of different legacy models from several scientific communities presented here uses such GRID technologies based on the CORBA environment for an integrated simulation system of the continental processes governing the interactions between land surface and atmosphere. More details about that technology can be found in Messenger (2005).

### **3 The coupling architecture components**

The multi-models ensemble used in this paper is illustrated in Figure 1 that also presents all the modules involved in the experiments. A flexible coupling architecture was defined to adapt the most relevant model to particular scientific application. Consequently, following the CLIVAR-AFRICA (1999) advices, a Regional Climate model (RCM) has been chosen (see also Jenkins et al. 2002) to be implemented within the atmospheric module of the coupling system. A part of the continental processes has been treated by a Surface Vegetation Transfer model (SVAT) while the hydrologic surface processes have been driven by using a physically-based and

distributed model. The multi-models ensemble produces its own communications in a “two-way” coupling through data upscaling/downscaling interfaces.

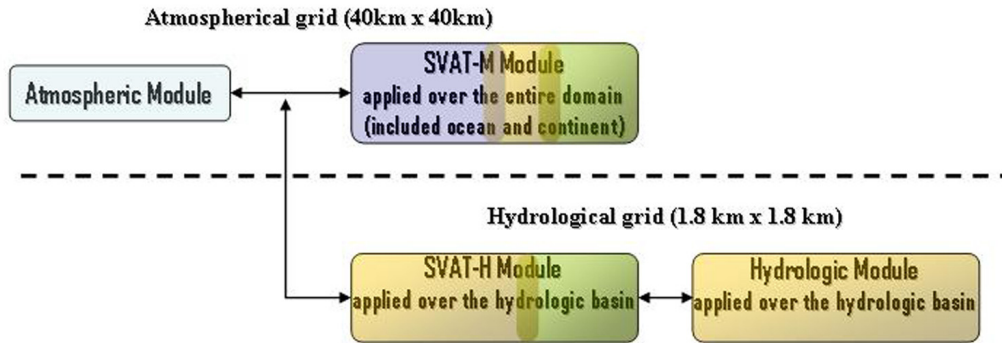


Figure 1: Multi-models ensemble, the associated modules and the spatial resolution of each component.

The RCM chosen for this WAM application is the MAR (Modèle Atmosphérique Régional) that presents reasonable simulation of several WAM characteristics (Gallée et al., 2004; Messenger et al., 2004, C.pap.). MAR is classically associated with a SVAT model – the SISVAT (Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer) model (De Ridder and Schayes, 1997; De Ridder and Gallée, 1998; Gallée et al., 2001) – adapted to the RCM at the same square horizontal resolution (40km x 40km). This SVAT coupled with the RCM-MAR will be called SVAT-M in the following.

The hydrologic simulations were performed with the physically-based and spatially distributed ABC (Cappelaere, 2001) model specially designed for Sahelian region where hydrology is of Hortonian type. A description of ABC is provided in the C. pap. It is here applied over the Sirba basin (39000 km<sup>2</sup>) where an effective coupling does exist.

ABC was also coupled with a SISVAT model. However, even if it is the same module as the SVAT-M with the same physics and functionalities, it had to be adapted to the ABC horizontal high resolution. Hereafter it will be named SVAT-H.

Over the Sahelian region, the SVAT-H model is then devoted to simulate (i) interception of rain by the canopy, humidity and radiation; (ii) water vertical distribution within seven unevenly spaced soil layers (depths: 0.002m , 0.006m,

0.02m, 0.06m, 0.2m, 0.6m 2m), (iii) evaporation through bare soil, and (iv) transpiration and root water extraction from the soil layers by the vegetation.

Both the SVAT-M and SVAT-H models control the entire water and radiation budget within the canopy. The hydrologic model controls soil water infiltration and water routing at the soil surface, as well as lateral exchanges between hydrologic cells. Finally, within the multi-models ensemble, the same single SVAT module used in two ways. The first one (SVAT-M) performs water and energy budget at the coarse RCM horizontal resolution over the continental surface. The second one (SVAT-H) realizes the same budgets but at the hydrologic scale and only over the Sirba coupling zone. The same SVAT used for these two applications allows having exactly the same physics for both scales.

Figure 2 presents the processes treated by each module and the exchanges which are involved. The scheme is vertically organized with the atmospheric part at the top, the hydrologic part at the bottom while the SVAT parts are in the middle. Going from the atmosphere to the soil the successive steps are the following:

- (1) The atmospheric model provides turbulent and radiative fluxes to the SVAT-M right above the canopy. This operation does not require specific action and is just a simple exchange because the square SVAT-M meshing is exactly the same as the atmospheric one. This exchange is realized under the entire atmospheric domain covering both the continental and oceanic surfaces.
- (2) At the same time, the atmospheric model provides turbulent and radiative fluxes above the canopy to a downscaling module that has to be applied to the atmospheric fluxes in order to overcome the scale gap in grid spacing between the RCM and the SVAT-H module. Since the atmospheric fields are substantially coarser in resolution than the grid spacing of the hydrologic model, a bias could be expected in the hydrologic simulation. A downscaling could be then developed in order to improve some atmospheric fields such as precipitation. This field is the most important for the hydrologic part and could be for example treated by considering finer-scale structure related to

unresolved scales of topography. For a sensitivity study, this physically-based spatial disaggregation is not activated and the downscaling used here is based on flux/area considerations. Over the coupling zone, when the larger atmospheric cell (40km x 40km ) entirely overlaps a hydrologic cell, the atmospheric fluxes are applied to this hydrologic cell. If a hydrologic cell is overlapped by several atmospheric cells, the exchanged fluxes between the atmospheric and the surface cells are computed by a weighted combination of the overlapping areas.

- (3) After the moisture and energy fluxes downscaling from the atmospheric to the hydrologic scales is realized, they are transmitted to the SVAT-H module which intercepts a part of these fluxes at the canopy top. For the particular case of rain, a part of it can also be intercepted by leaves and stems of the vegetation.
- (4) The water that is not intercepted by the canopy directly falls on the soil surface and is then considered as the hydrologic input. The spatially distributed hydrologic model then separates this water into an infiltrated flux (dependent on soil characteristics and antecedent soil water content) and a runoff part that could be routed in the hydrographic network. The soil moisture amount is, at this step, and over the catchment totally controlled by the hydrologic model. Note that the antecedent soil moisture is one of the main factors that influence the runoff/infiltration partitioning. The antecedent soil water status is provided by the integration of the soil moisture along vertical profile computed by the SVAT-H module. This integrated value is given to the hydrologic model at the same time as the water falling on the soil.

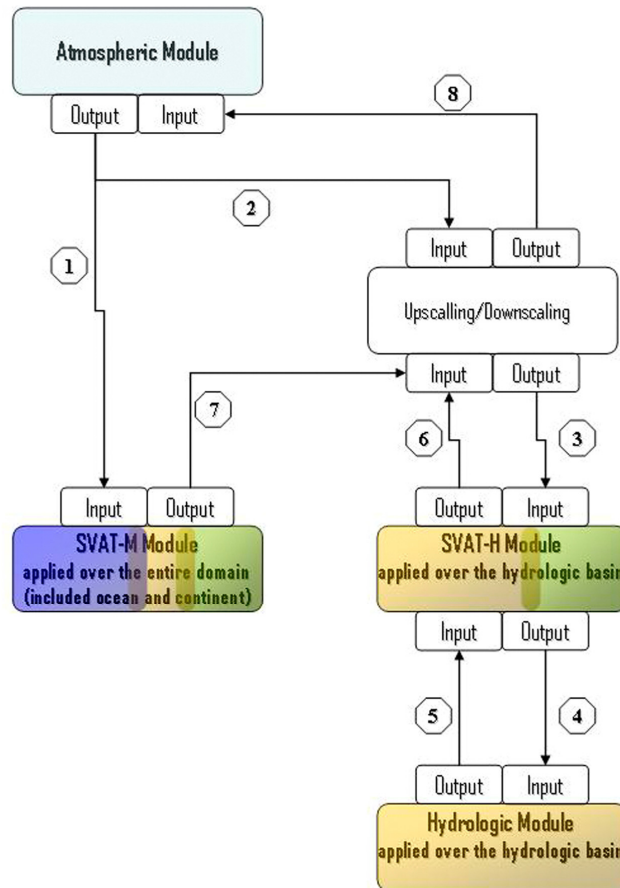


Figure 2: Multi-models ensemble architecture and exchanges.

The first four steps should be seen as a forcing process from the atmosphere to the soil surface through two SVATs applied at two different space scales. Nevertheless, since the goal of this work is to study retroactions between the modules, the response of the surfaces to the atmosphere required the following additional steps:

- (5) Since the hydrologic module has already made the partition of rain between infiltration and runoff (step 4), the resulting soil moisture content is given to the SVAT-H module which realises its vertical distribution within the SVAT-H layers. This moisture is thus making available for root extraction, transpiration, evaporation (water balance) and plays a role in the energy

balance. The vertical moisture distribution will be used at the next time step of calculation for the exchange (4).

- (6) and (7) Recombined sensible and latent heat fluxes from the canopy could then be provided to the atmosphere through an upscaling process since the SVAT-H produces fluxes at finer scale than the one required by the atmospheric module. Over the entire domain the SVAT-M produces fluxes over the square atmospheric mesh. Where the coupling with the hydrologic model is deployed, a redundant solution exists between the SVAT-H and the SVAT-M modules. When the larger atmospheric cell is entirely overlapping by the hydrologic cells, these latter are considered as the predominant solution by the coupling ensemble and are simply gathered with a weighted area-based aggregation within the 40km x 40km cell. However, since the SVAT modules do not have the same spatial resolution, numerous zones exist where the coarser atmospheric cells could not be entirely constrained by the SVAT-H cells. In that case, the exchanged fluxes between the continental surface and the atmosphere are computed by a weighted combination based on the overlapped areas. Finally, where no coupling exists with the hydrologic module, the solution provided by the SVAT-M is chosen.
- (8) After the upscaling operation, the turbulent and energy flux fields at the atmospheric scale are communicated to the RCM. A new RCM time integration is then performed and the coupling cycle restarts at point (1).

#### **4 Simulation domain and numerical experiments**

The atmospheric regional domain covers Western Africa - from 27°W to 12°E and from 5.5°S to 27°N (see C.pap.). The RCM is nested into the ECMWF-ERA15 reanalysis.

The horizontal grid spacing is 40 km x 40 km. The vertical grid is represented with 40 vertical levels irregularly spaced, producing a finer resolution close to the surface.

The first level is ten meters above the surface. For this study, the RCM was integrated over one year (January to December 1984). The particularity and the interest of this year were detailed in the C.pap. . By choosing a dry year with a weak level of atmospheric moisture, the interactions between precipitation and surface conditions are not hidden by a significant influence of incoming fluxes of moisture from the synoptic scale. The part of the water cycle signal associated with the surface fluxes is consequently easier to capture.

The first four months were regarded as spin up period for equilibrating the soil water budget during the dry wintertime season and for evacuating excessive soil moisture initially introduced by the ERA15 reanalysis (see C.pap.).

For this preliminary study, the simulations were performed on the Sirba catchment (39000 km<sup>2</sup>) which is one subcatchment of the Niger basin. It is located within the Sahelian region between 12°N and 14.5°N, and between 1.5°W and 1.8°E (see Fig. 2 of the C.pap.) The outlet position is roughly 13°44'N, 1°36'45''. The Sirba hydrologic characteristics and the forced simulation performed with both observed and simulated precipitation are also detailed in the C.pap. . The hydrologic model ABC operates at a horizontal grid spacing of 0°01 min (around 1.8 km x 1.8 km).

Four experiments are considered in the present study. The modules used in each of them are listed in Table 1.

Experiments	Modules				
	RCM-MAR	SVAT-M	SVAT-H	ABC <sup>(1)</sup>	ABC <sup>(2)</sup>
E <sub>ref</sub>	x	x			
E <sub>1</sub>	x	x	x		
E <sub>2</sub>	x	x	x	x	
E <sub>3</sub>	x	x	x		x

Table 1 Modules used in the numerical experiments. <sup>(1)</sup> With calibrated values of  $K_S$  and  $n$  (see part I of the paper); <sup>(2)</sup> with tuning of  $K_S$ .

$E_{ref}$  is the forced atmospheric reference experiment fully detailed in the C.pap. . This experiment contains only a classical coupling between MAR and its associated SVAT (SISVAT) over the horizontal resolution (40 km x 40 km).

The  $E_1$  experiment was aimed at evaluating the influence of the high resolution SVAT-H applied over the Sirba catchment but without partitioning rainfall between infiltration and runoff and routing surface water by the hydrologic model.

The  $E_2$  experiment has been built by gathering all the models (MAR, SVAT-M, SVAT-H, ABC). It represents the fully (“two-way”) coupled experiment over the Sirba catchment. The soil parameters namely saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ), soil water pressure at wetting front, soil porosity, initial volumetric water content, and Manning roughness coefficient ( $n$ ) required by the hydrologic model are those determined in the forcing experiment performed with observed daily precipitation fields and an intra-hourly temporal disaggregation scheme ( $OH_1$  experiment of the C.pap.).

Finally, the  $E_3$  experiment used the same modules as  $E_2$  but the  $K_s$  values were tuned in order to better simulate runoff (resp. infiltration) all along the monsoon season (see Section 7). This experiment allows underlining the feedbacks of the hydrology to the atmosphere via the SVAT-H module. It also permits to highlight and quantify the role of the hydrologic module compared to the others in the multi-model ensemble applied over the Sahelian region.

In the following, most of the results are presented and analysed in terms of difference between the experiments  $E_{i (i=1 \text{ to } 3)}$  and  $E_{ref}$ .

### **5 Effects of the local SVAT-H module ( $E_1$ experiment)**

The analysis of the  $E_1$  experiment permits to underline the role played by an increase of spatial resolution of the SVAT model. The resolution of the SVAT-H module applied only over the Sirba catchment is roughly 1.8 km x 1.8 km while the SVAT-M and the RCM operate at a horizontal grid spacing of 40 km x 40 km.



Fig. 3 presents the atmospheric and the soil water balances for two periods: from May to October (MJJASO) and from June to August (JJA). The latter period is commonly retained to study the summertime WAM period.

An area-averaged water conservation equation is considered:

$$\Delta S = (E + C) - P \quad (1)$$

where  $\Delta S$  is the atmospheric water storage change,  $E$  is the evapotranspiration (evaporation from bare soil plus transpiration by vegetation),  $P$  is the precipitation and  $C$  is the convergence of vertically integrated atmospheric water flux ( $Q$ ) which can be expressed:

$$C = -\text{div } Q \quad (2)$$

The time integrated atmospheric water storage can be neglected beyond roughly 7 days and then:

$$C = -\text{div } Q = P - E \quad (3)$$

Fig. 3b shows that during MJJASO,  $C$  takes the same value as in the  $E_{\text{ref}}$  experiment. However it results from a simultaneous decrease of  $P$  and  $E$  (-11 mm). The same behaviour is observed during JJA (Fig. 3f) with a reduction of 8.5 mm. The decrease of the two terms of the water balance mainly occurs during JJA period. Compared to the reference experiment, the decrease of  $E$  could be related to (i) a change in the soil moisture that would lead to a smaller water quantity available for the latent heat flux, and/or (ii) a change in the energy available to maintain the latent heat flux.

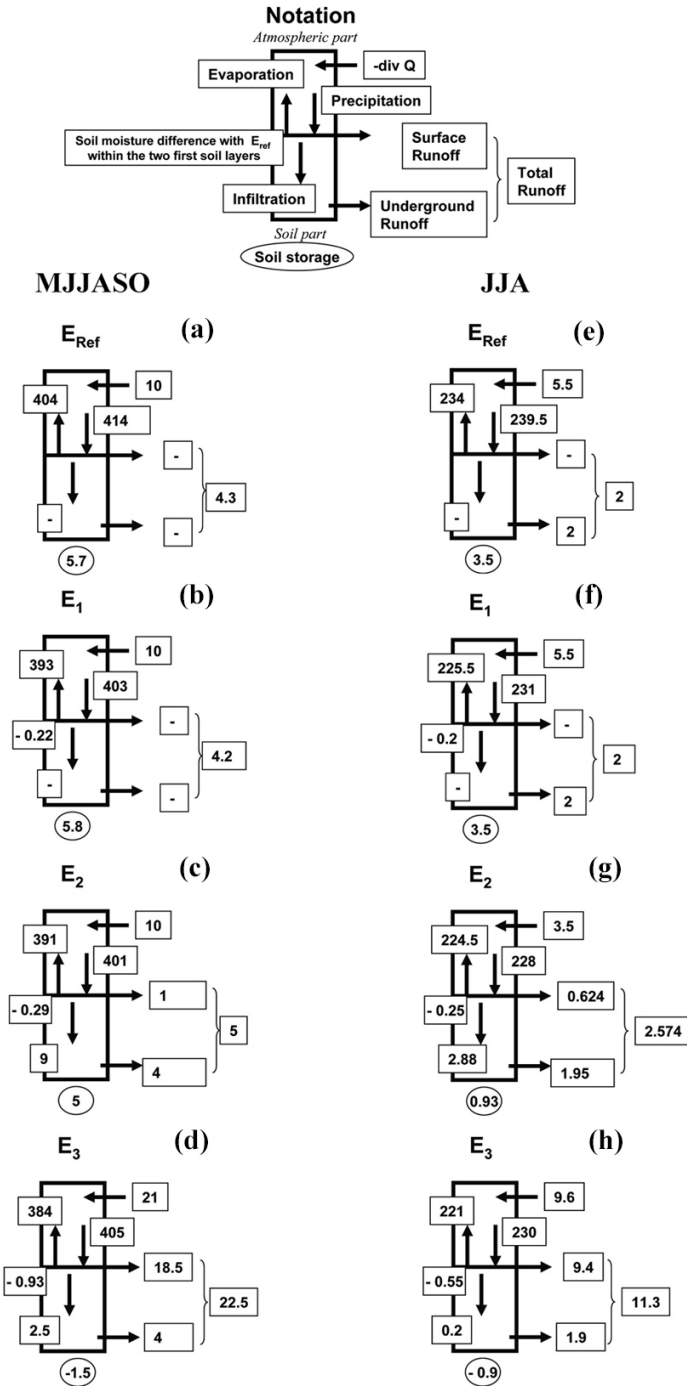


Figure 3: Combined atmosphere and soil water balance: seasonal (from May to October – left column) and summertime (from June to August – right column) mean values (mm) of the different components for the four experiments ( $E_{ref}$  to  $E_3$ ).

The former possibility could be retained because of the P deficit along the entire season (Fig. 4) and the same runoff produced by the SVAT-H in the  $E_1$  experiment compared to the  $E_{ref}$  one. Consequently, there is a drying of the soil surface.

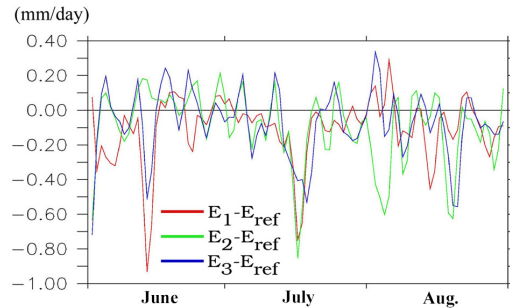


Figure 4: Summertime (JJA) precipitation differences (mm) between the experiments  $E_1$  and  $E_{ref}$  (red line),  $E_2$  and  $E_{ref}$  (green line), and  $E_3$  and  $E_{ref}$  (blue line).

The latter possibility should be linked to a change in the global surface albedo (bare soil plus vegetation) as illustrated by Fig. 5a which shows that the  $E_1$  albedo is always higher than the  $E_{ref}$  one (from 3.5% to 9%). This variation is due to a different prescription in the vegetation characteristics and not to the albedo of the dry bare soil. Indeed, the dry soil albedo was prescribed from the soil type obtained from the FAO database (see C.pap.) at a horizontal resolution of roughly 10km. Interpolation over the SVAT-M and SVAT-H grids was thus realized through a spatial moving average. The relative horizontal homogeneity of the soil types over the Sirba region did not generate important difference in the interpolation realized either at 1.8 km x 1.8 km or at 40 km x 40 km spatial resolution. That is not the case for the vegetation coverage for which the decadal Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (see C.pap.) used to infer vegetation colour and Leaf Area Index (LAI) presents, in the coupling zone, important spatial discontinuities that induce different interpolated results with a spatial moving average. Since the vegetation is prescribed both in time and space, a difference with the reference experiment is thus introduced in the SVAT-H module. This difference combined with lower precipitation, responsible for smaller soil surface moisture, induces higher albedo values (De Ridder and Schayes, 1997).

The spatial variability of the difference of the global albedo is shown in Fig. 5b for the Sirba region. It can be seen that a zone (centred around 13.6°N and 0.05°W) with an important albedo increase (+15% to +30%) is surrounded by a small zone with a lower albedo (-5% to -10%) compared to the albedo of the  $E_{ref}$  experiment.

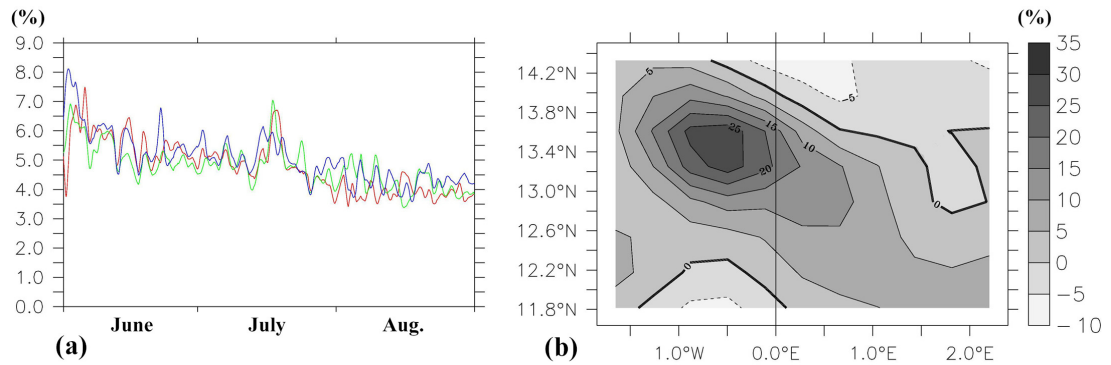


Figure 5: (a) Summertime (JJA) time series of albedo differences (in %) between the experiments  $E_1$  and  $E_{ref}$  (red line),  $E_2$  and  $E_{ref}$  (green line), and  $E_3$  and  $E_{ref}$  (blue line). (b) Spatial mean summertime (JJA) differences (%) between  $E_1$  and  $E_{ref}$ .

The higher values of the global albedo lead to a reduction of available energy at the land surface. Consequently, the latent ( $H_L$ ) and sensible ( $H_S$ ) heat fluxes are reduced (Fig. 6). Figure 7 also shows that the  $H_L$  (Fig. 7b) is the most sensitive (must be related to the P decrease, see after) to the albedo increase (up to 30% less than in  $E_{ref}$ ) while  $H_S$  (Fig. 7a) presents weaker but still significant differences with the one of the  $E_{ref}$  experiment.

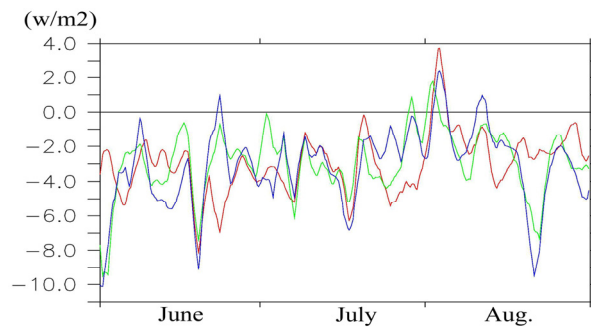


Figure 6: Summertime (JJA) time series of the difference of ( $H_S+H_L$ ) (in  $W/m^2$ ) between the experiments  $E_1$  and  $E_{ref}$  (red line),  $E_2$  and  $E_{ref}$  (green line), and  $E_3$  and  $E_{ref}$  (blue line).

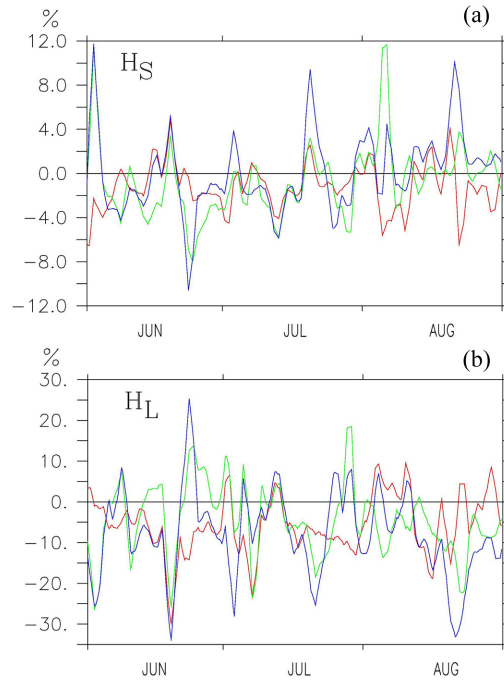


Figure 7: Summertime (JJA) time series of the difference (in %) between the experiments  $E_1$  and  $E_{ref}$  (red line),  $E_2$  and  $E_{ref}$  (green line) and  $E_3$  and  $E_{ref}$  (blue line) for sensible (a) and latent (b) heat fluxes ( $H_S$  and  $H_L$ , respectively).

These variations as well as the decrease of the soil moisture (Fig. 3b) can induce a change in the Convective Available Potential Energy (CAPE) which is defined as the amount of buoyant energy available to accelerate an air parcel vertically. It is expected that a difference in the CAPE values could negatively influence the convective precipitation which represents the major part of the total precipitation observed over this region (D'Amato and Lebel, 1998). The major part of the precipitation produced by the RCM has also convective origin (not shown). Since the convective precipitation – and the convective adjustment scheme – is a threshold phenomenon, weak CAPE variations can lead to important precipitation variations. Consequently, a modification in the partition of  $H_L$  and  $H_S$  as well as a decrease of the soil moisture can lead to a decrease of the atmospheric moisture and then induces a reduction in the convective cloud development. However, because it has not been possible to directly link the small CAPE variations (not shown) to the precipitation

differences observed in the  $E_1$  experiment, this point would need deeper investigations.

The higher  $E_1$  albedo compared to  $E_{\text{ref}}$  has an impact on the surface temperature (Fig. 8a) and on the temperature of the lower atmospheric layers. It should be noted that the zone where the temperature difference is the highest (around  $-0.5^\circ\text{C}$ ) corresponds to the region where the albedo has the higher positive difference with the  $E_{\text{ref}}$  experiment (Fig. 5b).

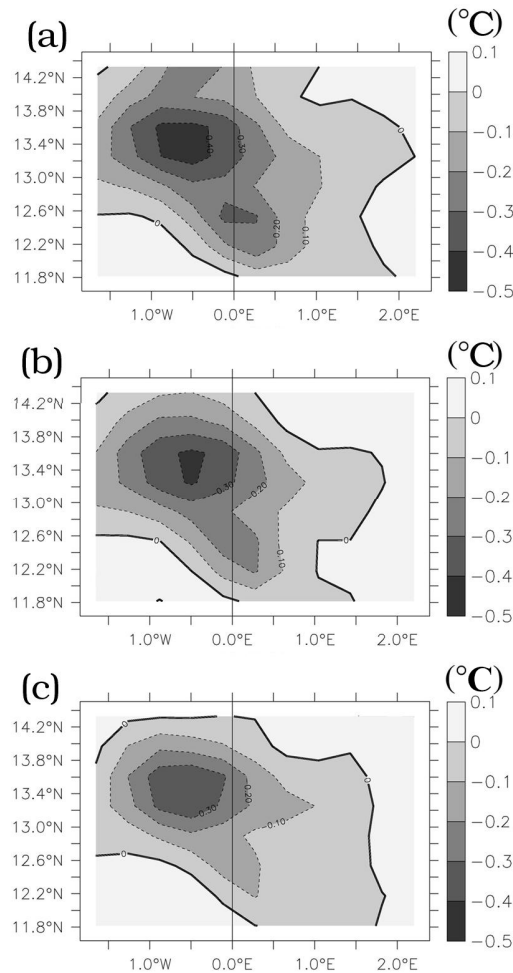


Figure 8: Summertime (JJA) surface temperature differences ( in  $^\circ\text{C}$ ) between the experiments  $E_1$  and  $E_{\text{ref}}$  (a),  $E_2$  and  $E_{\text{ref}}$  (b), and  $E_3$  and  $E_{\text{ref}}$  (c). Contour interval is  $0.1^\circ\text{C}$  and dashed lines represent negative values.

Figures 9a and 10a show the decrease of P and E in the middle of the coupling domain and near the region where the temperature and the albedo have been modified whereas a slight increase of P and E is simulated around it. The global decrease of P and E during JJA is thus related to this central coupling zone.

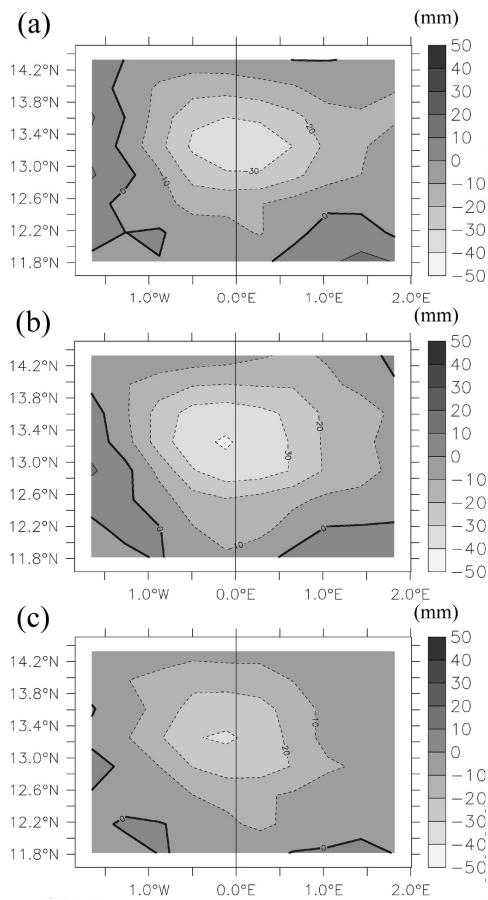


Figure 9: Summertime (JJA) cumulative precipitation difference (mm) between the experiments  $E_1$  and  $E_{ref}$  (a),  $E_2$  and  $E_{ref}$  (b), and  $E_3$  and  $E_{ref}$  (c). Contour interval is 10 mm and dashed lines represent negative values.

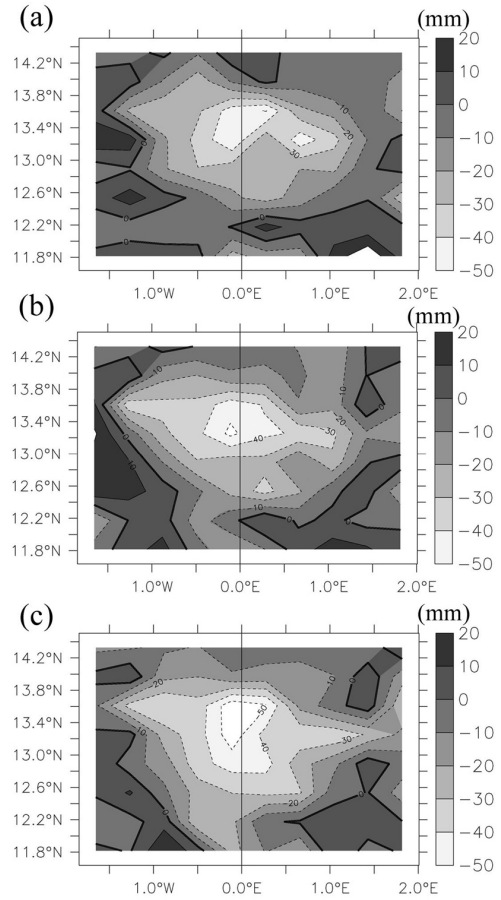


Figure 10: Summertime (JJA) cumulative evaporation difference (mm) between the experiments  $E_1$  and  $E_{ref}$  (a),  $E_2$  and  $E_{ref}$  (b), and  $E_3$  and  $E_{ref}$  (c). Contour interval is 10 mm and dashed lines represent negative values.

The relative invariability of the area-averaged water balance (C) (between the  $E_1$  and  $E_{ref}$  experiments, see Figs. 3a,b,e,f) hides spatial variations of the water vapour convergence presented in Fig. 11 where higher values in the  $E_1$  experiment clearly appear in the southern part of the coupling area.

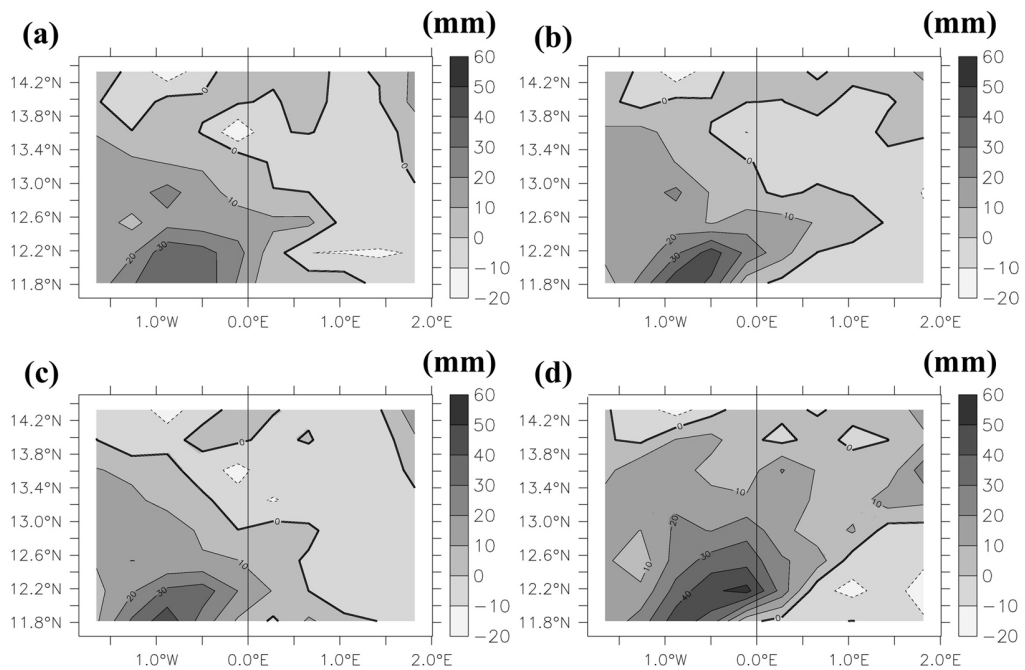


Figure 11: Summertime (JJA) cumulative water vapour convergence (mm) for experiments  $E_{ref}$  (a),  $E_1$  (b),  $E_2$  (c), and  $E_3$  (d). Contour interval is 10 mm and dashed lines represent negative values.

Considering the high spatial resolution SVAT-H has thus introduced spatial heterogeneities at a finer scale compared to the  $E_{ref}$  experiment. These heterogeneities lead to a change in soil water and energy budget but they do not introduce modifications on the large scale dynamics. Indeed, the differences observed in surface temperature between the  $E_1$  and  $E_{ref}$  experiments cause very local weak changes (not significant) in the dynamics of the lower atmospheric layers close to the soil, and no change at all can be detected when comparing the general circulation (meridional and zonal wind components) simulated in the  $E_{ref}$  experiment (see C.pap.). However, it is reminded that the present coupling experiment was performed over a small area



compared to the West African subcontinent. Consequently, the results concerning the dynamics must be confirmed for larger areas.

## 6 The fully coupled experiment ( $E_2$ ) including the hydrologic model

In this experiment, the hydrologic module is added to the previous  $E_1$  experiment (Table 1). The partition of the water arriving at the soil between runoff and infiltration is performed by the ABC model. The soil parameters ( $K_S$  and  $n$ ) were calibrated by forcing the model through a temporal disaggregation scheme of daily precipitation designed for a better representation of the convective part of the rainy events, usually observed over the Sahelian region (see C.pap.). Although it has produced satisfactory results, such a scheme cannot be introduced in the coupling architecture since it based on daily precipitation that are not compatible with the time step for exchanging fields between the coupled model.

Fig. 12 and Table 2 give the monthly flood volumes for the  $E_2$  and  $E_3$  experiments and their comparison with the values recorded at the outlet of the Sirba catchment.

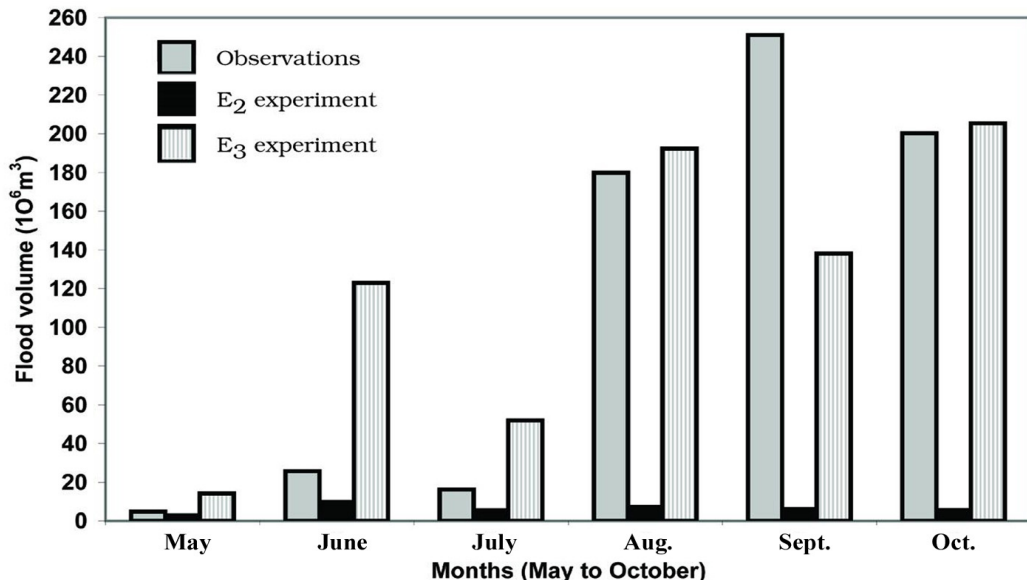


Figure 12: Monthly flood volumes simulated in the  $E_2$  and  $E_3$  experiment compared to measured values at the outlet of the Sirba catchment.

Experiments	Months						Total
	May	June	July	August	Sept.	Oct.	
$E_2$ ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	3.5	10.45	6.17	7.83	6.71	6.21	<b>40.87</b>
$E_3$ ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	14.15	123	51.9	192.37	138.11	205.41	<b>724.94</b>
Observations ( $\times 10^6 \text{ m}^3$ )	4.77	25.73	16.2	179.9	251	200.3	<b>678</b>

Table 2 Simulated monthly flood volume for the  $E_2$  and  $E_3$  experiments as compared to observed values.

It can be seen that the  $E_2$  experiment produces dramatic small values of discharge (total:  $\sim 41 \text{ Mm}^3$ ) as compared to the observations ( $678 \text{ Mm}^3$ ). This result was expected since the hydrologic forcing experiment (see C.pap.) performed with both the same soil parameters ( $K_s$ ,  $n$ ) and precipitation fields as the  $E_{\text{ref}}$  experiment induced a comparable underestimation. This is related to the lack of a temporal downscaling scheme placed between the RCM precipitation fields and the hydrologic model (see Section 3 and Fig. 2) calibrated with the observed disaggregated rain data. Indeed, the C.pap. has shown that the RCM model produces a too high number of low level events even if cumulative rainfall along a larger period was correctly simulated. This behaviour induces high values of infiltration (C.pap.) that cause low level discharge rates at the outlet of the catchment coupled with the atmosphere. However, the  $\text{OH}_1$  forced experiment (see C.pap.) produced a higher total flood volume (about  $50 \text{ Mm}^3$ ). This runoff diminution between the coupled and the forced experiment is due to (i) a decrease of the total amount of precipitation (see Fig. 3c) and (ii) a decrease of the daily precipitation rates simulated during July and August (Fig. 4) that is responsible for a higher number of low level events favourable to infiltration (see C.pap.).

Along the whole season (MJJASO),  $C$  (Eq. 3) is the same for the  $E_{\text{ref}}$ ,  $E_1$  and  $E_2$  experiments and the variations of  $P$  and  $E$  are roughly the similar (Fig. 3a,b,c). One can thus suppose that an important recycling of water exists between precipitation

and evapotranspiration. However, during summertime (JJA),  $C$  decreases for the  $E_2$  experiment compared to the  $E_1$  and  $E_{ref}$  ones (Fig. 3e,f,g).

During the two periods, a surface runoff is produced in  $E_2$  and the underground runoff decreases but slightly. The soil water storage in  $E_2$  then decreases compared to that of the  $E_{ref}$  and  $E_1$  experiments. The runoff over the surface produced by the hydrologic model is not treated by the classical one-dimensional vertical SVAT-H module, and the water laterally evacuated is then no more available for re-infiltration into the soil.

In terms of energy, it cannot be possible to underline significant modification in the balance between  $H_S$  and  $H_S$  in  $E_2$  compared as  $E_1$  and  $E_{ref}$  (Figs. 6 and 7) However, when considering the spatial distribution of the soil cooling in the  $E_1$  and  $E_2$  experiment (Figs. 8a,b), it should be noted that the  $E_2$  cooling is the lowest (but with a slight difference) of the two experiments.

In the  $E_2$  experiment (as in the  $E_1$  one), the atmospheric surface fluxes are modified by the coupling but these modifications do not induce any change on the lower troposphere dynamics.

### **7 A coupled experiment ( $E_3$ ) with a tuning of the hydrologic model**

The previous experiment has been performed by using the soil parameters ( $K_s$ ,  $n$ ) determined by the hydrologic model calibration and based on observed precipitation (see the above Section and C.pap.).

In order to examine the coupling sensitivity to those parameters and to improve the hydrologic response of the ABC model, a tuning experiment ( $E_3$ ) has been realized by decreasing  $K_s$  to induce higher runoff and lower infiltration. Note that this change could not generate right monthly overland flow volumes because it does not change the temporal (infra-daily and cumulative daily amount) precipitation sampling that is the cause of the deficiency in time variability of the discharge production. Such a tuning thus produces monthly discharge corresponding to the RCM monthly

overestimation and underestimation simulated precipitation as it has been explained in the C.pap. .

However, the method could bring some relevant information about the coupling sensitivity to the soil parameters and provides a better soil humidity with a better seasonal total flood volume ( $\sim 725 \text{ Mm}^3$ , Table 2). Such a result has been obtained by dividing the  $K_S$  values (for all soil classes) of the  $E_2$  experiment by a factor 5.7 It is well recognized in soil physics (e.g. Vauclin, 1983; Kutilek and Nielsen, 1994) that  $K_S$  values differing from less than one order of magnitude are not significantly different due to their experimental uncertainties in their determination as well as their scale dependence. However, when considering monthly runoff (Fig. 12 and Table 2), it appears that for the May to July period, the simulated values are overestimated by a factor 4 compared to the observations, and are underestimated by a factor 1.18 from August to October. Consequently, even if the seasonal flood volume is just weakly overestimated (Table 2), the  $E_3$  experiment could not be considered as realistic from the hydrologic point of view because of its bad temporal rate discharge distribution (Fig. 12). Nevertheless, the soil moisture has been reduced (Fig. 3d and 3h) with a spatial distribution relying on the spatial land use heterogeneities of the Sirba catchment (see C.pap.).

Considering the internal part of the soil, an increase of the surface runoff in the  $E_3$  experiment produces an inverse variation with higher amplitude in soil moisture, soil storage and underground runoff as compared to the  $E_2$  experiment (Fig. 3c and g). Providing that the albedo is comparable to the other experiments (Fig. 5a), the decrease of soil moisture and consequently of  $H_L$  (that is the lowest of the three experiments, Fig. 7b) leads to a  $H_S$  increase (Fig. 7a) for the  $E_3$  experiment when compared to the others. This reduction of  $H_L$  induces a decrease of the  $E_3$  soil temperature difference with  $E_{ref}$  experiment in the middle of the coupling zone (Fig. 8c) compared to the difference of  $E_2$  and  $E_1$  with the  $E_{ref}$  experiment.

The mean difference of the soil temperature during JJA between  $E_3$  and  $E_{ref}$  is then also the lowest of the three experiments.

The atmospheric water balance has been significantly modified in the  $E_3$  experiment (Fig. 3d, h): the water vapour convergence ( $C$ ) has been multiplied by approximately a factor 2 both during all the season (MJJASO) and summertime (JJA) (21 mm and 9.6 mm, respectively). The increase of  $C$  compared to the  $E_{\text{ref}}$  experiment is especially marked in the southern part of the coupling zone (Fig. 11d) while the evapotranspiration in the  $E_3$  experiment has continuously decreased. This can be explained by the lower moisture of the first soil layers and the difference between the hydraulic conductivity of the deep (managed by the SVAT\_H module) and the surface (managed by the hydrologic model) soil layers. Indeed, the conductivity of the latter ones are much lower (mean over the whole basin: 0.55 mm/h) than the one prescribed in the SVAT-H module (roughly 7 mm/h). Consequently the water could be rapidly transferred to deeper soil layers and is thus no more available for direct evaporation even if it remains usable for the transpiration through the plant root uptake.

## 8 Discussion and conclusions

The multi-models ensemble tested here was composed of three modules containing three legacy models adapted for West Africa and particularly to the Sahelian region (see C.pap.) The SVAT module was used over the entire atmospheric domain as well as over the Sirba catchment with a grid refinement. The results obtained with the multi-model ensemble are summarized in the following.

- (i) The  $E_1$  experiment (Section 5) has shown that the difference in vegetation characteristics obtained after interpolation realized for the SVAT\_H data prescription (vegetation colour, LAI) have an impact on the global surface albedo. The water and energy budget are consequently modified over the Sirba basin.
- (ii) The precipitation and evaporation have decreased and a drying of the top soil layers is simulated when the SVAT-H module is implemented. When adding the hydrologic model ( $E_2$  experiment calibrated by observed precipitation) that fully

controls the surface runoff, the aforementioned behaviour is amplified for all the components of the water balance. Since the  $E_2$  experiment produces high infiltration rates (resp. small runoff) and a fast soil drying compared to the  $E_{ref}$  and  $E_1$  experiments, it can be alleged that the soil hydraulic conductivity prescribed in the SVAT-H model is too high when it is used to process surface runoff as in the  $E_1$  experiment (the spatial mean infiltration rate is 7 mm/h when it is prescribed with the USDA classes – see C.pap. - while it reaches a mean of 3,2 mm/h obtained by the model calibration described in the C.pap. and used in the  $E_2$  experiment). However, it is reminded that this remark on the infiltration rates cannot be generalized for higher scale such as the SVAT-M one with its horizontal resolution (40 km x 40 km).

(iii) The tendencies of the  $E_2$  experiment are amplified in the  $E_3$  experiment concerning the water balance: an amplification of the drying of both the soil surface layers and the entire profile. However, for the experiments  $E_1$ , and  $E_2$ , the evaporation and the precipitation simultaneously decreased with a similar magnitude. In the  $E_3$  experiment the diminution of the evapotranspiration is the highest of the three experiments while the precipitation reaches the value close to the one simulated in the  $E_1$  experiment whereas the soil moisture is the lowest of the three experiments. The soil cooling observed in the  $E_1$  and  $E_2$  experiments is then weaker in the  $E_3$  experiment.

Finally the grid refinement of the SVAT-H module introduces a surface perturbation - compared to the reference experiment - that modifies the soil water balance and the surface energy budget by a change of the albedo. Anyway, the infiltration prescribed in the SVAT-H module seems exaggerated but could be counterbalanced by the adjunction of a hydrologic model in order to manage infiltration in the first soil layer. Indeed, the hydrologic model is able to change the horizontal and vertical distribution of soil moisture that could then modify the water and energy budget in relation with high resolution distribution of land use, soil type and vegetation. The  $E_3$  experiment has thus underlined the fact that the tuning of the hydrologic model is responsible for a correction of the  $E_2$  experiment towards the  $E_{ref}$  experiment in terms of surface

temperature and precipitation whereas the evapotranspiration is still driven by the soil moisture content in the first soil layers.

At least, the SVAT-H module has an important impact on the soil water balance and energy budget, but the former influence could be modulated by the hydrologic model which can also induce a modulation in the soil energy budget.

(iv) The  $E_2$  and  $E_3$  experiments have shown the major sensitivity of the hydrologic model to the soil hydraulic conductivity,  $K_s$ , that indirectly controls the water and energy balances of the SVAT model. The importance of this parameter has been already clearly outlined in the context of the Hydrologic Atmospheric Pilot EXperiment (HAPEX)-Sahel (Goutorbe et al., 1994).

As a matter of fact, several authors (Peugeot et al., 1997; Vandervaere et al., 1998 among others) showed that soil surface crusting, by reducing the soil infiltrability (Hillel, 1971) is a major physical factor explaining the runoff generation over Sahelian watersheds, whereas the vegetation plays a weaker role. Moreover, the modelling work of Braud et al. (1997) strengthened the experimental results of Peugeot et al. (1997) and showed that runoff is predominant in crusted areas, while infiltration is dominating elsewhere. However, by extracting water from the soil profile – of which the rate depends on the rooting system distribution and the amount of available soil water storage -, vegetation through its transpiration brings moisture to the atmosphere; and in turn, affects the atmospheric boundary layer. Consequently, the infiltration has a direct and indirect influence on both the hydrologic and atmospheric components, respectively, as shown in the present study.

(v) The coupling system hydrology/land-surface/atmosphere seems to be sensitive to the surface parameters at a local scale (here a catchment of roughly 39000 km<sup>2</sup>). It has been checked that the simulated differences generated by the coupling system versions do not influence the global dynamics of the WAM presented in the C.pap. . However, the enlargement of the coupling area to several other Sahelian catchments (or other regions) could deeply modify water balance and surface energy budget. The consequences of this energy budget variation should have an impact on the WAM

dynamics in the low troposphere because at the mesoscale, the complex interactions between atmosphere and local hydrology are able to either reinforce or reduce the synoptic-scale effects, for example for the weak convection in the opening and closing phases of the wet season (Le Barbé and Lebel, 1997).

(vi) The present study has also underlined the role of the top soil wetness in controlling the partition between latent and sensible heat fluxes, whereas the C.pap. has shown that the prescription of the soil humidity can influence the water budget for a long time. The results reinforce the importance of the antecedent soil moisture on the spatial variability of the precipitation fields over the Sahelian region (Dolman et al., 1997; Gash et al., 1997; Taylor et al., 1997). A correct description of the initial soil wetness then appears as a major point to focus on, for a coupling simulation. The use of dedicated products such as the future soil wetness database developed in the African Land Data Assimilation Systems (ALDAS) project could bring valuable initial fields.

(vii) Both the results of the C.pap. and the present paper show that the multi-models ensemble which has been deployed underlines the bias and the problems of each model introduced in the coupling architecture and lead to make the main following suggestions: (1) the improvement of precipitation temporal resolution within the RCM, or the development of temporal disaggregation for the RCM precipitation fields when these fields are devoted to force some hydrologic models, (2) the study of the scale dependence of soil characteristics such as the  $K_S$  parameter.

**Acknowledgments** The research is a part of the PPL3-COUMEHY project funded by the French program ACI-GRID 2001 (Ministère de la Recherche). It is also a contribution of the European project DEISA (Distributed European Infrastructure for Supercomputing Applications) coordinated by CNRS. All major computations were realised with the CNRS-IDRIS computing resources. Authors particularly thank the Niger-DRE (Direction des Ressources en Eau) for the access to the Sirba river



discharge data. The IRD, ECMWF, and GLC institutions were helpful for providing the authors with their indispensable datasets.



## 9 Conclusions du Chapitre III

La première partie de ce chapitre a été consacrée à l'évaluation d'un ensemble de modèles utilisés dans l'optique de leur couplage dans le cadre de la Mousson Ouest Africaine et plus spécifiquement sur le bassin versant de la Sirba situé en zone Sahélienne. Cette étude a été menée au travers de simulations en mode forcé réalisées à l'aide du modèle atmosphérique MAR et du modèle hydrologique ABC.

Le modèle MAR a montré sa capacité à reproduire les principales caractéristiques de la mousson d'un point de vue dynamique et d'un point de vue des régimes pluviométriques sur plusieurs sous zones climatiques. Parmi celles-ci, c'est la zone Sahélienne pour laquelle le modèle MAR affiche les meilleures performances au niveau du cumul pluviométrique, mais aussi du cycle saisonnier. La bonne représentation des précipitations aux échelles mensuelles et hebdomadaires mérite ainsi d'être soulignée.

Le modèle hydrologique ABC quant à lui, a permis de mettre en évidence l'importance considérable de l'échantillonnage temporel fin des précipitations pour décrire correctement les événements convectifs (fournissant la majeure partie des précipitations en zone Sahélienne) afin de pouvoir simuler des écoulements de surface réalistes. En effet le modèle hydrologique ne prenant en compte que les processus de type Hortonien (prépondérants dans la zone d'étude) et la description d'un événement convectif ne pouvant se faire qu'à des échelles de temps infra horaires, une résolution temporelle de cet ordre s'est avérée nécessaire pour produire des simulations hydrologiques acceptables. Cela a pu être montré par de la mise en place d'un schéma de désagrégation temporelle des pluies journalières observées.

Le forçage du modèle hydrologique par les champs de pluie issus du modèle MAR a ensuite été réalisé, mais la quantité importante d'événements de faible intensité simulés par le MAR a conduit à une forte sous estimation des débits simulés par ABC. L'utilisation de l'algorithme de désagrégation temporelle des pluies a permis de

corriger ce comportement et de renforcer les conclusions faites sur l'importance de l'échantillonnage infra horaire des précipitations.

La suite de ce chapitre a été dévolue au couplage des modèles patrimoines atmosphériques et hydrologiques à l'aide de la technologie CORBA. Après avoir décrit la méthode et le logiciel de prétraitement permettant les échanges d'informations surfaciques entre les maillages très différents des modèles (deuxième partie de ce chapitre), les premières expériences couplées ont été menées et analysées dans la troisième partie. Celles-ci ont été réalisées en mettant en œuvre les modèles MAR et ABC ainsi qu'un modèle SVAT (le SISVAT) appliqué à la fois au maillage atmosphérique (40 km x 40 km, SVAT-M) et au maillage de fine échelle (1.8 km x 1.8 km, SVAT-H) du bassin de la Sirba. La sensibilité de l'ensemble du couplage aux ajouts du SVAT haute résolution et du modèle hydrologique a été étudiée. L'impact du raffinement de grille opéré dans le SVAT associé à l'échelle hydrologique s'est traduit par des modifications de l'albedo, de la température de surface, du bilan énergétique et du bilan en eau du bassin que le modèle hydrologique a permis de moduler.

Ainsi, le couplage a mis en évidence un certain nombre de rétroactions entre le sol et l'atmosphère à l'échelle du bassin hydrologique. Ces rétroactions ont principalement lieu sous forme de flux de chaleur latente et sensible mais ne semblent pas avoir impacté la dynamique atmosphérique. Toutefois, gageons que cela est dû à la faible couverture surfacique du bassin hydrologique couplé à l'atmosphère par rapport à la taille des processus de dynamique atmosphérique mis en jeu à l'échelle du sous continent ouest africain.

**CHAPITRE IV**

**UN COUPLAGE SANS COUPLEUR**



## **1 Le couplage, mode ou nécessité ?**

La nécessité d'ouverture de nombreuses disciplines scientifiques vers des domaines qui leur sont immédiatement contigus se fait de plus en plus courante. Dans les sciences de l'environnement par exemple, les premières expériences de couplage à grande échelle entre l'océan et l'atmosphère ont commencé il y a plus de 15 ans (une revue des premiers travaux de couplage océan-atmosphère est fourni dans WCRP, 1995 et Meehl, 1995). En précisant que l'atmosphère est le forçage principal de l'océan et que ce dernier est un des forçages principaux de la première, on comprend aisément qu'une fois les processus intrinsèques à chaque système pris en compte de façon satisfaisante, apparaît alors le besoin d'avoir une meilleure représentation et une interaction réelle entre les systèmes afin d'en raffiner les simulations. Ceci par exemple, dans le but de mieux modéliser (pour mieux prévoir) le système climatique terrestre en y introduisant de nouveaux degrés de complexité. C'est de la même analyse qu'est née l'idée d'un couplage entre les surfaces continentales et l'atmosphère (cf. Chapitre II et Introduction générale).

Bien évidemment, les sciences de l'environnement ne sont pas les seules concernées par ce besoin d'associer plusieurs disciplines scientifiques ayant trait à des thématiques voisines. C'est aussi le cas de la cosmologie, de la chimie, des sciences de l'ingénieur et des sciences du vivant.

Toutefois, en même temps qu'apparaissent ces initiatives de couplage multidisciplinaire, certains se posent la question de l'utilité et de la pertinence de cette solution. La question est en fait la suivante : « le couplage d'applications est-il nécessaire ? Ne serait-il pas plus opportun d'écrire des applications qui rassembleraient l'ensemble des connaissances nécessaires à de telles études ? ». Dans le cas d'applications simples il peut apparaître qu'il soit plus facile d'écrire un code spécifique ou de fusionner plusieurs codes plutôt que de se lancer dans un couplage d'applications. Par contre, lorsque les phénomènes étudiés se complexifient et requièrent un haut degré d'expertise dans chacune des disciplines, le couplage

d'applications semble incontournable. En effet, dans ce cas, les connaissances nécessaires pour développer des modèles, les évaluer et les utiliser, sont trop importantes pour être rassemblées par une seule entité, qu'elle soit humaine ou informatique. Avec cette dernière phrase apparaît immédiatement la notion de codes ou de modèles « patrimoines » propres à chacune des disciplines. En fait, les scientifiques d'une discipline donnée développent leurs modèles et acquièrent une expertise dans leur propre thématique. Dès que ceux-ci vont vouloir enrichir leur modèle en y ajoutant de nouveaux processus, ils vont devoir bien souvent se tourner vers d'autre(s) code(s) patrimoines d'autre(s) discipline(s) scientifique(s). La réponse à la question un peu provocatrice posé dans le titre de ce paragraphe est donc assurément : « Non, le couplage n'est pas une mode mais une nécessité dans le cadre d'applications multi disciplinaires ».

## **2 Le calcul réparti à grande échelle / Les grilles de calcul / GRID**

De toute évidence, dans les faits, le couplage d'applications multi physiques, multi échelles ou multi processus au sens large n'est pas une idée nouvelle et se développe très rapidement. Toutefois, la diversité des disciplines concernées, l'impossibilité de connaître a priori les couplages futurs et la complexité des modèles mis en jeu constituent autant de défis pour la communauté du calcul scientifique. De plus, les applications à considérer nécessitent souvent des environnements de calcul puissants et sophistiqués tels que des ordinateurs parallèles (à processeurs scalaires ou vectoriels), ou des grappes de machines.

Partant de la nécessité d'un couplage, la question à aborder est donc comment réaliser ce couplage? En toute généralité, tous les codes des disciplines scientifiques concernées ne sont pas exploitables sur tous types de machine, ne sont pas écrits avec le même langage et pas forcément destinés à un même système d'exploitation. Nous allons voir par la suite que ces contraintes sont très fortes et qu'elles influenceront fortement le type de couplage que nous avons développé dans ce travail.



Le corollaire au développement de couplages est l'utilisation de logiciels de communications efficaces et performants. Il peut s'agir par exemple de protocoles fondés sur le « *passage de messages* » comme par exemple MPI<sup>11</sup> et plus anciennement PVM<sup>12</sup>. Comme son nom l'indique, le passage de messages permet d'échanger des informations entre différents programmes. Dans le cadre du couplage d'applications multidisciplinaires, de nombreux outils ont ainsi été développés en utilisant ces technologies et ce, dans différents secteurs. Citons par exemple MpCCI<sup>13</sup> conçu pour des applications industrielles (fluide/thermique/structure), NCG<sup>14</sup> développé exclusivement pour le couplage de 4 applications spécifiques (océan, atmosphère, surface continentale et glace de mer), PALM<sup>15</sup> permettant une approche modulaire et orientée vers l'assimilation de données. Le coupleur OASIS<sup>16</sup> développé par le CERFACS est un bon exemple de ce qui peut être fait en termes de couplage avec MPI. Ce coupleur a été appliqué avec succès au couplage océan-atmosphère en assurant les échanges entre les deux modèles à travers des fonctions MPI. C'est OASIS qui dirige le couplage, démarre les deux modèles, reçoit les informations de l'un pour les redistribuer à l'autre après avoir réalisé les nécessaires opérations d'interpolation et enfin arrête le couplage. En ce sens, OASIS est bien défini comme un coupleur et s'apparente à un maître qui dirige les applications à coupler. Ce type de couplage a souvent été mis en œuvre sur une seule et même machine car chacun des modèles est très gourmand en ressource et seul un super ordinateur est à même de délivrer une telle puissance de calcul. Le couplage se fait donc sur une machine possédant un minimum de parallélisme permettant le lancement de plusieurs

---

<sup>11</sup> MPI : Message Passing Interface (<http://www-unix.mcs.anl.gov/mpi/>)

<sup>12</sup> PVM : Parallel Virtual Machine ([http://www.csm.ornl.gov/pvm/pvm\\_home.html](http://www.csm.ornl.gov/pvm/pvm_home.html))

<sup>13</sup> MpCCI : Mesh-based parallel Code Coupling Interface (<http://www.mpcci.org>)

<sup>14</sup> NCG : Next Coupler Generation (<http://www.cesm.ucar.edu/models/cpl6>)

<sup>15</sup> PALM : Projet d'Assimilation par Logiciel Multi-méthodes

([http://www.cerfacs.fr/globc/PALM\\_WEB/](http://www.cerfacs.fr/globc/PALM_WEB/))

<sup>16</sup> OASIS : Ocean Atmosphere Sea Ice Soil (<http://www.cerfacs.fr/globc/software/oasis/oasis.html>)

processus en même temps (trois dans cet exemple : un pour OASIS, un pour le modèle d'atmosphère et un pour le modèle d'océan). Même si MPI a été utilisé avec succès pour OASIS, il reste que MPI n'est pas totalement portable à cause des implémentations des constructeurs qui n'offrent pas toutes des fonctionnalités identiques. Il est toutefois possible d'installer une même version sur différentes machines, mais en procédant ainsi, c'est l'ensemble des performances qui risquent d'être dégradées dans le cas d'une utilisation au travers de plusieurs machines.

En introduisant les notions de calculateurs hétérogènes distants - hétérogénéité de matériel et/ou de systèmes d'exploitations - et de réseau, sont jetées les bases de ce que l'on appelle le calcul réparti à grande échelle (« *Metacomputing* » pour les anglo-saxons). Il s'agit simplement de partager les ressources de calcul entre différentes machines pour permettre d'accroître à la fois la puissance de calcul disponible et les capacités de stockage. Le calcul scientifique et ses incessantes exigences en termes de puissance de calcul ont ainsi fait éclore ce qui est regroupé sous la dénomination de « *grille de calcul* ». Cette notion a pris la forme du terme français *GRID* (Globalisation des Ressources Informatiques et des Données). Il s'agit en fait de mettre en place une architecture permettant de regrouper et de rendre transparente l'utilisation de ressources dispersées. En d'autres termes, un ou des programmes nécessitant une puissance de calcul et un espace de stockage doit pouvoir faire sa demande et obtenir une réponse adaptée de n'importe où à l'intérieur de la grille, et ce, de façon transparente sans se soucier d'où proviennent les ressources. Pour illustrer cette notion, il est souvent fait l'analogie entre la grille et le réseau de distribution électrique. Quand nous branchons un appareil ménager sur le secteur, nous désirons accéder à une ressource électrique pendant un temps donné mais nous nous moquons bien de savoir où a été produite cette électricité et comment celle-ci nous a été acheminée. Il s'agit de mettre en place le même type de distribution de ressources pour le calcul scientifique.

Les premières applications populaires des grilles de calcul sont seulement apparues ces dernières années comme par exemple l'application SETI@home<sup>17</sup> de l'Université de Berkeley pour la recherche d'intelligence extra-terrestre, ou encore l'application NAPSTER pour l'échange de fichiers mp3 sur Internet. Pour mémoire, le projet SETI rassemble plus de 3 millions d'ordinateurs volontaires sur l'ensemble du globe et accède aux ressources lorsqu'elles ne sont pas utilisées par le propriétaire de la machine (en fait une sorte d'économiseur d'écran qui est utile au calcul scientifique). Concernant les supercalculateurs, les projets européens EuroGRID (mis en place pour les applications de calcul scientifique) et DataGRID (pour le stockage massif) s'appuient sur cette technologie et ont montré la faisabilité et l'intérêt d'une grille rassemblant plusieurs centres européens de calcul intensif en permettant l'interopérabilité des ressources de calcul, des bases de données importantes et des visualisations tout en facilitant l'accès et l'organisation de ces ressources pour des applications scientifiques. EuroGRID a été le premier pas vers la première plateforme de calcul réparti européenne opérationnelle (projet DEISA<sup>18</sup> du 6<sup>ième</sup> PCRD<sup>19</sup>). DEISA a pour objectif d'agrèger les ressources de calcul de certains centres nationaux de calcul. En France, le Ministère de la Recherche a mis en place en 2001 une Action Concertée Incitative GRID pour développer les applications sur les grilles de calcul. C'est en étant associé à EuroGRID et dans la partie pluridisciplinaire de cette ACI que cette thèse a été mise en place et réalisée.

---

<sup>17</sup> SETI : Search for Extra-Terrestrial Intelligence (<http://setiathome.ssl.berkeley.edu/>)

<sup>18</sup> DEISA : Distributed European Infrastructure for Supercomputing Applications (<http://www.deisa.org>)

<sup>19</sup> 6ème PCRD : 6ème programme cadre de recherche et développement technologique, soutenu par la Commission Européenne

### 3 Approches et principes

Outre la problématique scientifique exposée dans l'introduction générale et développée dans le Chapitre III, le développement d'un couplage multidisciplinaire doit s'appuyer sur des outils qui à notre sens, doivent répondre à certains critères que nous allons détailler ici.

Pour réaliser un couplage, plusieurs approches existent. On peut notamment développer un code spécialisé, appelé traditionnellement coupleur qui assure l'adaptation aux interfaces (Fig. IV-1). Ces interfaces se chargent de la correspondance entre les différentes représentations des champs physiques de chacun des codes couplés.

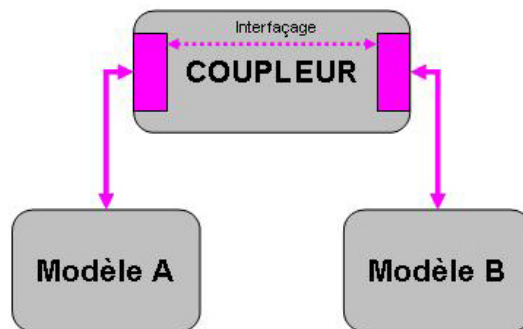


Figure IV-1 : Coupleur traditionnel contrôlant les modèles, les échanges et réalisant les interfaçages.

Une autre possibilité pour réaliser un couplage est d'inclure les fonctionnalités de couplage sans coupleur, en tant que services intégrés adjoints aux modèles eux-mêmes que l'on nommera interfaces de couplage (Fig. IV-2). Nous avons choisi cette dernière approche, en particulier parce qu'elle offre davantage de facilités pour intégrer ultérieurement de nouveaux modèles ou remplacer un modèle par un autre. Ce choix nous différencie donc du programme Européen PRISM<sup>20</sup> qui envisage le

---

<sup>20</sup> PRISM : PRogramme for Integrated earth System Modelling (<http://prism.enes.org>)

couplage de nombreux modèles à travers le coupleur OASIS gérant à la fois les modèles et la compatibilité aux interfaces.

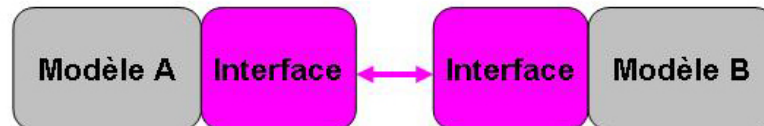


Figure IV-2 : Couplage sans coupleur, les modèles communiquent au travers de leurs interfaces

Un autre aspect à privilégier est la portabilité des développements en se fondant sur les standards les plus répandus pour garantir aux applications d'une part, la plus grande facilité possible à l'installation sur de nouvelles plates-formes et d'autre part, leur pérennité maximale.

Le concept d'utilisation de code « patrimoine » dans un système couplé regroupant des applications complexes présente l'avantage d'être facilement maîtrisable par un non spécialiste de la discipline et permet à ses développeurs de continuer à le faire évoluer sans se soucier de la version qui est introduite dans l'architecture de couplage. Chacun des codes couplés est donc indépendant. Il y a par conséquent une grande souplesse dans les modifications potentielles des modèles tout en facilitant la validation des simulations. Cette approche permet en fait de définir l'un des critères que nous nous sommes imposés : la modularité. Chaque composante du couplage doit être vue comme un module indépendant ayant une fonctionnalité spécifique. Cette fonctionnalité peut ainsi être réutilisée de manière très simple en réutilisant l'objet associé. Cette approche modulaire s'accorde ainsi très bien aux aspects pluridisciplinaires où chaque module peut être développé et maintenu par chacune des équipes des différentes disciplines. Enfin, la modularité permet aisément de remplacer un module par un autre qui possède les mêmes fonctionnalités. On peut par exemple remplacer un modèle atmosphérique par un autre au sein de l'architecture de couplage sans impacter les autres modèles (Fig. IV-3).

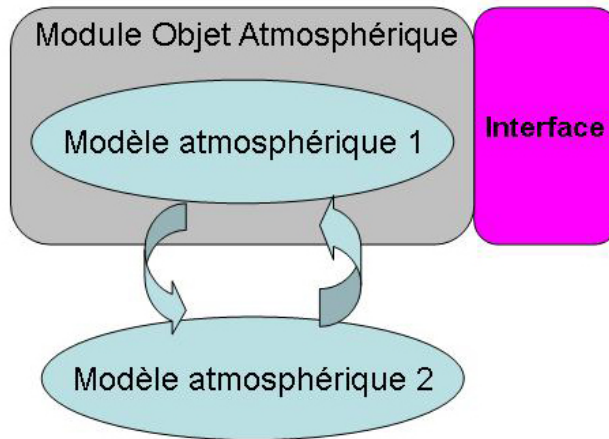


Figure IV-3 : Exemple de module ayant la fonctionnalité « atmosphère ». Au sein du module, il est possible de changer de modèle atmosphérique sans modifier la fonctionnalité du module.

Un autre aspect important du couplage que nous avons défini réside dans la possibilité d'extensibilité de l'architecture couplée (l'ajout de modèles est possible sans déstructurer l'architecture). Il est en effet dommage de développer une architecture en ne pouvant guère la faire évoluer. L'extensibilité suppose donc que l'on puisse ajouter de façon simple des modules et donc des fonctionnalités à l'architecture déjà existante. Par exemple, l'extensibilité peut être la possibilité d'ajouter le traitement du cycle du carbone à un couplage atmosphère/surface continentale (Fig. IV-4).

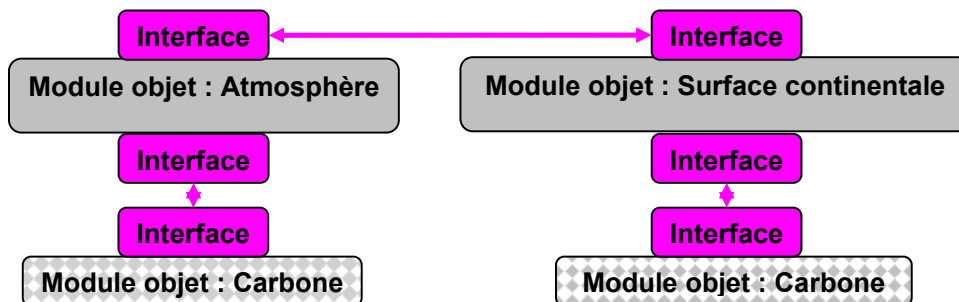


Figure IV-4 : Un exemple d'extensibilité avec l'ajout d'un module de carbone dans un couplage atmosphère/surface continentale

Enfin, le dernier critère qu'il nous a semblé fondamental d'introduire dans nos exigences est celui d'interopérabilité. Celle-ci se définit par la capacité de déployer les modules d'une architecture couplée sur une grille hétérogène (Fig. IV-5) dans le but par exemple de minimiser le temps CPU utilisé par cette architecture en plaçant systématiquement les modules sur l'architecture machine pour laquelle ils sont les plus performants (les modules vectorisables sur les machines vectorielles, les modules scalaires sur les machines scalaires et les modules parallèles sur les machines parallèles).

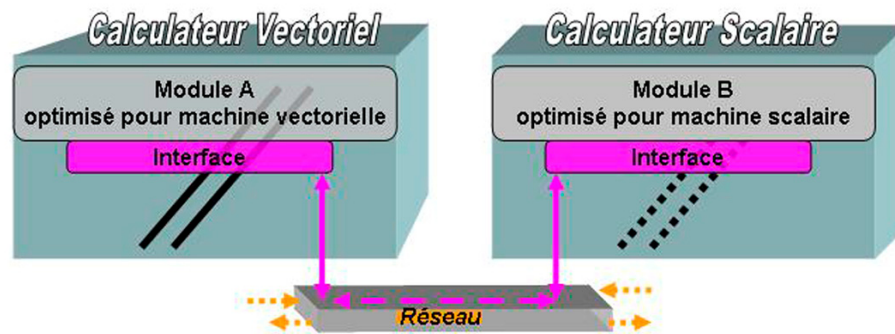


Figure IV-5 : L'interopérabilité permet de placer les modules sur un ensemble de machines hétérogènes en fonction de leurs niveaux d'optimisation respectifs.

#### 4 Plateformes d'intégration et communication / CORBA

Le développement et l'exécution d'applications réparties (l'architecture couplée par exemple) composées de plusieurs modules pouvant être écrits dans différents langages (Fortran, C, C++, Java, COBOL, Ada ...), pouvant fonctionner sur des plates formes hétérogènes et n'étant pas initialement conçus pour coopérer, nécessitent la mise en place d'une technologie permettant les communications et le fonctionnement des organes du couplage. Le choix de la technologie CORBA (*Common Object Request Broker Architecture*) s'est imposé comme offrant aujourd'hui les meilleurs atouts pour répondre aux objectifs exposés (modularité, extensibilité, interopérabilité) et donc mettre en place la plate-forme d'intégration

répartie. La norme CORBA offre une infrastructure globale pour répondre à l'ensemble des besoins d'interopérabilité aujourd'hui au cœur de toutes les applications informatiques. Elle est codifiée depuis une dizaine d'années au sein d'un consortium, l'OMG<sup>21</sup> (*Object Management Group*), regroupant l'ensemble des partenaires majeurs, tant du côté des constructeurs informatiques que des utilisateurs, qui établit les spécifications successives de cette norme. Les autres solutions aujourd'hui disponibles n'autorisent pas une ré-utilisabilité commode des codes existants, dits « codes patrimoines », ou bien restent partielles en ne répondant qu'à une partie des contraintes imposées (portabilité, extensibilité et interopérabilité), telles les diverses approches nées dans le monde scientifique, notamment autour du concept d'échange de messages (MPI). La diversité des plates-formes cibles (Centres de calcul à travers l'Europe, plate forme de calcul réparti DEISA ...) souligne l'importance de disposer de technologies facilement transposables, telles que celles ici retenues.

Dans le cadre de CORBA, les modules logiciels utilisés pour le couplage sont connectables dynamiquement à une ossature – encore appelée bus logiciel (Fig. IV-6) – en les encapsulant dans des interfaces standardisées qui permettent la communication avec le bus logiciel. Le bus logiciel prend aussi parfois le nom de bus d'objets répartis car il permet en effet de faire communiquer des objets (les modules) qui peuvent être distribués n'importe où.

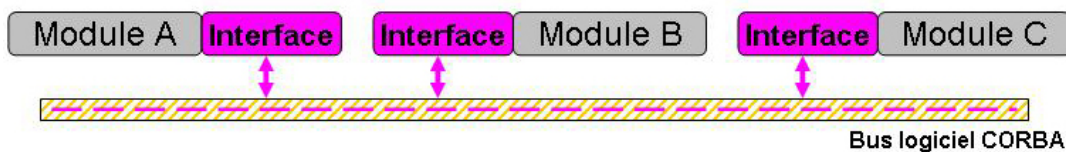


Figure IV-6 : Connexion de modules (via leurs interfaces) au bus logiciel permettant les communications entre eux.

<sup>21</sup> <http://www.omg.org>



Les interfaces standardisées sont réalisées en employant le langage *IDL* (*Interface Definition Language*) défini par l'OMG. C'est au travers des interfaces que les modules (donc les modèles) pourront échanger leurs données. Cette approche possède l'avantage de faire fonctionner de manière unifiée des logiciels hétérogènes sur des matériels hétérogènes. IDL est ainsi un liant qui permet d'intégrer des modules contenant des modèles écrits dans des langages très différents en les « encapsulant » pour qu'ils soient « visibles » dans l'architecture CORBA (Fig. IV-7).

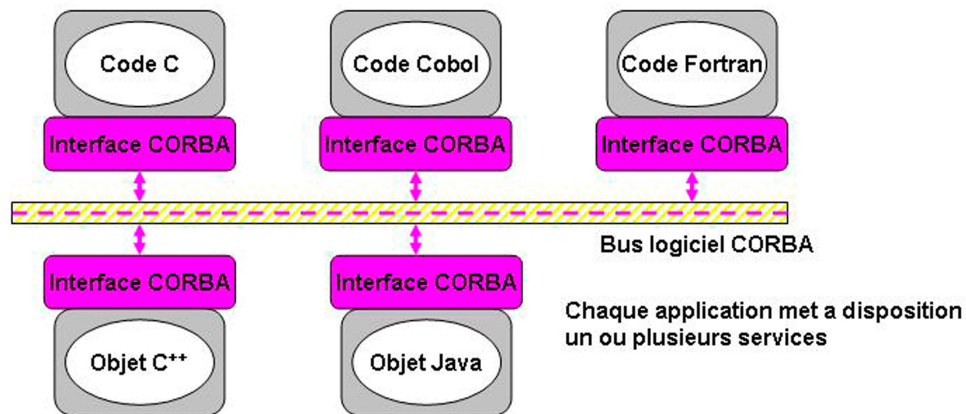


Figure III-7 : Les interfaces et le langage IDL permettent l'encapsulation et la communication de codes et d'objets très hétérogènes.

L'utilisation des définitions IDL dans CORBA permet aussi le découplage entre l'interface et le module auquel elle est associée.

Tout ceci contraste avec l'utilisation des passages de messages (MPI) où le programmeur doit coder le lancement des processus et l'interfaçage physique à l'intérieur des modules. Le code source est alors mélangé avec des instructions de répartition et de parallélisation. Ce n'est pas le cas dans un environnement CORBA où modularité et transparence d'accès à ces derniers (via les interfaces) permettent au code source d'être utilisé avec un minimum de modifications. En d'autres termes, l'utilisation de CORBA permet d'être très faiblement intrusif dans les codes qui gardent alors leurs caractères de codes patrimoines.

## 5 Architecture développée

Si nous revenons maintenant à notre application spécifique de couplage, en appliquant les critères que nous nous sommes fixés dans les paragraphes précédents (codes patrimoines, modularité, extensibilité, interopérabilité), en utilisant la norme CORBA et le langage de spécification des interfaces IDL de l'OMG, nous devons intégrer trois modules dans l'architecture de couplage :

- un module atmosphérique (contenant le modèle atmosphérique MAR)
- un module de conditions de surface – océan, végétation, sol ... – (contenant le modèle SISVAT)
- un module hydrologique (contenant le modèle hydrologique ABC)

Le travail de mise en place de l'architecture a donc consisté en la définition de ces modules et l'introduction de ceux-ci dans un environnement CORBA pour satisfaire aux exigences de notre cahier des charges.

Tout au long de ces travaux, nous nous sommes efforcés de minimiser nos interventions dans les modèles des différentes disciplines scientifiques considérées afin de respecter le concept de code patrimoine. Les tâches de couplage se résument donc à écrire les interfaces IDL pour permettre aux modules d'interagir, à encapsuler les différents modèles dans les modules et à adjoindre à chaque module un module adaptateur (ADP). Ces modules adaptateurs sont distincts des interfaces qui réalisent les opérations informatiques nécessaires à la communication des modules tandis que les adaptateurs eux, réalisent les transformations physiques requises pour le passage du champ d'un modèle vers un autre. C'est dans ces adaptateurs que sont par exemple réalisés les agrégations et désagrégations entre les différents modèles, les changements d'unités, etc. D'un point de vue physique, le couplage entre deux modèles est donc réalisé à travers les adaptateurs (Fig. IV-8).

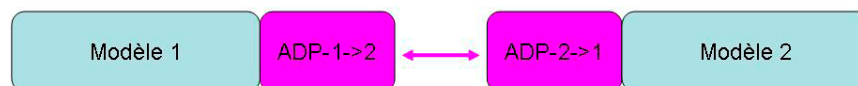


Figure IV-8 : Couplage de deux codes patrimoines via leurs adaptateurs

Ces adaptateurs permettent aussi d'isoler les codes patrimoines vis-à-vis de la technologie utilisée puisqu'ils sont eux-mêmes des modules indépendants qui ne sont pas intégrés dans les modèles.

Le type d'approche que nous avons privilégié dans ce couplage ayant été peu abordé dans les communautés environnementales, nous allons donner quelques précisions quant à la mise en place des différents modules et leur structuration.

### **5.1 Développement du module atmosphérique et du module SVAT à partir du SISVAT intégré dans MAR**

La définition du module atmosphérique ne pose guère de problème. En effet, il s'est principalement agi d'encapsuler MAR<sup>22</sup> dans CORBA en le transformant en sous-programme au lieu de le conserver comme étant un programme principal, et de réaliser les appels aux adaptateurs. C'est par les adaptateurs que sont définis l'ensemble des variables et des paramètres à échanger.

Le modèle atmosphérique MAR possède un SVAT intégré – le SISVAT – que nous avons choisi d'extraire pour l'introduire dans le module SVAT. Ainsi nous avons complètement utilisé l'avantage de la modularité en exploitant ce module à la fois sur les mailles atmosphériques aux endroits où il n'y a pas de bassin hydrologique couplé (SVAT-M), et sur les mailles hydrologiques dans les zones de couplage (SVAT-H).

Nous avons donc extrait et réutilisé le SISVAT initialement inclus dans le MAR pour en faire un module indépendant (en ne changeant pas la version du MAR initial - code patrimoine). Cette opération était un préambule nécessaire au couplage et c'est de cette extraction que sont nées les deux instances SVAT-H et SVAT-M (espaces d'adressage différents). Cette opération s'est révélée être complexe car elle s'apparente à une opération de parallélisation de codes en mémoire distribuée. Cette étape a été validée en comparant les résultats du code patrimoine MAR (incluant le

---

<sup>22</sup> Un autre modèle que le MAR aurait pu être intégré dans le module atmosphérique

SVAT) avec ceux de son extension MAR+SVAT-M couplés. Rappelons ici encore une fois, que cette deuxième version conserve les fonctionnalités du MAR initial ; elle possède par rapport à cette dernière la possibilité d'appeler un SVAT externe au modèle atmosphérique (Fig. IV-9) ou bien d'utiliser celui qui lui est propre.

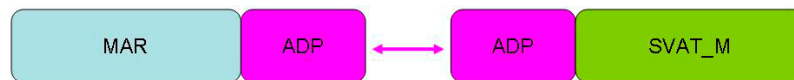


Figure IV-9 : Module atmosphérique couplé au module SVAT-M appliqué sur le maillage atmosphérique (adjonction d'adaptateurs et d'un SVAT externe au modèle atmosphérique)

Nous avons déjà discuté dans l'introduction générale de ce mémoire de la nécessité d'utiliser une paramétrisation unique pour l'application d'un modèle SVAT à la fois à la zone couplée à la résolution hydrologique (SVAT-H) et à l'ensemble du domaine régional climatique pris en compte par la partie atmosphérique (SVAT-M) qui est l'Afrique de l'Ouest. Cette exigence d'unicité liée à la volonté d'accéder au maximum de cohérence entre les deux zones est parfaitement remplie grâce à la modularité qui a permis la réutilisation aisée du module SVAT contenant le SISVAT.

## 5.2 Le module hydrologique

La mise en place de ce projet s'est faite dans le souci d'utiliser un modèle hydrologique adapté à la zone Sahélienne. Pour ce faire, nous avons utilisé un modèle existant (ABC) fondé sur la notion d'évènement pluvieux. Toutefois, étant placé dans un contexte climatique, nous avons été amené à réaliser un modèle hydrologique climatique à partir du modèle hydrologique évènementiel et ce, en considérant ce dernier comme le code patrimoine hydrologique. Dans un modèle hydrologique de type évènementiel n'est traité, par définition, qu'une succession d'évènements pluvieux ayant une durée finie connue et prescrite au début de la simulation. Dans un cadre climatique, la durée d'intégration est longue et la notion d'évènement pluvieux n'est plus considérée (alternance de pluies et de périodes sèches). L'opération qui a permis de passer du cadre évènementiel au cadre climatique est extrêmement

localisée dans le code et a été mise en œuvre par l'adjonction d'un adaptateur permettant de spécifier et de communiquer des données d'entrée à ABC. Cette tâche a été réalisée et validée sur un bassin sahélien déjà modélisé par le code patrimoine et a pu une fois de plus souligner l'intérêt de la méthode modulaire choisie (Fig. IV-10).

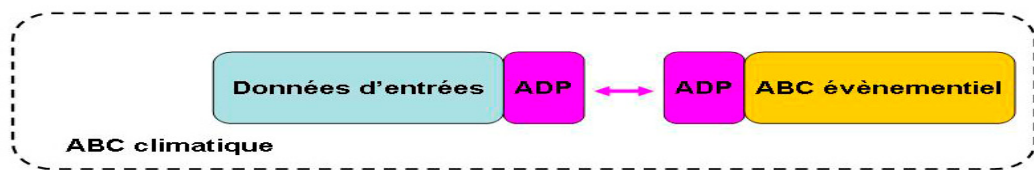


Figure IV-10 : Construction du modèle hydrologique climatique à partir du modèle hydrologique événementiel ABC.

Ce module hydrologique climatique permet la production de résultats de façon indépendante par la simple prescription des pluies.

### 5.3 Liaison entre le module hydrologique et le SVAT-H

Toujours en utilisant les adaptateurs, il est aisé d'adjoindre le module SVAT au module hydrologique précédent pour coupler un SVAT et l'hydrologie en zone Sahélienne (Fig. IV-11).

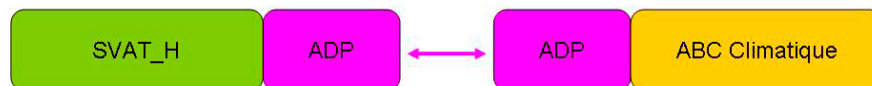


Figure IV-11 : Module hydrologique climatique couplé au module SVAT sur les mailles hydrologiques

Ce couplage se fait à l'échelle des mailles hydrologiques puisque le module SVAT est un modèle unidimensionnel (1D vertical).

Cette association de modules permet la production de résultats indépendamment de l'utilisation d'un modèle atmosphérique par la simple prescription de flux de surface.

#### 5.4 Rassemblement des modules pour le couplage : MAR/SVAT/ABC

La dernière étape a consisté à associer et faire communiquer ces différents modules pour obtenir l'architecture de couplage modulaire décrite dans la figure ci-dessous (Fig. IV-12). Cette figure montre que l'architecture retenue se compose de quatre éléments construits à partir de seulement 3 modules. Remarquons aussi qu'une partie de cette architecture est appliquée à des modèles ayant un maillage atmosphérique (il s'agit de la partie non couplée avec le modèle hydrologique, c'est-à-dire l'ensemble MAR/SVAT-M) alors que l'autre partie est utilisée avec des modèles ayant un maillage hydrologique (SVAT-H/ABC). Ce sont les adaptateurs de chacune de ces parties qui permettent le passage entre les différentes grilles par les opérations d'agrégation et de désagrégation (cf. Chapitre III- Partie 3).

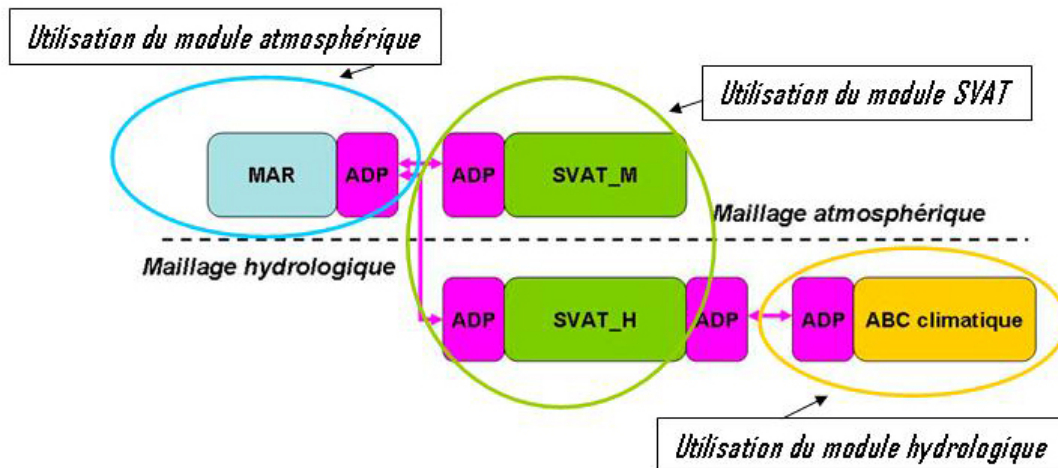


Figure IV-12 : Architecture de couplage – Modules, modèles et adaptateurs.

#### 5.5 Synchronisation, organisation client/serveur

Dans un couplage utilisant un coupleur, les échanges entre les modèles et la synchronisation sont réalisés par le coupleur lui-même. Toutefois, dans une architecture comme celle que nous définissons ici, le séquençage entre les différents modules n'est pas réalisé par un module central qui gérerait l'ensemble des tâches.

Nous allons donc expliciter comment se font les échanges entre les modèles, à quelle fréquence et comment la synchronisation est réalisée.

En considérant une architecture modulaire, il est aisé d'introduire la notion de client/serveur. En effet, chacun des modules peut à la fois être serveur – c'est-à-dire un module ayant la possibilité de fournir un service, par exemple de calculer les précipitations –, et client – c'est-à-dire être demandeur d'un service, par exemple recevoir la pluie au sol. Dans notre approche, il y a systématiquement un adaptateur côté client et un autre côté serveur pour un ensemble de services (voir Fig. IV-13). Cela implique aussi que les modules peuvent, à volonté, remplir le rôle de client et/ou de serveur.

Dans notre application, nous n'avons pas de coupleur qui centralise les requêtes pour les transférer d'un modèle à l'autre, aussi devons-nous définir une structuration des échanges entre les modules en définissant des clients et des serveurs. Cette structuration est arbitraire et pourrait être totalement bouleversée qu'elle ne changerait pas le résultat final. Aussi avons-nous décidé de définir le client principal comme étant le modèle (le module) atmosphérique. Celui-ci aura donc besoin des flux de surface (continentale et océanique) qui sont déterminés par le(s) modèle(s) de surface (SVAT-H et SVAT-M). Ces derniers deviennent donc serveurs pour le modèle atmosphérique. Suivant le même principe, dans la zone de couplage, le modèle SVAT-H va avoir besoin d'informations concernant le contenu en eau des sols. Il est donc client du modèle ABC et ce dernier devient serveur pour le modèle SVAT-H (Fig. IV-13).

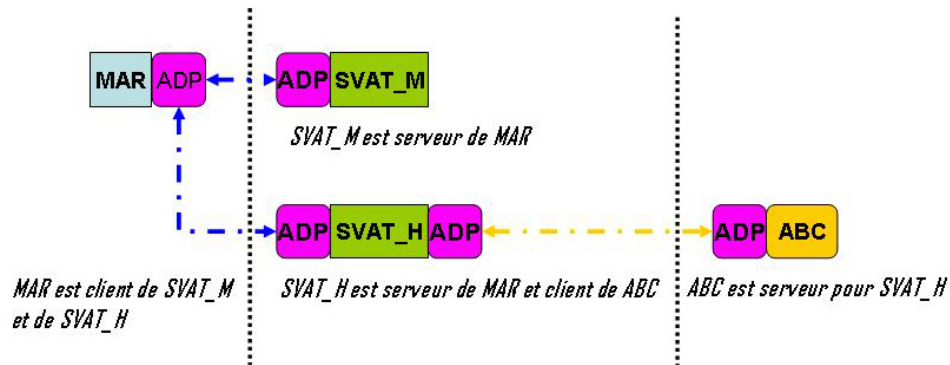


Figure IV-13 : Organisation client/serveur des différents modules

Cette organisation entraîne une synchronisation « de fait » car c'est la partie atmosphérique, lorsqu'elle va faire une requête aux modules SVAT, qui va déclencher la mise en route des modules SVAT-M et SVAT-H au pas de temps spécifié dans ces deux modules. Par voie de conséquence, le SVAT\_H va invoquer le module hydrologique auquel il est couplé et va provoquer la mise en route de celui-ci à son propre pas de temps. Toutes les expérimentations présentées dans ce mémoire ont été réalisées avec un pas de temps de calcul identique dans chacun des modules (Fig. IV-14). Ceci est un cas particulier mais nous avons prévu de pouvoir effectuer un couplage à une fréquence temporelle plus faible en se laissant la possibilité de stocker temporellement les champs d'échanges dans les adaptateurs. Dans ce cas, lorsque les échanges sont déclenchés, les serveurs peuvent soit travailler sur le dernier pas de temps de leur client et leur fournir une solution instantanée, soit travailler sur une certaine profondeur temporelle pour reconstituer un signal plus continu.



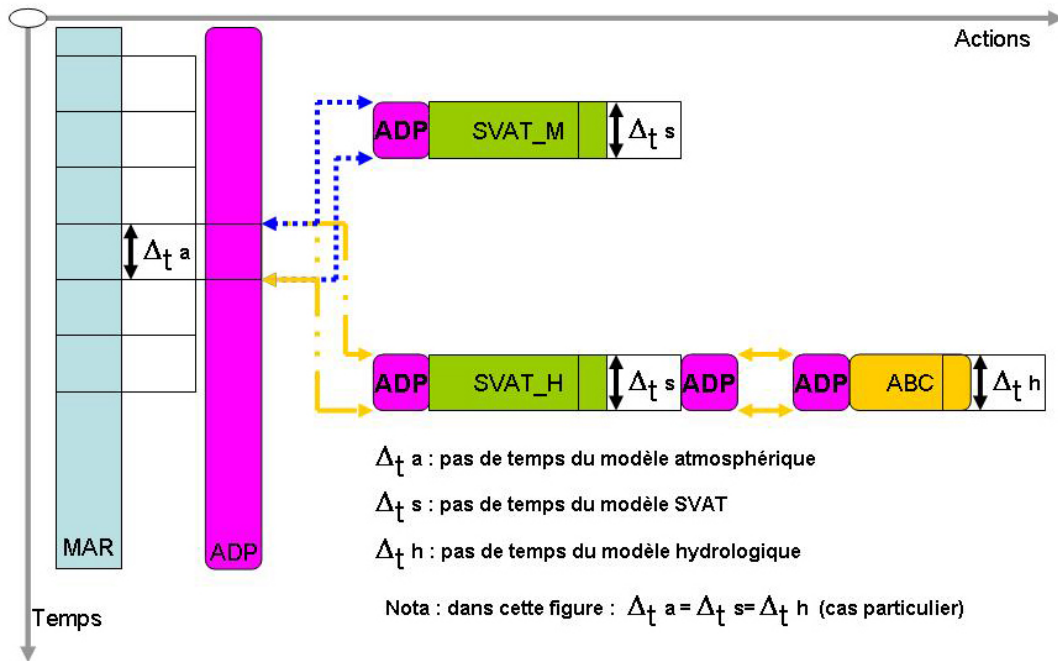


Figure IV-14 : Schéma de couplage temps/actions. Le client principal est ici le module atmosphérique qui déclenche à chaque pas de temps la chaîne d'action du couplage.

## 6 Prétraitements, couplage et post-traitements

L'architecture de couplage présentée ci-dessus n'a d'intérêt que dans la mise en production opérationnelle de cet instrument. Pour arriver à cette phase, il a été nécessaire de mettre en place des outils spécifiques de prétraitement et de post-traitement (Fig. IV-15). En particulier, le fait d'avoir développé un module SVAT spécifique a rendu indispensable le développement d'un logiciel permettant son alimentation en données. Ceci a été effectué en ajoutant des fonctionnalités au logiciel NESTOR<sup>23</sup> pour qu'il puisse à la fois préparer des champs atmosphériques (pour le modèle MAR) et des champs de surface (pour le SVAT-M) sur le maillage

<sup>23</sup> NESTOR : *NESTing Organization for the preparation of meteorological and surface fields in Regional models*

atmosphérique, mais aussi pour qu'il puisse préparer des champs de surface sur des maillages quelconques pour l'application hydrologique et ses mailles fines associées au SVAT-H.

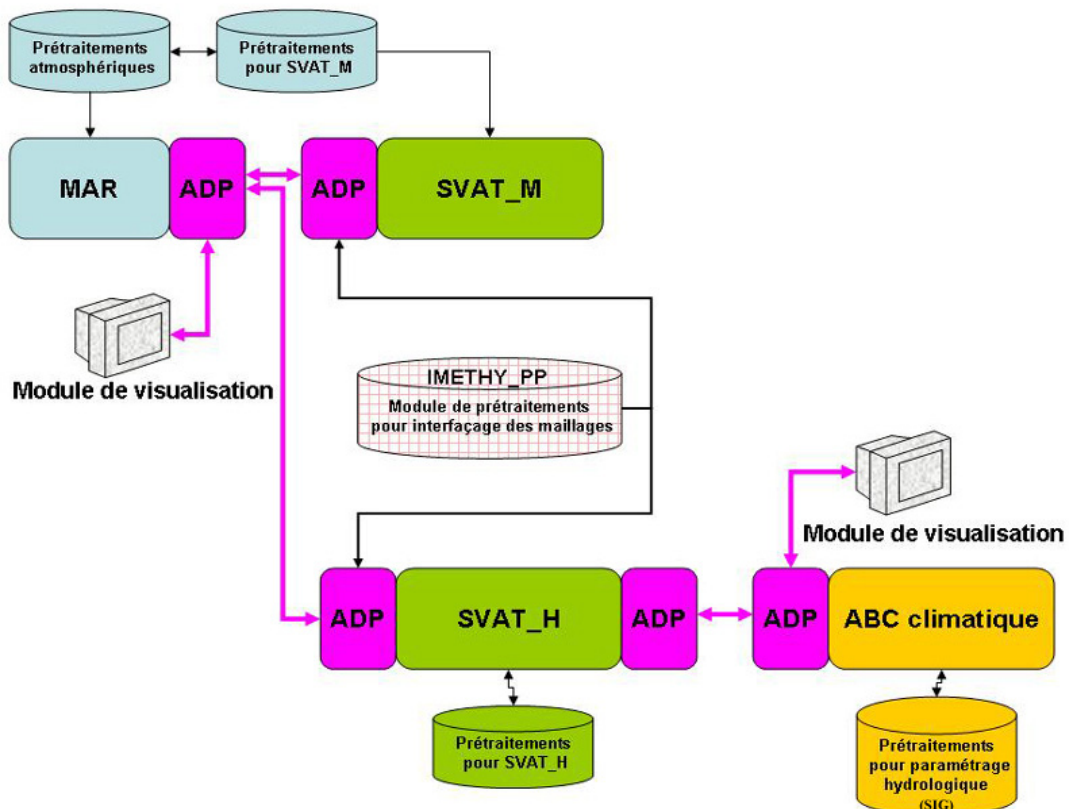


Figure IV-15 : Architecture générale de couplage

Concernant le modèle hydrologique, l'ensemble des traitements nécessaires à son fonctionnement est réalisé avec une chaîne de calcul développée sous un SIG<sup>24</sup> appelé GRASS<sup>25</sup>. Cette chaîne de traitement utilise des interpolations, du krigeage, de la désagrégation temporelle et de la visualisation pour le contrôle et la validation.

<sup>24</sup> SIG : Système d'information Géographique

<sup>25</sup> GRASS : *Geographic Resources Analysis Support System* (<http://www.cecer.army.mil/grass/>)

Le logiciel original (IMETHY\_PP<sup>26</sup>) développé dans le cadre de cette étude qui permet le calcul de recouvrement entre les différents maillages, absolument primordial pour les agrégations et les désagrégations de flux, a été décrit dans la deuxième partie du Chapitre III de ce mémoire.

Enfin, pour permettre une représentation rapide pour les validations, le débogage et les démonstrations, des modules graphiques ont été développés. Un exemple de représentation issu de ces modules est donné en Figure IV-16.

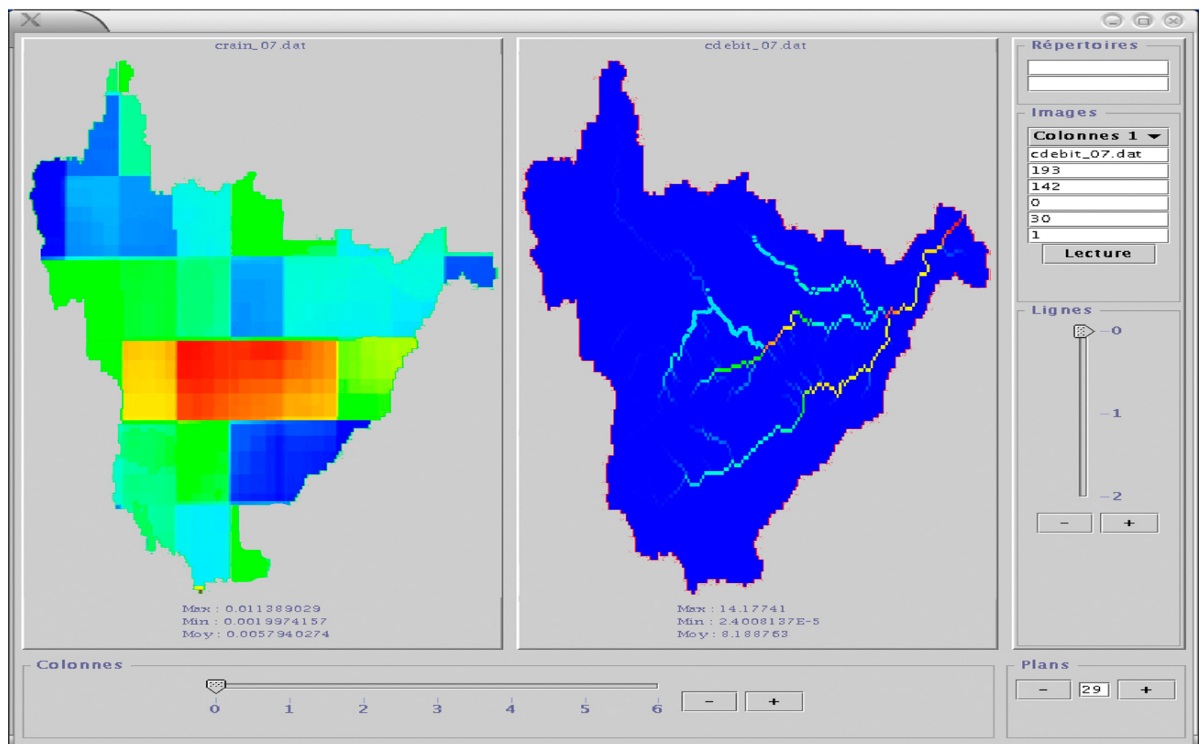


Figure IV-16 : Exemple de représentation que permet le module de visualisation. A gauche la pluie au sol. A droite le débit dans le réseau hydrologique du bassin de la Sirba

Cet outil permet par exemple de visualiser à la fois la pluie arrivant au sol (les discontinuités dans les couleurs sont à associer aux discontinuités de végétation qui

<sup>26</sup> IMETHY\_PP : *Interface METeo/HYdro\_PreProcessing*

modulent la quantité d'eau arrivant au sol) en même temps que le débit associé dans le réseau. Il est ainsi possible de faire figurer l'intensité du débit et donc de pouvoir suivre une onde de crue.

### 7 Couplage Atmosphère-Végétation-Hydrologie à multi-bassins

Toute l'architecture de couplage présentée jusqu'ici s'applique à un bassin hydrologique dont les résultats ont été présentés dans ce mémoire. Toutefois, tout ce travail a été effectué pour pouvoir être appliqué à de grandes aires géographiques et ce, dans un cadre climatique. Dans cette optique, il est évident que le couplage devra être effectué sur plusieurs bassins. Cette architecture multi-bassins a été développée en exploitant pleinement la modularité et l'extensibilité de la méthode utilisée. Le schéma de cette application généralisée à n bassins est présenté Figure IV-17.

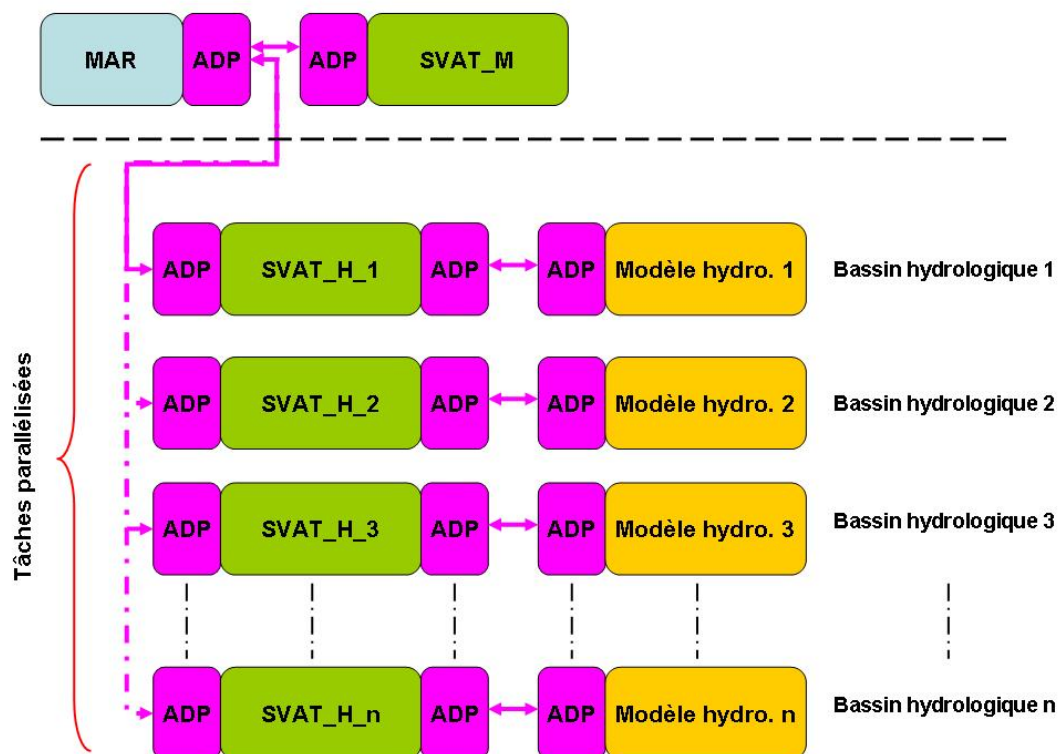


Figure IV-17 : Architecture de couplage multi-bassins

Il est intéressant de remarquer que les modèles hydrologiques (1 à n) ci-dessus ne sont pas forcément identiques, il peut s'agir de modèles hydrologiques différents. Par exemple on peut utiliser un modèle hydrologique de type Hortonien adapté à la zone semi-aride et un modèle de type « surfaces contributives » pour la zone équatoriale humide en définissant un module spécifique à chacune de ces zones climatiques.

La multiplication des bassins hydrologiques comprenant un maillage très fin a rendu nécessaire la parallélisation des tâches hydrologiques au regard d'un modèle atmosphérique unique ayant lui aussi beaucoup de mailles car étant développé sur une grande zone mais seul face aux modèles de végétation et aux modèles hydrologiques. Cette optimisation est simplifiée du fait de l'extensibilité de l'architecture utilisée. Cette partie parallèle peut ainsi être spécifiquement traitée sur une machine parallèle.

## **8 Un exemple d'application**

Il nous paraît intéressant de décrire ici un exemple d'une application opérationnelle illustrant les avantages de la modularité et de l'interopérabilité.

L'architecture couplée telle qu'elle a été utilisée dans le chapitre III se compose (i) d'un module atmosphérique contenant le modèle MAR, (ii) d'un module SVAT\_M qui est le module SVAT attaché au maillage atmosphérique sur l'ensemble du domaine; (iii) d'un module SVAT\_H qui est le même module SVAT mais cette fois appliqué sur la zone de couplage avec des mailles hydrologiques; et enfin (iv) d'un module hydrologique contenant le modèle hydrologique ABC. Tous les modules communiquent via le bus logiciel CORBA.

Le Tableau IV-1 illustre le temps CPU consommé quand l'ensemble des modules (MAR, SVAT\_M, SVAT\_H, ABC) sont exécutés sur une seule machine vectorielle (ici NEC-SX5) pour simuler une journée de la mousson ouest africaine.

	MAR	SVAT_M	SVAT_H	ABC
Machine vectorielle seule	1939 s	156 s	285 s	<b>4497 s</b>
Machine vectorielle	1966 s	151 s	279 s	-
+ machine scalaire	-	-	-	<b>315 s</b>

Tableau IV-1 : Temps CPU (secondes) consommé par application pour la simulation de 24h, dans le cas où toutes les applications sont sur la machine vectorielle et dans le cas où une partie des applications est portée sur une machine scalaire.

Le module hydrologique (ABC) est clairement celui qui consomme le plus de ressource. Cette surconsommation s'explique par le fait que le modèle ABC est constitué d'algorithmes utilisant des arbres ne pouvant être vectorisés entraînant des performances désastreuses sur la machine vectorielle.

En revanche, en déplaçant le module hydrologique sur une machine scalaire pour laquelle il est adapté, on observe un gain important de CPU et donc de consommation. Cela se répercute évidemment dans le temps de restitution du travail envoyé en machine (c'est-à-dire le temps réel que l'utilisateur attend pour avoir son résultat).

D'aucuns peuvent se demander si l'opération de déplacement d'un module est aisée. L'utilisation de CORBA rend cette opération triviale. Pour communiquer, les différents modules ont besoin de connaître l'«adresse» de leurs interlocuteurs. Pour ce faire, CORBA produit un unique fichier à la compilation des modules. Si un module est alors compilé sur une machine scalaire, il suffit de communiquer ce fichier à l'autre module resté sur la machine vectorielle. Quand l'exécution commencera, le module tournant sur la machine vectorielle ira directement «converser» avec celui tournant sur la machine scalaire, car il saura comment l'atteindre sans que l'utilisateur ne lui ait jamais précisé d'adresse précise de machine, de numéro IP, de protocole ...

Cet exemple illustre très bien la facilité d'utilisation des modules sous une architecture CORBA et l'exploitation de l'interopérabilité qu'elle permet. On peut

ainsi multiplier les modules et les placer à bon escient sur les machines où ils sont les plus performants pour obtenir une performance d'ensemble élevée.





## 9 Conclusion du chapitre IV

Dans ce chapitre, nous nous sommes attaché à décrire le plus simplement possible les exigences et les nouveaux concepts que nous nous étions fixé pour réaliser une architecture modulaire permettant sa pérennité, son extensibilité et son interopérabilité. Tous ces critères permettent entre autre de porter directement les applications développées sur les grilles de calcul nationales et transnationales en cours de développement.

Chacun des modules présentés précédemment peut ainsi être déployé sur une architecture particulière (NEC, SGI, IBM, ...) en fonction des performances de ces modules sur un type d'architecture particulier. C'était là aussi un des objectifs de ce projet que de permettre l'utilisation d'une architecture couplée sur un panel de machines hétérogènes. Cette dernière fonctionnalité a été largement mise en œuvre dans ce travail, à la fois pour réduire considérablement le coût de calcul sur les machines utilisées et pour réduire le temps de restitution des tâches envoyées en exploitation.

La modularité et l'extensibilité sont aussi deux des critères que nous avons particulièrement utilisés pour le développement des différents outils nécessaires au travail scientifique (MAR + SVAT-M, Pluie prescrite + ABC Climatique, SVAT-H + ABC, MAR + SVAT-M + SVAT-H + ABC).

La technologie déployée pour ce projet a été parallèlement utilisée par d'autres projets de couplage de disciplines scientifiques différentes, à la fois au sein de l'ACI GRID et du projet européen EuroGRID. Les succès rencontrés dans toutes ces disciplines ont conduit certains projets (climat, combustion, cosmologie) à être inclus au sein du projet Européen DEISA. Nous pouvons donc avancer que le type de technologie utilisée pour ce couplage est bien adapté aux exigences de modularité, d'interopérabilité et d'hétérogénéité que nous nous étions fixé et que cette application ouvre des possibilités en termes de puissance de calcul (par l'accès aux grilles) non

encore atteintes, mais aussi en termes d'extensibilité des domaines climatiques concernés. En effet, la structuration choisie permet aisément d'ajouter des modules à ceux déjà existants comme par exemple l'océan ou encore la chimie atmosphérique, la glace de mer et de nouveaux schémas de désagrégation et d'agrégation spatiale ou temporelle des flux, ...

## **CONCLUSIONS & PERSPECTIVES**



L'objectif principal de ce travail a été de développer et de mettre en place une architecture de couplage permettant l'étude des rétroactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère et ce, à une échelle régionale et climatique. L'ensemble du travail a été focalisé sur l'Afrique de l'Ouest et son cycle de l'eau, et plus particulièrement sur les précipitations qui restent à l'heure actuelle, l'une des variables les plus difficiles à simuler en termes de variabilité spatiale et temporelle au sein des modèles numériques atmosphériques.

### **1 Les apports scientifiques de ce travail**

Dans le but de s'intéresser directement au couplage des composantes atmosphérique et continentale, il a été d'abord nécessaire : (i) d'évaluer la capacité du Modèle Atmosphérique Régional (MAR) à correctement représenter la mousson africaine à la fois dans son régime pluviométrique et dans sa dynamique, (ii) de sélectionner la zone la plus adéquate et les conditions requises et propices à l'exploitation d'un couplage. Ainsi, l'année 1984 exceptionnellement sèche, a été choisie pour pouvoir capturer le mieux possible les signaux émanant de la zone d'étude sans qu'ils soient masqués par une influence des structures de grandes échelles. Le modèle climatique régional a ensuite été validé sur l'Afrique de l'Ouest et la bonne représentation de la variabilité temporelle (aux échelles hebdomadaires, mensuelles et saisonnières) et spatiale des précipitations en zone sahélienne a été ainsi soulignée.

Par ailleurs, préalablement à l'étude des processus rétroactifs entre le continent et l'atmosphère il a été jugé opportun d'évaluer l'influence de la composante océanique. Nous avons ainsi montré la sensibilité importante de nos modélisations régionales à la variabilité des Températures de Surface Océanique (TSO) du Golfe de Guinée. D'un point de vue dynamique, nous avons aussi pu mettre en évidence un impact de la TSO régionale à la fois sur le Jet d'Est Africain (JEA) et sur la haute troposphère. Cependant, ces résultats mériteraient des études plus approfondies concernant le rôle de la TSO du Golfe de Guinée interagissant avec la dynamique de la Mousson Ouest

Africaine et ce, à la fois pour des années humides et « normales ». Plus précisément, la relation liant la TSO, le gradient méridien de température dans les basses couches et le JEA devrait être clairement établie. De même, la possible interaction entre la mise en place, l'intensité et la variabilité du JEA avec la mousson asiatique mériterait d'être mieux investiguée.

Du point de vue du régime pluviométrique, la TSO du Golfe de Guinée semble jouer un rôle prépondérant dans la variabilité interannuelle des cumuls. Néanmoins, il est aussi apparu que cette réponse était graduelle et de moins en moins marquée en allant de la côte jusqu'à la limite de la zone Sahélienne. Pour cette dernière, il semblerait que l'océan joue un rôle beaucoup plus indirect que nous n'avons pas ici mis en évidence. En zone Sahélienne, les processus continentaux (végétation, sol, orographie) semblent donc prépondérants et font d'elle une bonne candidate pour une étude couplée des rétroactions entre la surface continentale et l'atmosphère.

Néanmoins, dans le cadre d'une étude couplée étendue à l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest englobant les zones humides équatoriales, il serait intéressant de coupler également un modèle d'océan régional afin d'étudier les interactions combinées des trois composantes climatiques entrant en jeu dans une mousson.

Le travail s'est donc ensuite orienté vers la mise en place d'un couplage en zone Sahélienne. Le bassin versant de la Sirba (39000 km<sup>2</sup>) a été choisi pour réaliser les premières expériences couplées. Le choix de ce bassin situé en rive droite du fleuve Niger a été guidé par la disponibilité des données hydrométriques pour la calibration à l'échelle mensuelle du modèle hydrologique ABC qui a été retenu. Nous avons pu regretter le manque de données relatives à ces régions. Aussi, une meilleure continuité temporelle des mesures, une densification spatiale des pluviomètres et des mesures de débits à l'exutoire de quelques sous-bassins ainsi que des mesures d'humidité du sol et de flux de surface auraient constitué des « plus » indiscutables pour cette étude. Toutes choses, parmi beaucoup d'autres, qui seront d'ailleurs

disponibles dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) initié en 2001 et pour une durée de 10 ans.

Une fois la zone de couplage effective déterminée, nous avons mis en place une série d'expériences de forçage de la composante hydrologique à la fois par les pluies observées et les pluies issues du modèle MAR.

Les simulations forcées par des observations ont montré la prépondérance de la sensibilité du modèle hydrologique ABC aux composantes infra journalières et infra horaires des précipitations par rapport à sa sensibilité à leur distribution spatiale (ceci en considérant évidemment qu'il existe tout de même un gradient méridien de précipitations dans les données utilisées pour le forçage). Ce résultat souligne l'importance de la désagrégation temporelle par rapport à la désagrégation spatiale qui a jusqu'ici été privilégiée par la communauté hydrométéorologique, à quelques rares exceptions près.

Les simulations hydrologiques forcées par les sorties du modèle de climat MAR n'ont fait que renforcer ces conclusions et ont par là même, mis en évidence la faiblesse de ce dernier dans la représentation correcte de la variabilité temporelle des pluies à des échelles inférieures à la semaine.

Le développement de méthodes de désagrégation temporelle des précipitations sur des événements et des zones géographiques déterminées est donc vivement souhaitable pour l'amélioration des échanges entre les modèles régionaux de climat et hydrologiques, mais aussi pour mieux représenter les écoulements intrinsèquement simulés par les modèles hydrologiques.

Paradoxalement, il s'avère que pour une étude climatique qui focalise sur des échelles temporelles d'analyse de l'ordre du mois à la décade au mieux, il faille résoudre, pour le forçage d'un modèle hydrologique par des précipitations, des échelles temporelles très fines (horaire à infra horaire). Les difficultés du modèle climatique atmosphérique à simuler correctement de telles échelles (il ne s'agit pas de ses attributions premières) a alors entraîné des biais dans le couplage explicite entre les deux milieux (atmosphère/surface continentale). Il serait donc intéressant de réaliser

un travail similaire d'évaluation, de forçage et de couplage à partir d'un modèle atmosphérique de plus fine résolution spatiale et temporelle. Il ne s'agirait donc plus d'un modèle climatique mais d'un modèle météorologique qu'il faudrait intégrer sur des périodes climatiques (le coût calcul sera peut être prohibitif sur une zone englobant l'ensemble de l'Afrique de l'ouest mais l'opération mériterait d'être tentée). L'analyse des expérimentations atmosphériques a aussi permis de montrer l'inadéquation des champs d'humidité du sol produit par les réanalyses ERA15 à initialiser l'humidité du sol du modèle MAR. Ces champs d'humidité sont produits à la suite de l'ajustement des flux de surface dans l'opération d'assimilation réalisée pour les réanalyses ERA15. L'humidité du sol est donc une variable d'ajustement qui peut donc prendre des valeurs irréalistes pour « recalcr » le modèle du Centre Européen vers une simulation plus proche des observations. Ces ajustements génèrent une surestimation du contenu en eau des sols, qui a elle-même pour conséquence de porter à quatre mois (en période sèche) la durée d'évacuation de l'excès d'humidité introduite en condition initiale. Cette période est donc considérée comme la durée nécessaire pour la mise en équilibre du modèle atmosphérique.

Dans le but de résoudre ce problème, il serait intéressant d'utiliser et de tester les futures humidités de sol qui seront produites dans le cadre du projet ALDAS (*African Land Data Assimilation System*) à des résolutions de l'ordre du  $1/5^{\circ}$  de degrés. Ces produits permettront d'accéder, en temps quasi-réel et ce, à partir de 2007, à un forçage de surface de qualité construit à partir d'un réseau d'observations au sol et satellitale, renforcé par de la modélisation.

Concernant les expériences véritablement couplées, nous avons pu souligner une sensibilité détectable des flux échangés entre la surface continentale et l'atmosphère à la prescription des états de sols et de la végétation. Ces derniers influent directement sur l'albédo et donc sur le bilan énergétique. Cette variation ayant à son tour un impact sur le bilan en eau via les flux de chaleur latente. De la même façon, une modification dans le bilan en eau (qui peut par exemple être apportée par une



modification des paramètres hydrologiques qui contrôlent le ratio infiltration/ruissellement) peut engendrer un déplacement du bilan énergétique.

Les premières expériences de couplage ont été menées sur un seul bassin de la zone Sahélienne ne représentant que 1,7% de la surface hydrologique active de l'Afrique de l'Ouest. Il serait donc souhaitable d'augmenter la taille de la zone de couplage en y ajoutant plusieurs autres bassins pour, d'une part, (i) mieux caractériser le comportement des rétroactions couplées en fonction d'une hydrographie, d'une répartition de la végétation ou d'un type de sol particulier et d'autre part, (ii) augmenter la surface d'échange et donc l'impact du couplage sur l'atmosphère ce qui devrait en retour entraîner de nouvelles rétroactions vers les surfaces continentales. Cette augmentation des surfaces permettrait en outre de clarifier l'impact d'un tel couplage sur la dynamique atmosphérique, ce qui n'a pu être mis en évidence dans ce travail. Il serait ainsi très intéressant d'étudier l'effet d'un couplage sur le JEA et le flux de mousson troposphérique en prenant en compte une large surface de la ceinture Sahélienne à l'aide d'un ensemble MCR / désagrégateur / SVAT / modèles hydrologiques. En effet, la ceinture Sahélienne se situe entre la zone de « heat low » Saharien et l'importante source d'humidité que constitue le Golfe de Guinée.

Enfin, la méthode mise en place dans ce travail permet, de par sa modularité et son extensibilité, d'ajouter des bassins hydrologiques en zone sahélienne mais aussi dans d'autres zones ouest africaines comme par exemple dans la zone humide. Dans ce cas, l'ajout d'un nouveau modèle hydrologique adapté à ces zones devrait être envisagé ce qui permettrait alors de mener le même genre d'étude que la présente mais, dans une zone où le bilan de masse doit être plus fortement contraint par l'influence de la végétation.

## **2 Les apports technologiques de ce travail**

Associé aux problématiques scientifiques, un objectif technique était inscrit en toile de fond de ce travail. En effet, au-delà de la construction d'une architecture couplée,

nous nous étions fixé des objectifs ambitieux quant à cette architecture. En effet, il était, pour nous, de première importance d'assurer la pérennité de ces développements en ne figeant pas ce couplage à des modèles particuliers. La nécessité de pouvoir tester d'autres modèles, d'en changer, d'en ajouter de nouveaux, tout en gardant des performances acceptables nous est donc apparue primordiale. Les notions de modularité, d'extensibilité et d'interopérabilité ont donc émergé. CORBA constitue, à l'heure actuelle la seule technologie permettant de répondre de façon satisfaisante à ces défis. De plus, la diversité des plates-formes cibles susceptibles d'accueillir ce type d'application souligne l'importance de disposer de technologies facilement transposables, telles que celles qui ont été ici retenues.

Les spécifications CORBA ont aussi permis de nous rapprocher et de nous hisser au niveau des exigences des grilles de calcul en cours de développement dans le monde. Ce travail de thèse a ainsi été réalisé grâce au soutien de l'ACI-GRID et le projet mené dans cette ACI a été un succès en remplissant pleinement les objectifs évoqués ci-dessus. C'est grâce au développement ainsi réalisé que les simulations présentées dans ce mémoire ont pu être menées.

L'architecture de couplage est maintenant pleinement opérationnelle. Sa portabilité a aussi été démontrée de par son exécution au sein de l'architecture européenne de calcul distribué DEISA, dans laquelle le système couplé ici développé a été inclus au travers d'une JRA (*Joint Research Activities*). Ainsi, une partie de l'architecture couplée a pu tourner sur des machines du Forschungszentrum Jülich (FZJ) en Allemagne et une autre au Consorzio Interuniversitario (CINECA) à Bologne/Italie, montrant ainsi les possibilités offertes par de telles architectures modulaires permettant l'interopérabilité.

Au-delà de la délocalisation des modules, cette technologie permet également d'ouvrir de nouvelles possibilités en termes de performance grâce à l'accès à un calculateur transnational de haute performance regroupant plusieurs supercalculateurs. Il est ainsi envisageable d'augmenter les résolutions spatiales (ce qui n'était pas possible auparavant du fait de la limitation des calculateurs nationaux), d'augmenter

la taille des domaines, d'inclure des paramétrisations physiques plus sophistiquées et plus gourmandes en termes de ressources ou encore d'augmenter le nombre de modules. Cette dernière possibilité doit être mise en exergue, car elle permet d'aborder les perspectives énoncées dans le paragraphe précédent concernant l'ajout de modules hydrologiques pour couvrir des zones géographiques plus grandes avec des approches physiques hétérogènes.

La tendance actuelle allant vers le couplage d'un nombre croissant de composants pour tenter de modéliser le système Terre dans son ensemble, il est également possible d'introduire, des modules de chimie atmosphérique, de biologie, de végétation dynamique, ou d'associer un modèle d'océan ayant des rétroactions avec le système atmosphère/surface continentale.

L'infrastructure offerte par DEISA doit permettre de répondre à ces demandes et son utilisation guidée par les objectifs scientifiques du programme AMMA devrait assurer, dans un avenir proche, une synergie entre ces deux projets européens d'envergure.

Enfin, la grande modularité de l'architecture de couplage ici développée permet d'en extraire aisément un sous-ensemble. Ainsi, profitant de cette flexibilité, il est envisagé de récupérer l'architecture couplée sans sa partie atmosphérique afin de réaliser des expériences hydrologiques en mode climatique, et des expériences hydrologiques couplées avec un SVAT, le tout étant forcé par des données atmosphériques pouvant être des observations ou des sorties de modèle.

### **3 La pluridisciplinarité dans les faits**

Comme nous l'avons déjà précisé, ce travail n'a pas pu reposer sur l'utilisation d'un unique modèle qui engloberait les composantes climatiques (océan, atmosphère, surface continentale) que nous nous sommes proposé de réunir. Notre démarche étant d'intégrer des modèles de hautes résolutions issus de disciplines scientifiques différentes, il a donc été nécessaire d'accéder à ces modèles. Ainsi, la mise en œuvre

de modèles adaptés à la fois à ces différentes composantes climatiques et à la spécificité africaine et équatoriale souligne l'aspect pluridisciplinaire de cette entreprise. Il a ainsi été nécessaire de « démarcher » des équipes aux cultures et objectifs souvent différents pour les associer aux développements que nous voulions mener et pour accéder à leurs modèles, à leurs savoir faire associés ainsi qu'aux bases de données. Cette tâche n'est pas forcément la plus simple car elle repose sur des considérations plus humaines que scientifiques telles que la confiance et l'entente. Une fois les équipes identifiées et ces conditions remplies, l'inclusion de notre étude dans l'ACI-GRID a apporté un cadre et une visibilité au projet qui a permis de fédérer les efforts de chacun au travers d'un même objectif scientifique et technique.

Pour conclure sur la pluridisciplinarité mise au rang des priorités de tous les organismes de recherche, nous nous devons de rappeler que lorsqu'il s'agit de domaines pionniers, c'est d'abord l'association de personnes qui apprécient de travailler ensemble qui permet la co-construction de l'objet d'étude, l'analyse en commun des résultats et leur valorisation, et in fine, de réaliser des avancées.

## **RÉFÉRENCES**



- Amani A, Lebel T (1996)** Typology of rainfall fields to improve rainfall estimation in the Sahel by the area threshold method. *Water Resour. Res.* 8: 2473-2487.
- Arnell NW (1995)** Scenario for hydrological climate change impact studies, in Oliver H and Oliver SA (eds.). *The role of water and the hydrological cycle in global change*. Springer Verlag, Berlin, Germany 389-407.
- Bechtold P, Bazile E, Guichard F, Mascart P, Richard E (2001)** A mass flux convection scheme for regional and global models. *Q.J.R.Meteorol. Soc.* 127: 869-886.
- Beven K (2003)** On environmental models of everywhere on the GRID. *Hydrol. Processes*: 17:171-174.
- Brasseur O (2001)** Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. *Mon. Weath. Rev.* 129: 5-25.
- Brasseur O, Tricot C, Ntezimana V, Gallée H, Schayes G (1998)** Importance of the convective adjustment scheme in the simulation of the diurnal cycle of convective activity in Africa. Conf. "Tropical climatology, meteorology and hydrology" Demarée G., J. Alexandre and M. De Dapper (Eds), Proc. 299-312.
- Braud I, Vauclin M, Thony JL, Dantas-Antonio A, Ruelle P (1995)** A Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model (SiSPAT). Development and field verification. *J. of Hydrol.* 166:213-250.
- Braud I, Bessemoulin B, Sicot M, Vandervaere JP, Vauclin M (1997)** Unidimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. *J. of Hydrol. Special Issue.* 188-189:912-945.
- Burpee RW (1972)** The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.* 29. 77-90.
- Cappelaere B, Peugeot C, Maia A (2001)** The ABC physically-based, spatially-distributed hydrological model. Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Montpellier, France.  
( [http://www.mpl.ird.fr/~cappelaere/logiciels/#\\_abc\\_\\_](http://www.mpl.ird.fr/~cappelaere/logiciels/#_abc__) ).
- Cappelaere B , Vieux BE , Peugeot Ch , Maia A , Seguis L (2003)** Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *J. of Hydrol.* 279:244-261.

- Cassano JJ, Box JE, Bromwich DH, Li L, Steffen K (2001)** Evaluation of polar MM5 simulations of Greenland's atmospheric circulation. *J. Geophys. Res.* 106: 867-890.
- Cazenave A, Valentin C (1992)** A runoff capabilities classification system based on surface features criteria in semiarid areas of West Africa. *J. of Hydrol.* 130: 231-249.
- Clapp RB, Hornberger GM (1978)** Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 16:601-604.
- Clark BC, Xue Y, Harding RJ, Valdes P (2001)** Modeling the impact of land surface degradation on the climate of Tropical North Africa. *J of Clim.* 8:1809-1822.
- Clivar Africa Task team (1999)** Climate Research for Africa. Informal Rep. 16/1999, Int. CLIVAR Proj. Off., World Climate Res. Programme, Geneva, Switzerland (Available at [http://www.clivar.org/publications/wg\\_reports/africa/africa\\_toc.htm](http://www.clivar.org/publications/wg_reports/africa/africa_toc.htm)).
- Cook KH (1994)** Mechanism by which surface drying perturbs tropical precipitation fields. *Journal of Climate* 7, 400-413.
- Cook KH (1999)** Generation of the African Easterly Jet and its role in determining West African precipitation. *J. Climate* 12:1165-1184.
- D'Amato N, Lebel T (1998)** On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatology* 18: 955-974.
- De Ridder K (1997)** Land surface processes and the potential for convective precipitation. *J. Geophys. Res.* 102: 30085-30090.
- De Ridder K, Schayes G (1997)** The IAGL land surface model. *J. Appl. Meteorol.* 36: 167-182.
- De Ridder K, Gallée H (1998)** Land Surface-induced regional climate change in Southern Israel. *J Appl. Meteorol.* 37: 1470-1485.
- Derive G (2003)** Estimation de l'évapotranspiration en region sahélienne. Synthèse des connaissances et évaluation par modélisation (SISVAT, Ritchie). Application à la zone Hapex-Sahel (Niger). Doctorant, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France. 140pp.



- Desconnet JC, Vieux BE, Cappelaere B, Delclaux F (1996)** A GIS for hydrological modelling in the semiarid Hapex Sahel experiment area of Niger, Africa. *Transaction in GIS* 1(2):82-84.
- d'Herbès JM, Valentin C (1997)** Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications. *J. of Hydrol. Special Issue* 188-189:18-42.
- Dolman AJ, Gash JHC, Goutorbe JP, Kerr Y, Lebel T, Prince SD, Strickler JNM (1997)** The role of the land surface in Sahelian climate: HAPEX-Sahel results and future research needs. *J. of Hydrol.* 188-189: 1067-1079.
- Douville H., Chauvin F., Broqua H. (2001)** Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate* 14: 2381-2402.
- Druyan LM, Fulakeza MB (2000)** Regional model simulations of African wave disturbance. *J. Geophys. Res.* 105: 7231-7255.
- Ducoudre N, Laval K, Perrier A (1993)** SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Climate* 6:248-273.
- Eltahir EAB, Gong C (1996)** Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate* 9: 1030-1042.
- Favreau G (2000)** Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du Kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). Doctorat. Univ. Paris-Sud XI, Paris, France 258 pp.
- Ferreti R, Paolucci W, Zheng W, Visconti G (2000)** Analyses of the precipitation pattern on the alpine region using different cumulus convection parameterization. *J. Appl. Meteorol.* 39: 182-200.
- Fletcher NH (1962)** *Physics of rain clouds.* Cambridge University Press. London.
- Folland CK, Palmer TN, Parker DE (1986)** Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature* 320: 602-607.
- Folland CK, Owen JA, Ward MN, Colman AW (1991)** Prediction of Seasonal Rainfall in the Sahel Region of Africa using empirical and dynamical methods, *J. Forecasting*: 10: 21-56.

- Fontaine B, Trzaska S, Janicot S (1998)** Evolution of the relationship between near global and Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments. *Climate Dynamics* 14: 353-368.
- Fouquart Y, Bonnel B (1980)** Computation of the solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmosph.* 53: 35-62.
- Gallée H, Schayes G (1994)** Development of a three-dimensional meso gamma primitive equations model. Katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.* 122: 671-685.
- Gallée H (1995)** Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica. *Mon. Weather. Rev.* 123: 2051-2069.
- Gallée H, Guyomarc'h G, Brun E (2001)** Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance: Possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary layer meteorol.* 99: 1-19.
- Gallée H, Moufouma-Okia W, Brasseur O, Dupays I, Marbaix P, Messenger C, Ramel R, Lebel T (2004)** A high resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. *J. Geophys. Res.* 109,D5.
- Gash JHC , Kabat P , Monteny BA , Amadou M , Bessemoulin P , Billing H , Blyth EM , Debrhuin HAR , Elbers JA , Friborg T , Harrison G , Holwill CJ , Lloyd CR , Lhomme JP , Moncrief JB , Puech D , Soegardd H , Taupin JD , Tuzet A. , (1997)** The variability of evaporation during the Hapex-Sahel: intensive observation period. *J. of Hydrol. Special Issue* 188-189: 385-399.
- Giannini A, Saravanan R, Chang P (2003)** Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual and interdecadal time scales. *Science*, doi:10.1126/science.1089357.
- Giorgi F (1990)** On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate* 3: 941-963.
- Giorgi F, Marinucci M (1991)** Validation of a regional atmospheric model over Europe: sensitivity of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterisation and lower boundary conditions. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 117: 1171-1206.
- Giorgi F, Marinucci M, Visconti G (1992)** A 2xCO<sub>2</sub> climate change scenario over Europe generated using a limited area model nested in a general circulation model. Part II: Climate change scenario. *J. Geophys. Res.* 97: 10011-10028.

- Giorgi F, Mearns LO (1999)** Introduction to special section: regional climate modelling revisited. *J. Geophys. Res.* 104: 6335-6352.
- Gong C, Eltahir EAB (1996)** Source of moisture for rainfall in West Africa. *Water Resour. Res.* 32(10): 3115-3121.
- Goutorbe JP, Lebel T, Ting A, Bessemoulin P, Brouwer J, Dolmann AJ, Engman ET, Gash JHC, Hoepfner M, Kebat P, Kerr YH, Monteny B, Prince S, Said F, Sellers P, Wallace JS (1994)** HAPEX-Sahel: a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophys.* 12:53-64.
- Green WH, Ampt GA (1911)** Studies in Soil Physics, I: The flow of air and water through soils. *J Agric Sci.* 4:1-24.
- Guillot G, Lebel T (1999)** Disaggregation of sahelian meso-scale convective systems rain fields: Further developments and validation. *J Geophys. Res.* 104:31533-31551
- Hillel D (1971)** Soil and Water: Physical principles and processes. Academic Press, New York and London. 288pp.
- IPCC (1997)** Special report on the Regional Impacts of climate change. An assessment of vulnerability. Chapter 2: Africa. Cambridge University Press, London, UK.
- IPCC (2001)** Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Cambridge University Press, London, UK.
- Janicot S (1992)** Spatiotemporal variability of West African rainfall, part II, Associated surface and airmass characteristics. *J. Climate* 11: 1874-1882.
- Janicot S, Moron V, Fontaine B (1996)** Sahel drought and ENSO dynamics. *Geophys Res Let* 23 :515-518.
- Janowiak JE (1988)** An investigation of interannual rainfall variability in Africa. *J. Climate* 1: 240-255.
- Jenkins GS (1997)** The 1988 and 1990 summer season simulations for West Africa using a regional climate model. *J. Climate* 10: 1255-1272.
- Jenkins GS, Garba A, Simeon F (2002)** The challenge of modelling climate variability and change in West Africa. *Climatic Change* 52: 263-286.

- Jones R, Murphy J, Noguer M (1995)** Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Assessment of control climate, including sensitivity to location of boundaries. *Q J R Meteorol. Soc.* 121: 1413-1449.
- Kessler E (1969)** On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorological Monography*, Vol.10, No. 32, AMS publ.
- Koster RD, Dirmeyer P, Guo Z, Bonan G, Chan E, Cox P, Gordon CT, Kanae S, Kowalczyk E, Lawrence D, Liu P, Lu CH, Malyshev S, McAveney B, Mitchell K, Mocko D, Oki T, Oleson K, Pitman A, Sud YC, Taylor CM, Verseghy D, Vasic R, Xue Y, Yamada T (2004)** Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* 305: 1138-1140.
- Koster RD, Suarez MJ (1995)** Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability. *J. Geophys. Res.* 100(13): 775-790.
- Koster RD, Suarez MJ, Heiser M (2000)** Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. *J. of Hydrometeorology* 1: 26-46.
- Kutilek M, Nielsen DR (1994)** Soil hydrology. Catena Verlag Publ., Germany. 370pp.
- Lamb P (1978)** Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan anomalies. *Tellus* 30: 240-251.
- Lamb P, Pepler RA (1992)** Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought. *J. Climate* 5: 476-488.
- Landsea C, Gray W (1992)** The strong association between western Sahel monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *J. Climate* 5: 435-453.
- Lare A.R. and Nicholson S.E. (1994)** Contrasting conditions of surface water balance in wet years and dry years as a possible land surface-atmosphere feedback mechanism in the west African Sahel. *J. Climate* 7: 653-668.
- Le Barbé L, Alé G, Millet B, Texier H, Borel Y, Gualde R (1992)** Les ressources en eau superficielles de la République du Bénin. Orstom Ed., Paris, France. collection monographie N°12. 469p.

- Le Barbé L, Lebel T (1997)** Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. of Hydrol. Special Issue 188-189*: 43-73.
- Le Barbé L, Lebel T, Tapsoba D (2002)** Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J. Climate* 15: 187-202.
- Lebel T, Sauvageot H, Hoepffner M, Desbois M, Guillot B, Hubert P (1992).** Rainfall estimation in the Sahel: The EPSAT-Niger experiment. *Hydrol. Sci. J.* 37: 201-215.
- Lebel T, Taupin JD, D'Amato N (1997)** Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. *J. of Hydrol. Special Issue 188-189* : 74-96.
- Lebel T, Delclaux F, Le Barbé L, Polcher J (2000)** From MCG scales to hydrological scales: Rainfall variability in West Africa. *Stoch. Env. Res. Risk Ass* 14: 275-295.
- Legates DR, Willmott CJ (1990)** Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *Int. J. of Climatology* 10:11-127.
- Levkov L, Rockel B, Kapitza H, Raschke E (1992)** 3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution. *Beitr. Phys. Atmosph.* 65: 35-57.
- Lin YL, Farley RD, Orville HD (1983)** Bulk parametrization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteorol.* 22: 1065-1092.
- Lindemann F (1882)** "Über die Zahl  $\pi$ ." *Math. Ann.* 20: 213-225.
- Marbaix P, Gallée H, Brasseur O, Van Ypersele JP (2003)** Lateral boundary conditions in regional climate models : a detailed study of the relaxation procedure. *Mon. Weath. Rev.* 131: 461-479.
- Martin-Vide JP, Ninerola D, Bateman A, Navarro A, Velasco E (1999)** Runoff and sediment transport in a torrential ephemeral stream of the Mediteranean coast. *J. of Hydrol.* 225(3-4): 118-129.
- Mathon V, Laurent H, Lebel T (2002)** Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol.* 41: 1081-1092.

- Mayaux E, Bartholomé E, Cabral A, Cherlet M, Defourny P, Di Gregorio A, Diallo O, Massart M, Nonguierma A, Pekel JF, Pretorius C, Vancutsem C, Vasconcelos M (2000)** The land cover map for Africa in the year 2000. GLC2000 database, European Commission Joint Research Centre. Ispra, Italy. <http://www.gmv.jrc.it/glc2000> .
- McCumber MC, Pielke RA (1981)** Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model: 1 Soil layer. *J. Geophys. Res.* 86:9929-9983.
- Meehl GA (1994)** Coupled Land-Ocean-Atmosphere Processes and South Asian Monsoon Variability. *Science* 266(5183): 263-267.
- Meehl GA (1995)** Global coupled general circulation model. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 76: 951-957.
- Message C, Gallée H, Brasseur O, Cappelaere B, Peugeot C, Seguis L, Grasseau G, Leger L, Girou D (2003)** Rapport Final du projet COUMEHY de l'ACI-GRID-2001. 22pp.
- Message C, Gallée H, Brasseur O (2004)** Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. *Clim. Dynamics* 22: 249-266.
- Message C (2005)** Couplage des composantes continentales et atmosphérique du cycle de l'eau aux échelles régionale et climatique. Application à la mousson ouest africaine. Doctorat. Université Joseph Fourier. Grenoble, France. 250pp.
- Message C, Gallée H, Brasseur O, Cappelaere B, Peugeot C, Seguis L, Vauclin M, Ramel R, Grasseau G, Leger L, Girou D (2005a)** A regional modelling of the coupling interactions between atmosphere and land surface applied to the West African monsoon. Part I: Atmospheric forcing of the hydrologic model over the Sirba basin, Burkina-Faso/Niger. Submitted to *Climate Dynamics*.
- Message C, Grasseau G, Gallée H, Vauclin M, Brasseur O, Cappelaere B, Peugeot C, Seguis L, Leger L, Girou D (2005b)** A regional modelling of the coupling interactions between atmosphere and land surface applied to the West African monsoon. Part II: Sensitivity analyses of a fully coupled approach applied to the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. Submitted to *Climate Dynamics*.
- Meyers MP, DeMott PJ, Cotton WR (1992)** New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J. Appl. Meteorol.* 31 : 708-721.

- Michaux J, Sorochian S (1994)** Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. *Water Resour. Res.* 30(3) : 593-605.
- Morcrette JJ (1984)** Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique. Doctorat d'Etat. Univ. des Sci. et Tech. de Lille, Lille, France 373pp.
- Moufouma-Okia W (2003)** Modélisation du climat de l'Afrique de l'Ouest avec le modèle régional MAR. Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France 178pp.
- Nash JE, Sutcliffe JV (1970)** River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles. *J of Hydrol.* 10(3): 282-290
- Nicholson SE (1989)** African drought: Characteristics, casual theories and global connections. *Understanding Climate Change, Geophys. Monogr. No 52, IUGG:* 79-100.
- Nicholson SE (1993)** An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *J. Climate* 6: 1463-146.
- Noilhan J, Planton S (1989)** A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weath. Rev.* 117: 536-549.
- Noilhan, J, Mahfouf JF (1996)** The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Plan. Change* 13, 145-159.
- Peugeot C, Esteves M, Galle S, Rajot JL, Vanderveare JP (1997)** Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the east central super of HAPEX-Sahel experiment. *J. of Hydrol. Special Issue* 188-189:179-202.
- Peugeot C, Cappelaere B, Vieux BE, Seguis L, Maia A (2003a)** Hydrologic proces simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *J. of Hydrol.* 279: 224-243.
- Peugeot C, Cras A, Galle S, Lebel T, Cappelaere B, Seguis L (2003b)** A simple storm heytograph model for Sahelian rainfall. Personal communication.
- Plumb RA, Hou AY (1992)** The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing. *J. Atm. Sci.* 49 : 1790-1799.

- Poccard I (2001)** Etude diagnostique de nouvelles données climatiques: les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale. Doctorat. Université de Bourgogne, Dijon, France 245pp.
- Ramel R (2005)** Impact des processus de surface sur le climat de l'Afrique de l'Ouest. Doctorat. Université Joseph Fourier, Grenoble, France. 149 pp.
- Reale O, Dirmayer P (2002)** Modeling the effect of land surface evaporation variability on precipitation variability. Part I: General response. *J. of Hydrometeorology* 3-4: 433-450.
- Reynolds RW, Smith MT (1994)** Improved global sea surface temperature analysis using optimal interpolation. *J. Climate* 7:929-948.
- Reynolds RW, Smith MT (1995)** A high-resolution global sea surface temperature climatology. *J. Climate* 8:1571-1583.
- Rodier J (1964)** Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'Ouest du Congo. Ed. ORSTOM. Paris, France. 137pp.
- Rodwel MJ, Hoskins BJ (1996)** Monsoons and the dynamics of deserts, *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 122: 1385-1580.
- Rowell DP, Folland CK, Maskell K, Owen JA, Ward MN (1992)** Modelling the influence of global sea surface temperatures on the variability and predictability of seasonal Sahel rainfall. *Geophys. Res. Lett.* 19: 905-908.
- Seguis L, Cappelaere B, Peugeot C, Vieux BE (2002)** Impact on Sahelian runoff of stochastic and elevation –induced spatial distributions of soil parameters. *Hydrol. Process.* 16: 313-332.
- Seidel R (1991)** A simple and fast incremental randomized algorithm for computing trapezoidal decompositions and for triangulating polygons. *Comput. Geom.: Theory and Application* 1(1): 51-64.
- Semazzi FH, Mehta V, Sud YC (1988)** An investigation of the relationship between Sub-Saharan rainfall and global sea surface temperature. *Atmos.-Ocean* 26: 118-138.
- Semazzi FH, Lin HN, Lin YL, Giorgi F (1993)** A nested model study of the Sahelian climate response to sea-surface temperature anomalies. *Geophys. Res. Lett.* 20: 2897-2900.



- Semazzi FH, Sun L (1997)** The role of orography in determining the Sahelian climate. *Int. J. Climatol.* 17: 581-596.
- Sultan B, Janicot S (2000)** Abrupt shift of the ICTZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.* 27: 3353-3356.
- Sultan B, Janicot S, Diedhiou A (2003)** The West African Monsoon dynamics. Part I: Documentation of intra-seasonal variability. *J. of Climate* 16(21): 3389 – 3406.
- Taylor CM, Said F, Lebel T (1997)** Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during Hapex-Sahel, *Mon. Wea. Rev.* 125: 9: 2211-2227.
- Taylor C, Lambin EF, Stephenne N, Harding RJ, Essery R.L.H (2002)** The influence of land use change on climate in the sahel. *J. Climate* 15: 3615-3629.
- United Nations Population Department (2003)** World population prospects. The 2002 revision. ESA/P/WP.180. 36pp.
- USACE (1993)** Grass 4.1 User's Reference Manuel. US Army Corps of Engineers Construction Engineering Research Lab. Champaign, IL, USA. 556pp.
- Valcke S, Caubel A, Vogelsang R, Declat D (2004)** OASIS3 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil User's Guide *Technical Report* TR/CMGC/04/68, CERFACS, Toulouse, France.
- Vandervaere JP, Vauclin M, Haverkamp R, Peugeot C, Thony JL, Gilfedder M (1998)** Prediction of crust induced surface runoff with disc infiltrometer data. *Soil Sci.* 163(1):9-21.
- Vauclin M (1983)** Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol in "Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols". Ed. Inra, Paris, France 9-43.
- Vieux BE, Gaur N (1994)** Finite-element modelling of storm water runoff using Grass GIS. *Microcomput. In Civil Eng.* 9(4): 263-270.
- Vizy EK, Cook KH (2001)** Mechanisms by which gulf of guinea and eastern north Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall. *J. Climate.* 14: 795-821.

- Vizy EK, Cook KH (2002)** Development and application of a mesoscale climate model for the tropics: Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J. Geophys. Res.* 107: D3.
- Walters MO (1990)** Transmission losses in arid region. *J. Hydraul. Eng.* 116(1): 129-138.
- Wang G, Eltahir EAB (2000)** Biosphere atmosphere interactions over West Africa. Part II : Multiply climate equilibria. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 126: 1261-1280.
- WCRP (1995)** Workshop on Global Coupled General Circulation Models (Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA, USA, 10-12 October 1994). *Proc. WMO/TD-No. 655.* 51pp.
- Webb RS, Rosenzweig CE, Levine ER (1991)** A global data set of soil particle size properties, NASA Tech. Memo. 4286, NASA, 34pp.
- Webb RS, Rosenzweig CE, Levine ER (1993)** Specifying land surface characteristics in general circulation models: soil profile data set and derived water-holding capacities. *Global Biogeochem. Cycles* 7: 97-108.
- Willmott CJ, Robenson SM (1995)** Climatologically Aided Interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. *Int. J. of Climatology* 15: 221-229.
- Woolhiser DA, Smith RE, Giraldez JV (1996)** Effects of a spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resour. Res.* 32(3):671-678.
- Zeng N, Neelin JD, Lau KM, Tucker CJ (1999)** Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science* 286: 1537-1540
- Zheng X, Eltahir EAB (1998)** A soil moisture-rainfall feedback mechanism: 2. Numerical experiments. *Water Resour. Res.* 34: 777-785.
- Zheng X, Eltahir EAB, Emanuel KA (1999)** A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and west African rainfall. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 125: 1129-1163.

## ANNEXE - COORDONNEES UTMCPV

Pour convertir des coordonnées géographiques en coordonnées UTMCPV, il faut appliquer les formulations décrites ci-après.

Soit  $\lambda$  (latitude) et  $\phi$  (longitude) les coordonnées géographiques d'un point, ses coordonnées E (Easting) et N (Northing) dans un système UTM de centre de projection locale  $\lambda_0$  et  $\phi_0$  sont définies par :

$$E = FE + k_0 N \left( A + (1 - T + C) \frac{A^3}{6} + (5 - 18T + T^2 + 72C - 58e'^2) \frac{A^5}{120} \right)$$

$$N = FN + k_0 \left( M - M_0 + N \tan \phi \left( \frac{A^2}{2} + (5 - T + 9C + 4C^2) \frac{A^4}{24} + (61 - 58T + T^2 + 600C - 330e'^2) \frac{A^6}{720} \right) \right)$$

avec :

FE et FN étant respectivement False Easting et False Northing. Ici FE = 50000 et FN = 0

$k_0$  est un facteur de forme pris à 0.9996

$e$  étant l'excentricité du modèle d'ellipsoïde terrestre choisie ici égale à 0.08181919106

$$T = \tan^2 \phi \quad e' = \frac{e^2}{1 - e^2} \quad C = e'^2 \cos^2 \phi \quad A = (\lambda - \lambda_0) \cos \phi$$

$$M = S_{ga} \left( \left( 1 - \frac{e^2}{4} - \frac{3e^4}{64} - \frac{5e^6}{256} - \frac{175e^8}{16384} + \dots \right) \lambda - \left( \frac{3e^2}{8} + \frac{3e^4}{32} + \frac{45e^6}{1024} + \frac{105e^8}{4096} + \dots \right) \sin 2\lambda \right. \\ \left. + \left( \frac{15e^4}{256} + \frac{45e^6}{1024} + \frac{525e^8}{16384} + \dots \right) \sin 4\lambda - \left( \frac{35e^6}{3072} + \frac{175e^8}{12288} + \dots \right) \sin 6\lambda + \left( \frac{315e^8}{131072} + \dots \right) \sin 8\lambda + \dots \right)$$

$$M_0 = M(\lambda_0)$$

$S_{ga}$  est le demi grand - axe de l'ellipsoïde. Ici  $S_{ga} = 6378137.0$

## Résumé

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR,  $\Delta x=40$  km) est mis en œuvre sur l'Afrique de l'Ouest pour souligner la sensibilité du régime pluviométrique et de la dynamique simulée à la température de surface océanique du Golf de Guinée durant l'année sèche 1984. Cette influence est très marquée au sud de  $12^{\circ}\text{N}$ . Au-delà, il semble que les précipitations soient plus influencées par les interactions avec la surface continentale et les structures synoptiques. La zone Sahélienne apparaît donc pertinente pour étudier le couplage entre la surface continentale et l'atmosphère. Ainsi, une architecture originale fondée sur l'utilisation des codes patrimoines permettant modularité, portabilité, extensibilité et interopérabilité a été développée et utilisée en premier lieu en mode forcé de l'atmosphère vers le bassin versant de la Sirba ( $39000 \text{ km}^2$ ) modélisé par le modèle hydrologique ABC ( $\Delta x \sim 1.8$  km). Un algorithme de désagrégation des pluies convectives basé sur la prise en compte de plusieurs maximums convectifs pour un même événement a ainsi été testé avec succès. La prépondérance de la sensibilité de l'échantillonnage temporel sur le spatial est ainsi soulignée.

Enfin, une expérience de couplage entre les modèles MAR et ABC interfacés à l'aide de modèles SVAT (Surface Vegetation Atmosphere Transfer) est réalisée sur le bassin de la Sirba.

La haute résolution du SVAT sur la Sirba entraîne alors des modifications dans le traitement des flux, de la température de surface, et dans le bilan en eau. La partie hydrologique montre, pour sa part, sa capacité à moduler les variations apportées par le SVAT haute résolution en modifiant le bilan en eau et par là même l'albedo et le bilan d'énergie.

**Mots-clés :** Modèle Climatique Régional, Couplage Atmosphère-Végétation-Hydrologie, Mousson Africaine, Régime pluviométrique, Désagrégation des champs de pluie convectifs

## Abstract

The use of the regional climate model MAR ( $\Delta x=40\text{km}$ ) over the West Africa showed that the simulated pluviometric regime and the simulated dynamics are mainly influenced by the Gulf of Guinea SST during 1984. This sensitivity is strongly marked up to  $12^{\circ}\text{N}$ . Beyond this limit, the precipitation regime seems mainly influenced by the interactions with the continental surfaces and the synoptic features. The Sahelian region thus appears as relevant in order to study the coupling between the atmosphere and the continental surfaces.

A new coupling architecture has been then built with the aim to use legacy models and to ensure modularity, portability, extensibility and interoperability. It has been first tested in a one-way configuration by a forcing of the hydrologic model ABC ( $\Delta x \sim 1.8$  km) applied over the Sirba watershed ( $39000 \text{ km}^2$ ) by rainfall fields. The use of a temporal disaggregation method considering several maximums in a single convective event has demonstrated the larger influence of the time sampling comparing to the spatial location of the rainfall over the basin.

Finally, a fully coupled experiment between the MAR model, a SVAT (Surface Vegetation Atmosphere Transfer) model and the ABC model has been performed over the Sahelian Sirba catchment. The effects of the SVAT grid refinement over the Sirba basin are responsible for changes in soil surface temperature, sensible and latent heat fluxes and soil water balance. However, these modifications can be modulated by the hydrologic model which is able to modify the infiltration and consequently the soil surface water balance and therefore the energy budget and the albedo as well.

**Keywords:** Regional Climate Model, Atmosphere-Vegetation-Hydrology coupling, African Monsoon, Rainy regime, Disaggregation of convective rainy events