



HAL
open science

Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne

Sandra Ardoin-Bardin

► **To cite this version:**

Sandra Ardoin-Bardin. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Hydrologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2004. Français. NNT : . tel-00568025

HAL Id: tel-00568025

<https://theses.hal.science/tel-00568025v1>

Submitted on 22 Feb 2011

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 MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Mécanique, génie mécanique, génie civil
Formation Doctorale : Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

présentée et soutenue publiquement

par

Sandra ARDOIN-BARDIN

Le 19 Avril 2004

Titre :

**Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en
eau de grands bassins hydrographiques en zone
soudano-sahélienne**

JURY

M. Michel Desbordes, Professeur, Université Montpellier II
M. Eric Servat, Directeur de Recherche, IRD, Montpellier
M. Lars Gottschalk, Professeur, Université d'Oslo, Norvège
M. Pierre Ribstein, Professeur, Université Paris VI
M. Alain Dezetter, Chargé de Recherche, IRD, Montpellier
M. Sylvain Bigot, Maître de Conférence, Université Lille I
M. Mike Bonell, Chef de Section, Unesco, Paris

Président
Directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur

À Guillaume

*À Amélie, Lise,
et Victor.*

REMERCIEMENTS

Il y a quatre ans, lorsque je quittais famille et amis pour suivre le DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, j'étais loin d'imaginer que je préparerais une thèse. Aujourd'hui, je compile un peu plus de trois longues années de recherche dans ces quelques pages. Et avec le recul, aussi infime soit-il, je me rends compte que cette thèse est certainement l'une des expériences les plus enrichissantes, tant du point de vue personnel que "professionnel", qu'il m'ait été donné de vivre, pour le moment. Au cours de ce travail de recherches, j'ai pu bénéficier du soutien et de l'appui de nombreuses personnes que je tiens à remercier ici.

Tout d'abord, mon directeur de thèse **Éric Servat** pour la confiance qu'il m'a accordée depuis le DEA. Au-delà d'un encadrement scientifique de qualité, Éric a toujours su prendre le temps de m'écouter, de me conseiller et de m'encourager. Je ne saurais trouver les mots justes pour lui exprimer toute ma gratitude, mais qu'il trouve dans ces quelques lignes une marque de respect et l'expression de mon admiration.

Pierre Ribstein, Professeur à l'Université Paris VI, et Lars Gottschalk, Professeur à l'Université d'Oslo, pour avoir accepté la lourde charge de rapporter ces travaux. Sylvain Bigot, Maître de Conférence à l'Université Lille I, pour le temps consacré à la critique d'une partie de ce manuscrit et pour avoir accepté de faire partie du jury. Mike Bonell, chef de section "Processus hydrologiques et climatiques" de l'Unesco à Paris, pour avoir accepté de participer à mon jury de soutenance pendant le Comité Exécutif de l'Unesco. Enfin, Michel Desbordes, Professeur à l'Université Montpellier II, qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider ce jury.

Merci, en particulier, à **Alain Dezetter** qui, m'encadrant depuis le DEA, a définitivement stoppé mon aversion pour les ordinateurs. Présent sur tous les fronts du développement informatique de ma thèse, il m'a fait découvrir les subtilités de la modélisation hydrologique et réconciliée avec la programmation. Je lui en suis particulièrement reconnaissante. Ses qualités humaines, sa disponibilité quotidienne et ses conseils avisés, tant sur le plan scientifique que personnel, font d'Alain quelqu'un que j'apprécie et estime énormément.

Merci encore à **Claudine Dieulin**. Tout d'abord pour la quantité et la qualité du travail qu'elle a réalisé pour ma thèse : constitution des grilles de données spatialisées, tracés des contours de bassins, réalisation de cartes, et bien d'autres choses encore. Ensuite, pour sa disponibilité sans faille, tant pour répondre à mes nombreuses questions sur l'utilisation d'un SIG que pour me conseiller dans des domaines plus personnels. Et enfin, pour toutes nos discussions passionnantes et surtout pour les franches parties de rigolades autour d'un café.

Je remercie très chaleureusement **Hélène Lubès-Niel**, dont les connaissances sur la modélisation hydrologique et l'utilisation des tests statistiques m'ont été maintes fois nécessaires. Par ses remarques constructives et son soutien, Hélène m'a apportée une aide précieuse pour l'orientation de mes recherches. Je lui en suis très reconnaissante.

Mes remerciements s'adressent également aux collègues de l'UMR Hydrosociétés, et plus spécialement à Nicole, Jean-François, Gil, Manu, Nathalie, Nadine, Christine et Khristine. Ils m'ont motivée, assistée, réconfortée sans relâche durant ces quatre longues années. Leur bonne humeur et leur gentillesse n'ont pas d'égal. Sans eux, cette thèse n'aurait pu aboutir.

Je tiens à remercier également tous ceux qui, scientifiques ou personnels des services hydrologiques et météorologiques nationaux, ont œuvré pour la réussite de cette thèse, en nous transmettant des données récentes ou en nous apportant un soutien méthodologique : Declan Conway et David Viner, Isabelle Pocard et Bernard Fontaine, Gaston Lienou et Daniel Sighomnou, Telesphore Brou Yao, Saramatou Kone, Sao Sangare, Robert Dessouassi, Abou Amani, Soussou Sambou, Nadji Tellro Wai. Je n'oublie pas non plus les stagiaires et vacataires qui ont travaillé sur des développements spécifiques d'une partie de mes travaux de recherche. Je pense à Sabine, Manu, Emma et Laurence.

Merci à ma famille et tous mes amis pour leur soutien moral. Enfin, merci à **Guillaume** pour m'avoir toujours encouragée et surtout supportée ma mauvaise humeur, les nuits blanches et la monopolisation quasi permanente de l'ordinateur ces dernières semaines.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	- 1 -
----------------------------	--------------

INTRODUCTION	- 9 -
---------------------------	--------------

CHAPITRE 1 : DESCRIPTION DU MILIEU ET PRÉSENTATION DES DONNÉES DE L'ÉTUDE	- 17 -
--	---------------

1. Présentation de la zone d'étude	- 19 -
1.1. Aspects climatiques.....	- 19 -
1.1.1. Unités climatiques.....	- 20 -
1.1.2. Précipitations.....	- 21 -
1.1.2.1. À l'échelle interannuelle.....	- 21 -
1.1.2.2. À l'échelle saisonnière.....	- 23 -
1.1.3. Autres paramètres climatiques.....	- 24 -
1.2. Aspects géomorphologiques.....	- 26 -
1.2.1. Relief.....	- 26 -
1.2.2. Géologie.....	- 27 -
1.2.3. Sols.....	- 28 -
1.2.4. Végétation.....	- 29 -
1.3. Régimes hydrologiques.....	- 30 -
1.4. Aspects socio-économiques.....	- 31 -
1.5. Choix des sous-bassins.....	- 34 -
2. Constitution de la banque de données	- 39 -
2.1. Choix de l'échelle spatio-temporelle.....	- 39 -
2.2. Données hydrologiques.....	- 40 -
2.2.1. Sources.....	- 40 -
2.2.2. Critique et comblement des lacunes.....	- 40 -
2.2.2.1. Élimination des données douteuses.....	- 40 -
2.2.2.2. Méthodes de reconstitution.....	- 41 -
2.2.2.2.1. Valeurs journalières.....	- 41 -
2.2.2.2.2. Valeurs mensuelles.....	- 41 -
2.2.2.2.3. Cas particuliers : les étiages.....	- 42 -
2.2.2.3. Données hydrologiques du bassin versant de la Gambie.....	- 42 -
2.2.2.4. Données hydrologiques du bassin versant du Sénégal.....	- 43 -
2.2.2.5. Données hydrologiques du bassin versant du Sassandra.....	- 45 -
2.2.2.6. Données hydrologiques du bassin versant du Logone-Chari.....	- 45 -
2.3. Constitution des grilles de données spatialisées.....	- 46 -
2.3.1. Construction des grilles de pluies.....	- 46 -
2.3.1.1. Données du CRU (Climatic Research Unit).....	- 46 -
2.3.1.2. Données de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement).....	- 47 -
2.3.2. Construction des grilles d'évapotranspiration.....	- 50 -
2.3.2.1. ETP Penman (PEN).....	- 50 -
2.3.2.2. ETP Penman-Monteith (FAO).....	- 51 -

2.3.2.3. ETP Thom et Oliver (TO).....	- 52 -
2.3.3. Construction des grilles " sols"	- 52 -
2.3.3.1. Données FAO.....	- 53 -
2.3.3.2. Données Saxton.....	- 54 -
2.3.3.3. Données CRU	- 55 -
2.4. Synthèse sur la disponibilité des données.....	- 58 -
3. Conclusions : vulnérabilité de l'Afrique de l'Ouest et Centrale face aux variations climatiques	- 60 -
CHAPITRE 2 : CARACTÉRISATION DE LA VARIABILITÉ HYDROCLIMATIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST ET CENTRALE	- 63 -
1. La circulation atmosphérique tropicale	- 65 -
1.1. Éléments majeurs de la circulation atmosphérique au-dessus des régions étudiées	- 65 -
1.1.1. Les alizés	- 66 -
1.1.2. La mousson.....	- 66 -
1.1.3. La Zone de Convergence InterTropicale	- 67 -
1.2. Circulation atmosphérique et conditions hydroclimatiques.....	- 68 -
2. Analyse climatique diagnostique de la variabilité hydroclimatique de l'Afrique de l'Ouest et Centrale.....	- 68 -
2.1. Les réanalyses de données atmosphériques	- 69 -
2.1.1. Présentation des données de réanalyses	- 70 -
2.1.2. Diagnostic de la fiabilité des données de réanalyses NCEP/NCAR	- 74 -
2.1.2.1. Période homogène en Afrique Tropicale : 1968-1998	- 75 -
2.1.2.2. Paramètres atmosphériques les plus fiables	- 75 -
2.1.2.3. Cas des précipitations.....	- 76 -
2.1.2.4. Résolution temporelle et échelle spatiale	- 79 -
2.2. Mousson ouest africaine et hydrologie de surface.....	- 80 -
2.2.1. Définitions des outils diagnostiques	- 80 -
2.2.1.1. Détermination des structures de variabilité	- 80 -
2.2.1.2. Les analyses composites	- 83 -
2.2.2. Hydrologie et champs météorologiques.....	- 85 -
2.2.2.1. Géopotential à 1000 hPa	- 85 -
2.2.2.2. Vitesse verticale à 400 hPa	- 86 -
2.2.2.3. Eau précipitable.....	- 87 -
2.2.2.4. Vitesses des vents à 925 hPa (composantes zonales et méridiennes).....	- 88 -
2.2.2.5. Flux de grande longueur d'onde	- 90 -
2.2.2.6. Analyses des composites.....	- 91 -
2.3. Dynamique atmosphérique en relation avec les anomalies hydrologiques.....	- 96 -
3. Approches statistiques et analyses des séries pluviométriques et hydrologiques.....	- 97 -
3.1. Méthodologie mise en œuvre	- 97 -
3.1.1. Utilisation d'indices pluviométriques.....	- 97 -
3.1.2. Tests statistiques de détection de rupture.....	- 98 -
3.1.2.1. Test de Pettitt	- 98 -
3.1.2.2. Statistique U de Buishand	- 99 -
3.1.2.3. Procédure bayésienne de Lee et Heghinian (1977)	- 99 -
3.1.2.4. Procédure de Segmentation de Hubert	- 100 -
3.1.3. Calcul des variations moyennes.....	- 101 -
3.1.4. Tests de permutation	- 101 -
3.2. Caractérisation d'une variabilité des pluies annuelles.....	- 104 -
3.2.1. Calcul des indices	- 104 -
3.2.2. Examen de l'homogénéité des séries.....	- 107 -
3.2.3. Test de permutation	- 110 -
3.2.4. Conclusions sur la variabilité des pluies annuelles entre 1970 et 2000	- 112 -

3.3. Caractérisation d'une variabilité des écoulements annuels	- 112 -
3.3.1. Examen de l'homogénéité des séries.....	- 112 -
3.3.2. Test de permutation	- 117 -
3.3.3. Conclusions sur la variabilité des écoulements annuels entre 1970 et 2000.....	- 118 -
4. Conclusions : modifications de la dynamique de la mousson ouest-africaine et persistance de la sécheresse	- 119 -
CHAPITRE 3 : LA MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT : ÉVALUATION D'UN OUTIL POUR ÉTUDIER L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU	- 123 -
1. Choix d'un type de modélisation : avantages et limites	- 125 -
2. Présentation des modèles.....	- 127 -
2.1. Le modèle GR2M.....	- 128 -
2.2. Le modèle WBM (Water Balance Model).....	- 130 -
2.3. Principe d'application des modèles.....	- 132 -
3. Protocole d'identification et d'analyse des paramètres	- 132 -
3.1. Fonction objectif ou critère d'optimisation	- 133 -
3.2. Coefficients d'appréciation du bilan volumique	- 133 -
3.3. Méthodes numériques d'optimisation	- 135 -
3.3.1. Principe de la méthode de Rosenbrock (1960)	- 135 -
3.3.2. Principe de la méthode de Nelder et Mead (1964).....	- 136 -
4. Phase de calage	- 137 -
4.1. Analyse de l'influence du point de départ.....	- 137 -
4.1.1. Analyse des paramètres calés.....	- 139 -
4.1.2. Analyse des performances : comportement de la fonction critère	- 141 -
4.2. Identification des options optimales de modélisation	- 144 -
4.2.1. Meilleure combinaison de données d'entrée.....	- 145 -
4.2.2. Meilleure "période" de calage/validation.....	- 148 -
4.3. Analyse de la sensibilité des modèles aux paramètres.....	- 153 -
4.3.1. Calage/validation des modèles GR2M et WBM.....	- 154 -
4.3.2. Sensibilité des modèles aux paramètres en terme de performance de la fonction objectif	- 157 -
4.3.3. Sensibilité des modèles aux paramètres en terme de bilans volumiques	- 159 -
4.3.4. Conclusions sur la sensibilité des modèles aux paramètres	- 165 -
4.4. Analyse de la sensibilité des modèles aux données d'entrée.....	- 165 -
4.4.1. Sensibilité des modèles aux erreurs relatives de précipitations	- 165 -
4.4.2. Sensibilité des modèles aux erreurs relatives d'ETP	- 170 -
4.4.3. Sensibilité des modèles aux erreurs relatives de WHC.....	- 171 -
4.4.4. Conclusions sur la sensibilité des modèles aux données d'entrée	- 175 -
5. Protocole de calage pour tous les bassins étudiés	- 176 -
5.1. Description du protocole	- 176 -
5.2. Présentation des résultats.....	- 177 -
5.2.1. Calage-validation du modèle GR2M	- 177 -
5.2.2. Calage-validation du modèle WBM	- 184 -
5.3 Comparaison des modèles GR2M et WBM	- 190 -
6. Conclusions : performance et robustesse des modèles hydrologiques étudiés.....	-192 -

CHAPITRE 4 : LA QUESTION DU CHANGEMENT CLIMATIQUE : QUELS SCÉNARIIS ET QUELS MODELES DEVONS-NOUS UTILISER EN AFRIQUE SUB-SAHARIENNE ?	- 193 -
1. Le changement climatique	- 195 -
1.1. Les mécanismes en jeu	- 195 -
1.1.1. L'effet de serre : un phénomène naturel amplifié par les activités humaines	- 196 -
1.1.1.1. Gaz à effet de serre.....	- 197 -
1.1.1.2. Aérosols	- 199 -
1.1.2. Conclusions sur l'effet de serre	- 200 -
1.2. Le bilan scientifique sur l'évolution du climat.....	- 201 -
1.2.1. Création d'un groupe d'experts scientifiques.....	- 201 -
1.2.2. Organisation du groupe.....	- 201 -
1.2.3. Les produits de l'IPCC	- 203 -
1.2.4. Bilan 2001 : changements observés et projections pour l'évolution future du système climatique	- 203 -
2. Les modèles de circulation générale	- 205 -
2.1. Structure des modèles climatiques.....	- 205 -
2.2. Faiblesses et incertitudes des modèles climatiques	- 207 -
2.3. Les modèles climatiques disponibles.....	- 208 -
2.4. Critères de sélection des sorties de modèles climatiques.....	- 209 -
3. Développements et applications des scénariis d'émissions	- 209 -
3.1. Nature et utilité des scénariis	- 210 -
3.2. Scénariis d'émissions du XX ^{ème} siècle.....	- 211 -
3.2.1. Description des familles de scénariis SRES	- 212 -
3.2.2. Comparaisons des familles de scénariis SRES.....	- 213 -
4. Comparaison des projections climatiques pour différents modèles sous plusieurs scénariis SRES	- 218 -
4.1. Les modèles climatiques retenus	- 218 -
4.2 Limitations.....	- 219 -
4.2.1. Résolution spatiale	- 219 -
4.2.2. Période d'étude.....	- 222 -
4.3. Comparaison des précipitations sur la période observée	- 223 -
4.3.1. Descriptions des critères retenus.....	- 223 -
4.3.2. Cas des précipitations annuelles	- 225 -
4.3.3. Cas des précipitations mensuelles.....	- 232 -
4.4. Comparaison des précipitations annuelles entre modèles et scénariis sur la période 1990-1998.....	- 234 -
4.4.1. Comparaison des modèles climatiques	- 234 -
4.4.2. Comparaison des scénariis	- 236 -
4.5. Comparaison des précipitations annuelles entre scénariis SRES sur la période 2000-2100	- 239 -
4.6. Conclusions sur la comparaison modèles climatiques et scénariis d'émission SRES	- 245 -
5. Méthode d'élaboration de scénariis climatiques	- 246 -
5.1. Choix des variables d'intérêts	- 247 -
5.2. Recommandations	- 248 -
5.3. Utilisation d'une chronique d'anomalies	- 249 -
5.4. Utilisation des variations aux horizons	- 250 -
5.5. Conclusions sur la génération de scénariis climatiques	- 254 -
6. Conclusions : des sorties de modèles à l'élaboration de scénariis climatiques, outils pour l'évaluation des impacts du changement climatique	- 256 -

CHAPITRE 5 : IMPACTS POTENTIELS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU	- 259 -
1. Projections des conditions climatiques selon les scénarii élaborés	- 261 -
1.1. Évolution de l'évapotranspiration potentielle	- 261 -
1.2. Évolution des précipitations	- 265 -
1.3. Conclusions sur les précipitations et ETP issues des scénarii climatiques	- 272 -
2. Application des scénarii climatiques dans les modèles pluie-débit	- 272 -
2.1. Problème d'échelle.....	- 273 -
2.2. Hypothèses de modélisation	- 274 -
2.2.1. Capacité en eau du sol fixes.....	- 274 -
2.2.2. Choix du jeu de paramètres calés.....	- 275 -
2.3. Conclusions sur les hypothèses de modélisation	- 277 -
3. Études des impacts sur les ressources en eau	- 278 -
3.1. Évolution des débits moyens annuels	- 278 -
3.1.1. Études des séries chronologiques annuelles.....	- 279 -
3.1.2. Analyse de la distribution des séries de débits simulés.....	- 281 -
3.1.3. Taux de variation des écoulements moyens annuels.....	- 285 -
3.1.4 Conclusions sur les évolutions futures des écoulements annuels.....	- 292 -
3.2. Évolution des débits moyens mensuels	- 293 -
3.3. Conclusions sur l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau	- 297 -
4. Conclusions : différenciation régionale des impacts du changement climatique sur les ressources en eau	- 299 -
 CONCLUSION GÉNÉRALE	 - 303 -
 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	 - 311 -
 LISTE DES FIGURES	 - 331 -
 LISTE DES TABLEAUX.....	 - 341 -
 LISTE DES ABRÉVIATIONS	 - 347 -
 ANNEXES	 - 351 -

INTRODUCTION

1. Cadre de l'étude et problématique

Les ressources en eau : une préoccupation majeure des sociétés et des États africains

Depuis une vingtaine d'années, un intérêt soutenu se manifeste pour l'étude du climat et de sa variabilité, compte tenu des conséquences parfois dramatiques que celle-ci peut entraîner, quelle que soit la région de la planète considérée. Les implications de cette variabilité sur celle des ressources en eau sont particulièrement fortes et touchent, à leur tour, de très nombreux secteurs d'activités.

Les États africains, spécifiquement ceux de l'Afrique de l'Ouest et Centrale présentent une sensibilité accrue aux situations extrêmes (inondations, sécheresses) en raison de leur structure économique, sociale et démographique. Ces extrêmes entraînent fréquemment des déplacements massifs de population, une paralysie économique, et dans les situations les plus graves, famines et pertes de nombreuses vies humaines (à l'exemple de la sécheresse de 1983-1984). L'évolution des ressources en eau est par conséquent au cœur des préoccupations des États africains, mais également de la communauté scientifique.

L'évaluation du changement climatique et de ses impacts

Le troisième rapport de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), rendu public au printemps 2001, met clairement en évidence les progrès accomplis au cours de ces dernières décennies par la communauté scientifique internationale en matière d'évolution des phénomènes climatiques. Basés sur l'utilisation de Modèles de Circulation Générale, ces travaux valident également des prévisions de plus en plus affinées sur l'évolution du climat en réponse au forçage d'origine anthropique de l'augmentation des gaz à effet de serre. Ces Modèles de Circulation Générale (MCG), bien qu'imparfaits, sont les seuls outils à notre disposition pour évaluer les impacts du changement climatique sur les ressources en eau.

Trois problèmes majeurs relatifs à l'utilisation des MCG peuvent cependant être soulevés. Tout d'abord, leur résolution n'est pas adaptée à celle de la modélisation hydrologique. À l'échelle de 2,5° carrés ou plus, il n'y a pas beaucoup d'applications hydrologiques pratiques, car la grande majorité des bassins versants des réseaux nationaux sont de taille inférieure à 100 000 km². Ensuite, les différences entre les sorties de Modèles de Circulation Générale

sont très marquées (IPCC, 2001a). Enfin, les précipitations sont généralement peu réalistes : à partir de plusieurs Modèles de Circulation Générale, Casenave (2004) montre bien ce phénomène pour l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Pour augmenter la confiance dans les prévisions, il faut travailler à partir de champs de variations combinés aux observations. Cependant, ce n'est pas parce que certains modèles climatiques concordent dans leurs prévisions, que l'atmosphère répondra comme prévu par ces MCG aux forçages observés.

Un contexte scientifique favorable

Les débats sur le développement durable et l'accès à la ressource en eau ont sensibilisé davantage la communauté scientifique sur les impacts du changement climatique, comme en témoignent les nombreux programmes de recherches internationaux et nationaux mis en œuvre ces dernières années, sur cette problématique.

Le lancement fin 2000 des travaux de recherche présentés ici s'inscrit pleinement dans ce contexte scientifique. Cela se traduit par :

- la participation au programme FRIEND-AOC (Flow Regimes from International and Experimental Network and Data – Afrique de l'Ouest et Centrale), projet phare du Programme Hydrologique International de l'UNESCO. Ce programme vise à approfondir les connaissances de la variabilité spatiale et temporelle des régimes hydrologiques ;
- la participation à des projets nationaux, portant plus spécifiquement sur la modélisation hydrologique (ECCO-PNRH).

Ce travail a également bénéficié de la mise en place de partenariats, aboutissant à la mise à disposition des données nécessaires au suivi des impacts du changement climatique : les réanalyses du National Centre for Environmental Prediction (Kalnay *et al.*, 1996) auprès du Centre de Recherche en Climatologie (Dijon, France) ; les données climatiques spatialisées à la résolution du demi degré carré (New *et al.*, 1999) auprès du Climate Research Unit (Norwich, U.K.) ; enfin, les données hydrologiques auprès du Centre Agrhymet (Niamey, Niger) et par le réseau de partenaires africains développé dans le cadre du projet FRIEND-AOC. Les rencontres avec ces différents partenaires ont été autant d'occasions de présenter les résultats et de faire évoluer la méthodologie mise en œuvre.

2. Problématique et objectifs

L'objectif de ce travail dérive d'un constat simple : compte tenu de la variabilité du climat et des conséquences parfois dramatiques que celle-ci peut entraîner, l'évolution des ressources en eau, pour les États africains de la zone soudano-sahélienne, est une question préoccupante, tant pour le développement économique (agriculture, énergie hydro-électrique) que pour le devenir des populations (santé, alimentation en eau potable, sécurité alimentaire). Il s'agit donc d'apporter une contribution hydrologique aux réflexions menées au sein de la communauté scientifique internationale, en terme de variabilité et d'instabilité du climat.

Les régions d'Afrique de l'Ouest et Centrale sont apparues d'autant plus pertinentes pour évaluer l'évolution des ressources en eau que :

- ces régions sont très fragilisées du point de vue environnemental (forte pression anthropique sur le milieu, déforestation, désertifications, dégradation des sols, etc.). Elles se révèlent ainsi un objet d'étude approprié pour traiter de la variabilité liée à celle du climat et de la modélisation des ressources en eau, dans la mesure où le développement de ces régions repose largement sur leur maîtrise ;
- ces régions sont celles pour lesquelles une importante masse de données a pu être collectées depuis de nombreuses années en partie par l'ORSTOM (aujourd'hui IRD). Cette information disponible constitue un support privilégié pour ces travaux de recherches.

C'est donc pour des bassins d'Afrique de l'Ouest et Centrale (Sénégal, Gambie, Sassandra, Logone-Chari) que l'on cherche à apporter des éléments de réponses aux questions suivantes : **Quels indices climatiques identifier pour suivre et anticiper les grandes variations hydrologiques sur le continent africain ? À l'échelle régionale, quelle modélisation hydrologique mettre en œuvre pour appréhender et évaluer les éventuelles modifications sur les ressources en eau ? Comment cette modélisation hydrologique traduit-elle l'impact du changement climatique ?**

L'objectif final est donc d'apporter des éléments précis de connaissances quant aux manifestations de la variabilité du climat et son lien avec celle des ressources en eau. Ceci permettra, à partir d'élaboration de différents scénarii climatiques, de contribuer à l'estimation et à la gestion durable des ressources en eau.

Les travaux entrepris s'organisent autour de trois axes de recherches :

- **approfondir les connaissances de la variabilité spatiale et temporelle des régimes pluviométriques et hydrologiques, et donc des ressources en eau.** On analysera ici les relations entre les signatures caractéristiques de phénomènes climatiques et la variabilité spatio-temporelle des ressources en eau. À cette fin, l'analyse des séries concomitantes, variables hydrologiques d'une part, autres variables climatiques d'autre part, permettra de replacer cette variabilité hydrologique dans un contexte global. Il s'agit également d'exploiter les séries hydroclimatiques à l'aide de méthodes d'analyses statistiques robustes, comme l'identification de rupture ou l'utilisation du test de permutation, afin de replacer cette variabilité dans un contexte historique ;
- **modéliser la production des ressources en eau à l'échelle des bassins versants de quelques milliers à quelques centaines de milliers de kilomètres carrés ou de grandes unités hydrographiques.** Le développement ou l'amélioration de modèles hydrologiques travaillant sur de grandes unités d'espace et au pas de temps mensuel est nécessaire pour favoriser l'articulation des approches climatiques et hydrologiques. L'application de ces modèles par une approche semi-distribuée doit permettre de prendre en compte une certaine hétérogénéité des bassins versants (sols, végétation, etc.) et donc une différenciation spatiale des contributions à l'écoulement. Les approches de ce type, moins contraignantes que les approches distribuées qui nécessitent généralement des données nombreuses et peu disponibles, mais plus souples et satisfaisants qu'une approche strictement globale d'un point de vue hydrologique, constituent un outil intéressant dans le cadre d'une problématique tournée vers les impacts du climat sur les ressources en eau ;
- **lier la variabilité du climat et la relation pluie-débit.** Des scénarii climatiques, élaborés à partir des données de précipitations et de température issues des Modèles de Circulation Générale, seront appliqués aux modèles hydrologiques, afin d'analyser et de quantifier leurs impacts sur les écoulements des rivières et donc, sur les ressources en eau (évolution à long terme, modification des régimes).

Il faut garder à l'esprit qu'il ne rentre pas dans nos intentions de traiter nous même du déterminisme de cette variabilité et de cette instabilité du climat, domaine relevant d'autres compétences. Le but n'est pas non plus de fournir des prévisions fines d'évolution des ressources en eau aux échelles locale et régionale pour les décennies à venir. L'approche

proposée permet d'apporter des éléments de connaissances quant aux manifestations de la variabilité du climat et à leur lien avec la variabilité des ressources en eau.

3. Organisation du mémoire

Les quatre unités hydrographiques retenues sont découpées en sous-bassins versants. Pour chacun d'eux (42 au total), nous avons simulé les écoulements pour le XXI^{ème} siècle. La présentation exhaustive de l'ensemble des analyses menées pour ces bassins versants conduirait à un manuscrit trop dense. Aussi le texte est-il volontairement synthétique mais accompagné d'illustrations caractéristiques des résultats obtenus. Cette présentation permet de ne retenir que les éléments essentiels pour chaque unité hydrographique étudiée mais aussi de pouvoir plus aisément les comparer. Le mémoire est articulé en cinq chapitres.

Le **premier chapitre** présente le contexte géographique et climatique des quatre unités hydrographiques retenues pour cette étude, puis introduit les données utilisées pour constituer la base spatialisée préalable et nécessaire à la modélisation hydrologique.

Le **deuxième chapitre** est dévolu à la caractérisation de la variabilité hydroclimatique en Afrique de l'Ouest et Centrale sur la période 1950-2000. Cette caractérisation s'appuie sur des analyses climatiques diagnostiques (relation entre mousson ouest africaine et hydrologie de surface) et sur la mise en œuvre de tests statistiques de permutation et de détection de rupture dans les séries ; l'accent est mis sur la décennie 90, témoin de la persistance ou non de la sécheresse.

Le **troisième chapitre** présente les modèles de bilan hydrologique retenus. Le but est de tester la performance de ces modèles et d'évaluer leur sensibilité aux données d'entrée et aux variations sur leurs paramètres.

Le **quatrième chapitre** traite spécifiquement du changement climatique. Après un bref rappel des connaissances sur les mécanismes mis en jeu, il présente une évaluation de la fiabilité des sorties de Modèles de Circulation Générale ainsi que les méthodes utilisées pour construire des scénarii climatiques.

Enfin, le **cinquième chapitre** présente les principales caractéristiques des scénarii climatiques élaborés, ainsi que les impacts du changement climatique sur les ressources en eau. Les simulations d'écoulements pour le XXI^{ème} siècle sont présentés et les résultats discutés.

**CHAPITRE 1 : DESCRIPTION DU MILIEU
ET PRÉSENTATION DES DONNÉES DE
L'ÉTUDE**

Le continent africain, terre de contraste en matière de climat, est très fragilisé d'un point de vue environnemental, d'une part par la forte pression anthropique qu'il subit, d'autre part par les problèmes croissants de dégradation des sols. Étant donné la gamme et l'ampleur des contraintes de développement, l'Afrique subit de plein fouet les variations du climat. Ce continent se révèle, ainsi, un objet d'étude approprié pour traiter de la variabilité climatique et de la modélisation des ressources en eau, dans la mesure où son développement économique repose encore très largement sur la maîtrise de l'eau. De plus, les régions d'Afrique de l'Ouest et Centrale subissent depuis plus de trente ans une sécheresse persistante, dont les conséquences socio-économiques sont difficiles à résorber, et qui nécessitent, aujourd'hui, une adaptation des populations à un contexte en évolution.

Cette description du cadre physique concerne quatre grandes unités hydrographiques, qui s'inscrivent pleinement dans le cadre du programme FRIEND-AOC (*Flow Regimes from International and Experimental Network Data - Afrique de l'Ouest et Centrale*) de l'UNESCO : les bassins du Sénégal, de la Gambie, du Sassandra et du Logone-Chari. Ces unités sont celles pour lesquelles une importante masse de données a pu être collectée depuis de nombreuses années, en particulier par l'ORSTOM (aujourd'hui IRD). Ce choix est également motivé par l'opportunité qu'offre le programme FRIEND-AOC de collaborer avec nos partenaires africains pour la mise à jour des données hydrologiques synoptiques, nécessaires au suivi des impacts du changement climatique sur l'environnement et les ressources en eau. Cette information disponible constitue un support privilégié pour travailler sur des bassins de plusieurs milliers de kilomètres carrés, échelle retenue pour ce travail car pertinente au regard de la planification et la gestion des ressources en eau.

1. Présentation de la zone d'étude

Les bassins versants retenus s'étalent sur 16 pays, et la zone d'étude associée s'étend de la façade Atlantique à 32,25° de longitude est, entre les latitudes 1,25° N et 24,25° N.

1.1. Aspects climatiques

Cette zone, située dans le domaine intertropical, couvre une diversité climatique importante, complexifiant d'autant l'analyse des résultats, en particulier, des régimes saisonniers. La plus

ou moins grande abondance des précipitations et leur répartition saisonnière constituent les déterminants des unités climatiques.

1.1.1. Unités climatiques

L'individualisation des unités climatiques se fait généralement sur la base du régime des précipitations et de la succession des saisons. Dans les climats tropicaux, les amplitudes thermiques s'accroissent et le total des précipitations diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'équateur. L'alternance entre saison sèche et saison humide est la règle. En raison de la forme massive du continent, l'influence de la latitude est prépondérante dans l'hémisphère nord, où les différentes zones tropicales se succèdent en bandes parallèles à l'équateur. On note cependant la présence des reliefs en Guinée, au Cameroun et au Togo/Bénin qui perturbent localement cette répartition en constituant des barrières à la pénétration des flux de mousson. On distingue trois unités climatiques sur notre zone d'étude (Jeune Afrique, 1993) :

- le **climat tropical humide (ou guinéen)** est proche du climat équatorial par l'abondance des précipitations, mais s'en distingue par l'existence de deux saisons sèches inégales (août-septembre et décembre-avril). Ce type de climat règne en particulier le long du Golfe de Guinée, de la Sierra Leone au Nigeria. Les précipitations annuelles sont comprises entre 1400-1500 et 4500 mm ;
- dans le **climat tropical sec (ou soudanien)**, la saison sèche s'allonge au fur et à mesure que l'on s'approche du tropique. La sécheresse est accentuée par l'harmattan, vent chaud qui souffle du nord-est vers l'Atlantique. La saison humide, appelée hivernage, se situe entre mai-juin et septembre-octobre. Les précipitations annuelles vont de 700-800 mm à 1400-1500 mm, de la forêt tropicale sèche au sud au sahel au nord. Ce climat couvre la majeure partie de notre zone d'étude, globalement entre les latitudes 10° N et 15° N ;
- le **climat sahélien** marque la transition vers le climat désertique. Les pluies sont de plus en plus rares (de 700-800 à 250-300 mm/an) et ne tombent que pendant trois à cinq mois (juin à octobre, avec un maximum centré sur juillet/août). Surtout, les pluies sont très irrégulières dans le temps et dans l'espace. Ce type de climat apparaît sur la partie septentrionale de notre zone d'étude, du Sénégal au Soudan.

L'ensemble des mécanismes expliquant la mise en place et le déterminisme de ces régimes climatiques a largement été décrit par plusieurs auteurs (Dhonneur, 1985 ; Leroux, 1980 ; Moron, 1994). Les grands traits de la circulation atmosphérique et de la météorologie tropicale seront développés au chapitre suivant.

1.1.2. Précipitations

1.1.2.1. À l'échelle annuelle

D'une manière générale, l'ensemble de la zone d'étude s'inscrit entre les isohyètes 100 mm au nord et l'isohyète 4000 mm le long du Golfe de Guinée (Figure 1.1), en accord avec la carte des précipitations moyennes sur la période 1951-1989 de L'Hôte et Mahé (1996). Au-dessus de la latitude 10° N, les isohyètes sont subzonales avec une diminution des pluies du sud vers le nord. Sous la latitude 10° N, on observe un gradient pluviométrique sud-ouest nord-est lié, entre autres, aux reliefs de la dorsale guinéenne et au mont Cameroun. L'irrégularité interannuelle s'accroît du domaine guinéen vers le domaine sahélien, en particulier lorsque la pluviosité passe de 800 à 300 mm, et de l'intérieur vers les zones littorales. Au regard des bassins versants retenus, la gamme de variations des isohyètes interannuelles est plus réduite.

À l'intérieur des bassins versants du Sénégal et de la Gambie, la pluviosité varie considérablement, puisqu'elle atteint 2000 mm sur leurs bordures méridionales et 250 mm seulement sur la limite septentrionale du bassin versant du Sénégal. Le bassin versant de la Gambie est compris entre les isohyètes 700 et 1800 mm. La décroissance des précipitations est d'abord très rapide sur le rebord du Fouta Djallon où en moins de 20 km, on passe de l'isohyète 2000 mm à l'isohyète 1700 mm. La décroissance est ensuite plus progressive et assez régulière. L'isohyète 1500 mm détermine la partie des bassins supérieurs situés dans le domaine guinéen. En deçà, les trois quarts des bassins versants du Sénégal et de la Gambie sont situés en domaine tropical de transition. Au nord de l'isohyète 750 mm s'étend le domaine tropical pur. Au-delà de cette latitude, la décroissance des précipitations est assez régulière jusqu'à l'isohyète 200 mm, à laquelle correspond le domaine sahélien.

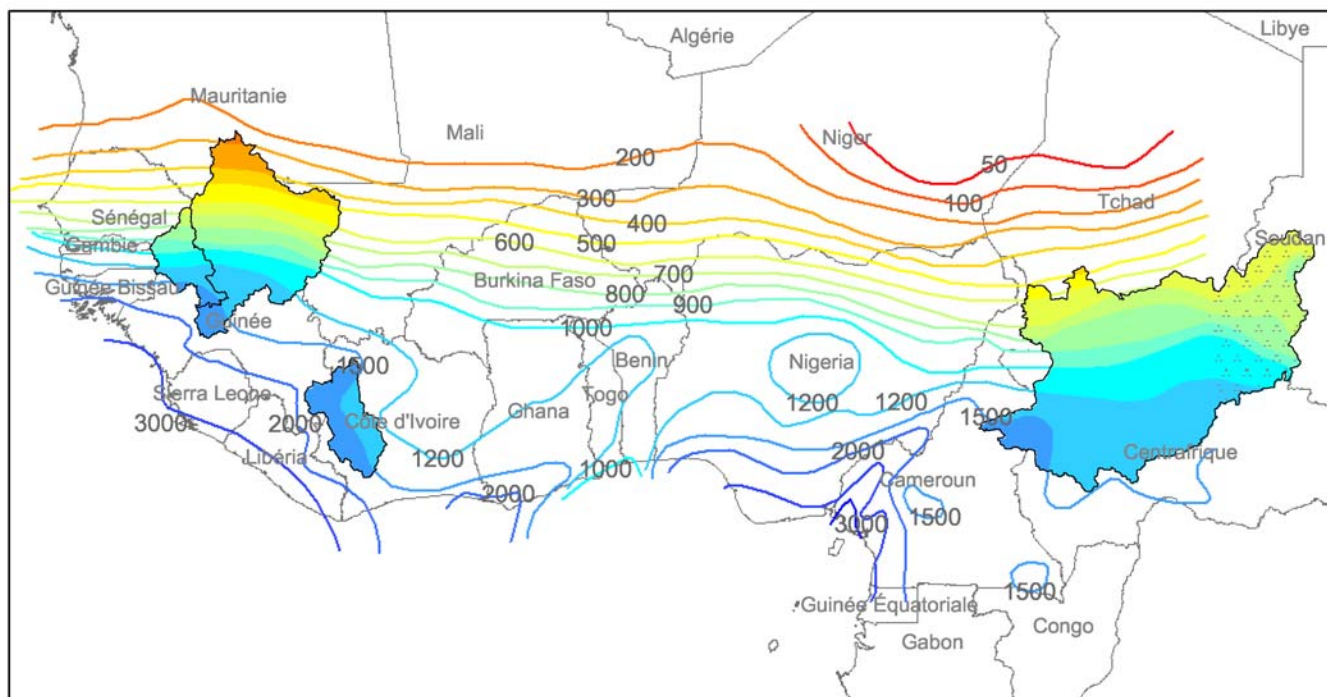


Figure 1.1 – Carte des précipitations moyennes interannuelles sur la période 1951-1989 sur la zone d'étude et en particulier sur les bassins versants étudiés (d'après Mahé et L'Hôte, 1996). Les isohyètes de la partie orientale du bassin versant du Chari (en figuré) ont été obtenues d'après la monographie établie par Billon et al. (1974).

Le bassin du Logone-Chari est compris entre les isohyètes 350 et 1600 mm. Comme tous les bassins versants situés en zone soudano-sahélienne, la pluviométrie décroît progressivement et régulièrement du sud vers le nord. On note également que les isohyètes marquent une nette incurvation dans la partie sud-ouest du bassin, en bordure du massif de Yade, contrefort des monts de l'Adamaoua au Cameroun mais également dans la partie nord-est avec le mont Djebel Marra. Le massif de l'Adamaoua constitue une véritable barrière climatique au flux de mousson. Au nord de ce massif, la zonalité latitudinale reprend ses droits et on observe une baisse rapide de la pluviométrie en allant vers le nord : près de 700 mm de différence entre Moundou et Ndjamenas pour 350 km seulement. On soulignera la déclivité des isohyètes vers l'est, qui placent les isohyètes 1200-1300 mm du sud Sénégal à la même latitude que l'isohyète 400 mm dans le nord-est du Nigeria.

Pour le bassin versant du Sassandra, les isohyètes prennent la forme de "U" incliné vers le nord-est, et axé sur une ligne qui traverse en diagonale la Côte d'Ivoire en passant par Tabou-Gagnoa-Bouaké. Le bassin est compris entre les isohyètes 1800 mm à son extrême sud et 1200 mm dans sa partie nord. Les précipitations diminuent progressivement du sud-ouest vers

le nord-est en suivant cet axe, et augmentent lorsqu'on s'en éloigne aussi bien vers le nord-ouest que vers le sud-est.

1.1.2.2. À l'échelle saisonnière

Les bassins du Sénégal et de la Gambie sont caractérisés par un climat à une seule saison des pluies. Les précipitations mensuelles atteignent partout leur maximum de juillet à septembre. Dans le nord du bassin du Sénégal, la saison des pluies se limite pratiquement à trois mois, puis elle s'étend à quatre mois dans la partie médiane du bassin de mai à octobre (sud du bassin du Sénégal et nord du bassin de la Gambie) et enfin d'avril à octobre à l'extrême sud, dans les massifs du Fouta Djalou (Rochette, 1974). Les précipitations sont généralement de caractère orageux. Elles sont violentes et brèves dans le nord, et assez espacées (28 jours de pluie par an à Kiffa). Elles sont plus prolongées et nettement plus fréquentes dans le sud (187 jours de pluie par an à Dabola). En dehors de la saison des pluies, les précipitations sont infimes.

Sur le bassin du Logone-Chari, la répartition mensuelle des précipitations est unimodale, avec un maximum centré en août sur tout le pays, qui représente 40 % à 60 % du total annuel. La durée et la précocité de la saison des pluies diminuent vers le nord. Dans le sud du bassin, la saison des pluies dure environ sept mois et commence en avril. À la latitude du Lac Tchad, ce sont 3-4 mois de saison des pluies qui, vers juin, succèdent à 8-9 mois de saison sèche, généralement intégrale (Billon *et al.*, 1967 et 1974). Les précipitations sont dues soit à des orages locaux qui durent moins d'une heure et sont très intenses, soit à des lignes de grains qui correspondent à de fortes averses orageuses, soit encore à des pluies de mousson non orageuses, de faible intensité mais de longue durée. On compte en moyenne, dans la zone du massif de Yade, plus de 150 jours de pluies par an, alors qu'au nord, les pluies se font rapidement plus rares, avec moins de 30 jours au bord du Lac Tchad.

Dans le sud du bassin de la Sassandra, la répartition des précipitations mensuelles est bimodale (alternance de quatre saisons) et passe progressivement à un régime unimodal (deux saisons) dans la partie nord. En général, le début de la saison des pluies est marqué par des averses orageuses. En milieu de saison des pluies, et particulièrement pendant la seconde dans le sud du bassin, les précipitations correspondent à des pluies continues de plusieurs heures

avec des intensités modérées. Dans la partie septentrionale, les pluies surviennent en majeure partie pendant les mois de juillet à septembre. Les premières pluies d'avril à juin sont espacées et faibles. De novembre à mars-avril, la sécheresse est intense. Dans cette partie du bassin, les précipitations intenses sont les plus fréquentes et le nombre de jours de pluies se situe entre 90 et 120 par an. La partie méridionale du bassin est caractérisée par l'alternance de quatre saisons : une première saison des pluies d'avril à juin, une petite saison sèche généralement de juillet à septembre, une seconde saison de pluies très irrégulière de septembre à novembre et une grande saison sèche de décembre à mars. Le nombre de jours de pluie par an varie entre 125 et 150, durant lesquels les pluies continues sont importantes (PNUD, 1992).

1.1.3. Autres paramètres climatiques

Les paramètres climatiques tels que le vent, la température de l'air, l'humidité relative et l'évaporation jouent un rôle prépondérant dans le bilan hydrologique. La description généralisée de ces paramètres s'appuie sur des valeurs moyennes. Toutefois, des perturbations locales telles que le relief et la végétation peuvent modifier leurs comportements vis-à-vis du cycle de l'eau.

Les variations saisonnières des directions et des vitesses des vents découlent de la circulation générale de l'atmosphère dans la zone intertropicale. Dans la zone soudano-sahélienne, les bassins versants sont soumis aux vents de secteur E-NE, d'influence saharienne (harmattan), pendant la saison sèche, en opposition aux vents de secteur W-SW, d'influence guinéenne (mousson) pendant la saison des pluies. Les vitesses des vents mesurées à 2 m du sol sont faibles en moyenne, avec des valeurs qui dépassent rarement les 10 km/h, excepté en saison sèche dans le bassin du Logone-Chari. En se rapprochant du domaine guinéen, les vents de secteur E-NE deviennent encore plus faibles, et l'on observe surtout des vents dominants de secteur W-SW tout le long de l'année.

Les températures moyennes annuelles sur l'ensemble de la zone d'étude sont comprises entre 20° C et 35° C. On constate une tendance à l'accroissement de la température moyenne du sud vers le nord (Figure 1.2). Cette tendance est accentuée sur les reliefs, notamment de Labé à Kayes, ce qui s'explique par les effets conjugués de la latitude et de la diminution de l'altitude. Les moyennes mensuelles maximales s'observent en général dans le mois qui précède la

saison des pluies, c'est-à-dire mars-avril pour le domaine guinéen (27° C) et mai en domaine sahélien (35° C). Dans la partie septentrionale de la zone d'étude, on observe des températures mensuelles maximales pouvant dépasser les 40° C. Au contraire, les températures mensuelles minimales s'observent sur les reliefs (7° C à Labé en février-mars). Les amplitudes thermiques journalières ou annuelles sont généralement faibles, sauf en zone désertique. En revanche pendant la saison sèche, les amplitudes thermiques entre le jour et la nuit peuvent atteindre les 30° C.

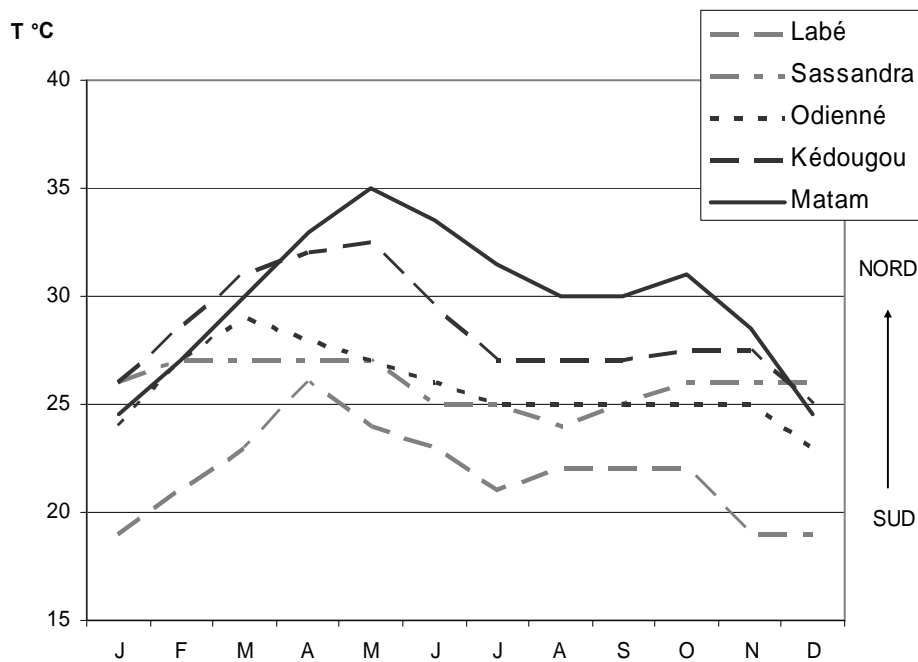


Figure 1.2 – Variations des températures moyennes mensuelles¹ sur la période 1961-1990, pour des stations réparties selon un transect sud-nord.

L'humidité relative moyenne annuelle varie en sens inverse de la latitude. Les valeurs les plus fortes s'observent en zone guinéenne, où elles dépassent les 70 %. Elles diminuent progressivement vers la zone soudano-sahélienne jusqu'à atteindre 40 %. Les valeurs mensuelles de l'humidité relative oscillent entre un minimum en saison sèche (février-mars) et un maximum en saison des pluies (août). Sur l'ensemble des bassins situés en zone soudano-

¹ Source : <http://www.meteomedia.com/Meteo/Stats/afrique.htm>

sahélienne, l'abaissement de la température nocturne en saison des pluies est suffisant pour provoquer l'apparition de rosées et des brouillards matinaux.

L'évapotranspiration potentielle (ETP) présente un gradient croissant latitudinal du sud vers le nord, c'est-à-dire que ses variations suivent celles de la température mais sont inverses à celles de la pluviométrie. On note une certaine influence de l'orographie. On estime que l'ETP annuelle varie d'environ 1500 mm, voire moins, en zone guinéenne (1450 mm à Sassandra) à plus de 3000 mm en zone sahéenne (3500 mm à Ndjamena). La variabilité interannuelle de l'ETP est très faible (Riou, 1975). Le minimum est enregistré en août sur toute la zone d'étude ; l'évaporation mensuelle maximum se déplace de janvier-février au sud à mars-avril au nord.

1.2. Aspects géomorphologiques

Dans l'ensemble, les reliefs de l'Afrique occidentale et orientale sont relativement homogènes. Les immenses superficies du "vieux continent", peu associées aux orogénèses récentes, sont soumises aux effets de l'érosion, et se transforment progressivement en pénéplaine (Jeune Afrique, 1993).

1.2.1. Relief

Notre zone d'étude est surtout occupée par des plaines et des plateaux. On trouve quelques chaînes de roches dures qui ont résisté à l'érosion : massif du Fouta Djallon ou dorsale guinéenne, ou encore massifs de l'Adamaoua et Atakora au Cameroun. Ainsi, les fleuves Sénégal et Gambie prennent leur source dans le massif guinéen. Au-delà, subsistent des plateaux et des collines, où le relief diminue encore plus vers le nord et vers l'Océan Atlantique, pour laisser place à une vaste étendue peu accidentée, présentant quelques reliefs sous forme de buttes témoins. Hormis ces quelques points, l'altitude est comprise entre le niveau de l'océan et 0-200 m au maximum.

Le Sassandra, prend sa source dans l'extrémité orientale de la dorsale guinéenne, formée par les massifs du Mont Nimba et de Man. Au-delà, le relief diminue graduellement et passe

d'une région de plateaux culminant à 500 m d'altitude au nord à celui d'une pénéplaine de moins de 50 m d'altitude en direction de l'Atlantique.

Les affluents du Chari prennent leur source dans une bande de montagnes et de collines disposées en arc de cercle, depuis le Cameroun jusqu'au Soudan. Aucun de ces massifs ne présente de relief particulièrement vigoureux ; mis à part quelques pointements rocheux, le paysage est assez mamelonné. Entre ces bordures, s'étale une cuvette dont l'altitude descend lentement vers le Lac Tchad. Plus de 50 % de la superficie du bassin du Logone-Chari est à une altitude inférieure à 500 m, ce qui explique les nombreuses zones d'inondations.

1.2.2. Géologie

Il y a plus de plus de 130 millions d'années, l'Afrique appartenait au Gondwana. Les roches cristallines précambriennes très rigides constituent l'actuel socle du continent africain. À plusieurs reprises, des plissements ont formé de grandes chaînes montagneuses que l'érosion a fini par réduire à l'état de pénéplaine. Sur ce socle précambrien, ainsi arasé, sont venus se déposer des roches sédimentaires : grès, marnes, calcaires et autres. Le plissement hercynien qui s'est produit à la fin de l'ère Primaire permet à l'Afrique de se dégager du Gondwana et provoque l'ondulation la plate-forme africaine en de vastes cuvettes (Sahara, Tchad, Niger) ou en bombements (Atakora, Fouta Djallon). Au Secondaire, le démembrement du Gondwana s'achève. Le Sahara est alors bordé par une mer qui occupe le Maghreb et où s'accumulent d'épaisses couches de sédiments ; il s'en dépose aussi dans plusieurs golfes marins à l'ouest comme à l'est du continent. Les mouvements tectoniques, au cours de l'ère Tertiaire, cassent le socle africain dont le matériel trop rigide ne peut pas se plisser. C'est l'est du continent qui va connaître les plus grands bouleversements, avec l'effondrement de certaines parties du socle en rifts, qui seront occupés par les lacs, tandis que d'autres se soulèvent, donnant naissance à de hautes montagnes. Les laves volcaniques qui remontent par les fractures construisent des volcans qui sont les plus hauts sommets d'Afrique de l'Est (Kilimandjaro, mont Kenya) et de l'Afrique Centrale (mont Cameroun). L'ère Quaternaire, dans laquelle nous vivons depuis un million d'années, a été surtout marquée par des variations climatiques importantes. C'est lors des périodes humides que se sont constituées les nappes phréatiques sahariennes, alors que les grands ensembles dunaires du Sahara et du Kalahari se sont modelés pendant les périodes sèches. L'évolution géologique de l'Afrique est loin d'être

achevée avec un volcanisme actif en Afrique Centrale, en Éthiopie et des tremblements de terre fréquents dans la région des Grands Lacs et surtout au Maghreb.

De ce fait, on observe, sur les bassins versants étudiés, deux grands ensembles géologiques : le socle Précambrien, ou "formation de base" qui correspond au vieux "bouclier africain" fortement pénéplanisé, et au-dessus les "formations de couverture". Le socle Précambrien comprend essentiellement des granites, des intrusions basiques et des roches métamorphiques. Les formations de couverture sont des formations sédimentaires et non métamorphisées. Du Primaire au Secondaire, on trouve une succession de grès. Le Tertiaire, représenté par le "Continental Terminal" (sables argileux), est recouvert d'alluvions récentes, d'origine fluviale, lacustre, éolienne ou mixte, déposées au cours du quaternaire. Pour le Logone-Chari, les dépôts quaternaires dépendent des transgressions et des régressions successives de la mer paléotchadienne puis du Lac Tchad.

1.2.3. Sols

Dans cette zone, la répartition des sols est extrêmement complexe et les variations spatiales importantes. Des facteurs topographiques, climatiques, édaphiques et géologiques interviennent dans la pédogenèse et déterminent les processus de lessivage, de ferralitisations et de ferrugination. À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, on observe une correspondance entre la zonalité climatique et la zonalité pédologique, quoique localement perturbée par la nature de la roche mère ou des conditions géomorphologiques. On trouve ainsi, du nord au sud, cinq grandes catégories de sols (Casenave et Valentin, 1988) :

- les **sols minéraux bruts** et les **sols peu évolués** correspondent aux affleurements rocheux et aux cuirasses ferrugineuses dénudées. Ce sont des sols caractérisés par un faible degré d'évolution et d'altération, et un taux de matière organique limité. Le climat ne permet qu'une désagrégation mécanique de la roche ;
- les **sols isohumiques** correspondent à des sols bruns subarides. Ils contiennent un horizon superficiel plus ou moins bien minéralisé et un horizon coloré en "brun" par les oxydes de fer. Certains se révèlent propices au développement de l'agriculture, d'autres pas, car ils renferment des éléments toxiques et sont pauvres en matière organique, azote et phosphore ;

- les **sols ferrugineux tropicaux plus ou moins lessivés** se développent à partir de matériau sablo-argileux ou argilo-sableux. Ces sols montrent un engorgement des horizons profonds et ont une faible disponibilité en eau et en éléments nutritifs. Ils sont cependant très répandus et exploités pour les cultures de céréales et de rente dans les zones où la pluviométrie est suffisante ;
- les **sols ferrallitiques** se développent sur n'importe quelle roche suffisamment riche en fer (d'où leur coloration) et un milieu bien drainé. Les processus d'hydrolyse et d'oxydation sont poussés à l'extrême. Ce sont des sols fertiles mais très sensibles à la dégradation anthropique, au feu et à l'érosion. La déforestation de ces sols produit une induration de la surface (cuirasse latéritique) ;
- enfin, les **sols hydromorphes** ne se répartissent pas vraiment selon une zonalité climatique, mais dépendent de conditions locales spécifiques. Ces sols se rencontrent dans les zones saturées d'eau en permanence ou presque. Ils sont donc imperméables et peu propices au développement de cultures. On les rencontre principalement dans la plaine d'inondation du Logone-Chari et du delta intérieur du Niger (production de riz).

1.2.4. Végétation

La configuration des paysages végétaux correspond en grande partie à celles des zones climatiques. L'influence des précipitations est déterminante, mais interviennent également d'autres facteurs comme le relief, la nature du sol et l'action de l'homme. Les feux de brousse et la culture sur brûlis ont en effet entraîné le recul de la forêt, au profit des zones herbeuses comme la savane et la steppe. De même, les régions de savanes subissent une pression croissante qui entraîne également une forte dégradation des états de surface. La physionomie des formations végétales se modifie de façon globale du sud vers le nord : la forêt s'éclaircit et passe à des peuplements aux espèces ligneuses de plus en plus petites et espacées, savane ou steppe arborée ou arbustive.

La **forêt dense** couvre les régions de climat équatorial, ainsi que certaines régions où l'humidité est exceptionnellement élevée. Toujours verte, la forêt équatoriale est composée de plusieurs étages d'arbres d'espèces très variées et dont les plus hauts dépassent 40 m. La très

forte humidité permanente et à la pauvreté des sols latéritiques, en fait un milieu peu propice à la vie humaine.

La **forêt claire** couvre les régions de climat tropical humide. Les arbres ne dépassent pas 25 m et perdent leurs feuilles durant la saison sèche. Leur espacement autorise le développement d'un épais tapis herbeux. Les défrichements ont fortement dégradé cette forêt sèche et précipité son évolution en savane.

La **savane** est, en Afrique, la formation végétale la plus répandue : son aire s'étend du Sénégal au Soudan sur notre zone d'étude. Dans la savane boisée puis arborée, on trouve les arbres en bouquets ou en galeries touffues le long des fleuves. Leur variété est réduite à quelques espèces : fromagers, palmiers à huile, rôniers, karités et baobabs. Dans la savane arbustive et dans la savane herbeuse, les arbres, plus ou moins clairsemés, ne dépassent pas 10 m et cèdent progressivement la place aux buissons.

À l'approche des déserts, quand les précipitations annuelles sont inférieures à 400-500 mm et que la saison sèche s'étend sur plus de 7 mois, la végétation arbustive disparaît. Dans la **steppe**, les herbes ne forment qu'un tapis discontinu et seuls poussent des arbustes et des plantes épineuses. L'agriculture n'est pratiquée qu'aux abords des fleuves et rivières, la plus grande partie de l'espace étant consacrée à l'élevage itinérant ou transhumant.

Notons que dans les régions montagneuses, l'altitude et l'orientation des versants entraînent des modifications importantes des paysages végétaux. Au fur et à mesure qu'on s'élève, la forêt s'éclaircit et les arbres sont plus petits : la forêt prend l'allure d'un maquis buissonnant.

1.3. Régimes hydrologiques

En Afrique, l'essentiel du réseau hydrographique est concentré dans les régions pluvieuses. Plus de la moitié des terres n'a pas d'écoulement vers la mer (endoréisme) ; les eaux de pluie y sont éliminées par infiltration et par évaporation. Ce domaine sans écoulement externe s'étend principalement sur toute la zone semi-aride et aride. L'accumulation des eaux dans des bassins, dépressions ou fossés, est due aux accidents du relief. Ces irrégularités influencent également le cours des fleuves, coupés de chutes et de rapides, tandis que le climat

conditionne en général leur régime. Dans la zone équatoriale, les régimes sont réguliers et abondants. Dans les régions où les pluies se concentrent en une seule saison, le régime des fleuves connaît des variations importantes. Les irrégularités des régimes et le caractère accidenté de leur cours font que les fleuves africains ne constituent que des voies d'accès médiocres vers l'intérieur des terres, et relient mal les régions qu'ils traversent. Mais ils sont porteurs de potentialités économiques telles que l'irrigation et l'énergie hydro-électrique, en plein essor.

Le régime d'un cours d'eau est déterminé par la répartition spatio-temporelle des précipitations et par les caractéristiques naturelles du bassin. À l'instar de la plupart des bassins en Afrique, ceux de notre zone d'étude sont souvent imperméables (Rodier, 1964). De ce fait, les évolutions saisonnières des débits correspondent assez bien à celles des précipitations. La caractérisation des régimes hydrologiques se base donc sur la succession des périodes de hautes-eaux et de basses-eaux bien marquées. Le schéma général de répartition saisonnière de ces périodes subit une déformation progressive du désert à la bordure du Golfe de Guinée, et définit donc deux types de régimes hydrologiques tropicaux : on distingue du nord au sud, le régime tropical pur et le régime tropical de transition :

- Le **régime tropical pur** se caractérise par une période des hautes-eaux brève (3 mois, de mi-juillet à mi-octobre) suivie d'un tarissement rapide qui s'achève en décembre-janvier, et fait place à un étiage marqué avec des écoulements extrêmement faibles. C'est le régime des fleuves Sénégal, Gambie et Logone-Chari.
- Le **régime tropical de transition** correspond à un régime intermédiaire entre le régime tropical pur et le régime équatorial. Il se distingue du tropical pur par une période de hautes-eaux beaucoup plus longue et une saison de basses-eaux bien moins sévère. La période de hautes-eaux montre un dédoublement de la pointe de crue (juin-juillet et septembre-octobre) qui n'est pas toujours nettement marqué. C'est le régime du Sassandra, en amont de Soubré.

1.4. Aspects socio-économiques

Dans la sous-région, comme dans toute l'Afrique rurale, la demande en eau augmente fortement du fait d'un accroissement de la population à un rythme trop rapide pour

s'accompagner d'un changement du système agraire, et aussi, à terme, de l'élévation du niveau de développement économique. Dans tous les pays, les dernières décennies ont vu une urbanisation très rapide, tendance qui va probablement se maintenir ; et les gouvernements sont fortement préoccupés par l'amélioration des conditions de distribution d'eau "saine" aux populations. Les effets de la péjoration climatique sont amplifiés par les déséquilibres humains : l'intensification de la culture sur brûlis, extensive par définition, a conduit à la destruction rapide du couvert végétal (d'autant que la croissance démographique induit aussi une hausse de la consommation du bois, d'espace pour le pâturage, etc.).

La population, sur l'ensemble de la zone d'étude, est estimée à près de 300 millions d'individus et montre un profil démographique caractéristique² de la plupart des pays en voie de développement, à savoir :

- **une progression rapide.** Le taux de croissance démographique annuel est estimé à 3 % sur la période 1990-2000. Il varie de 2,1 % en Sierra Leone à 3,6 % au Liberia ;
- **un fort pourcentage de jeunes.** Près de 45 % de la population totale sur la zone d'étude a moins de 15 ans. Seulement 3 % de la population a plus de 65 ans. En 2000, l'espérance de vie moyenne est de 48,9 ans. Elle varie de 42,2 ans au Niger à 57,2 ans au Ghana. En moyenne, le taux de natalité est de 42,4 ‰ ; le taux de mortalité est de 15,9 ‰ (dont 96,4 ‰ de mortalité infantile) et on dénombre 5,9 enfants par femme ;
- **une inégale répartition géographique** (Figure 1.3). La densité varie de 2,6 hab/km² en Mauritanie à plus de 135 hab/km² en Gambie et au Nigeria. Cette densité démographique est deux fois plus forte en région forestière (habitations localisées le long des voies de communications) qu'en région de savane (habitations dispersées en villages). Cette répartition reflète également le déséquilibre économique entre les grands centres urbains et les autres régions moins nanties.

² Source : U.S. Census Bureau, Population Division, International Programs Center Branch <http://www.census.gov/ipc/www/idbnew.html>

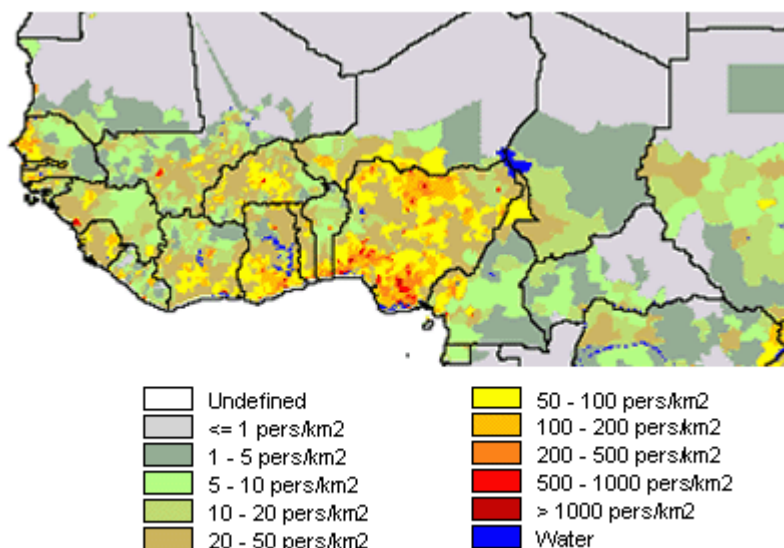


Figure 1.3 – Densité de la population en 1995 (FAO/IIASA, 2000).

Les prévisions d'évolution démographique peuvent être fortement erronées en raison des mouvements massifs des populations qui s'observent dans ces pays : attrait des grandes villes avec une urbanisation rapide, délaissement des régions frappées par la désertification, aléas économiques ou encore guerres et événements internes. Ces flux migratoires sont importants mais difficilement quantifiables.

Le secteur agricole demeure le moteur du développement économique et social des pays de la zone d'étude. Ce secteur emploie entre 70 % et 90 % de la population active et procure de 30 % à 50 % du PIB national, selon les pays. Deux types de productions se partagent le marché : les cultures vivrières et les cultures d'exportation ou de rentes. Les cultures vivrières sont en grande partie destinées à satisfaire la demande intérieure. Les principaux produits vivriers sont des céréales telles que le mil, le sorgho, le maïs, le riz et des féculents tels que le manioc, l'igname, la banane plantain et la patate douce. Les cultures de rente sont réservées à l'exportation : coton (première ressource et premier produit d'exportation), arachide, café, cacao, bananes et ananas. La culture du palmier à huile et le sucre occupent une place marginale sur le marché international. L'élevage des bovins, ovins, et caprins ne représente que la seconde ressource interne des pays. La pêche ne représente qu'un complément alimentaire, mais c'est une activité répandue dans absolument tous les cours ou plans d'eau de la région.

La population urbaine (9 % à 35 % de la population active) se partage les activités de commerce, d'industrie, de services et de tourisme. Les activités du secteur industriel sont encore embryonnaires dans les pays de la zone d'étude et elles sont dominées par l'agro-alimentaire : industrie sucrière, brasseries, conserveries et activités de transformations du cacao et du café. Le secteur secondaire se développe autour des industries du textile, des manufactures de cigarettes et du secteur pétrolier et minier.

1.5. Choix des sous-bassins

Nous avons retenu quatre bassins hydrographiques répartis sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale (Figure 1.4). Ils couvrent des superficies de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés. Ces grands bassins peuvent être découpés en sous-bassins versants, afin de travailler à une échelle plus fine tant du point de vue spatial que temporel.

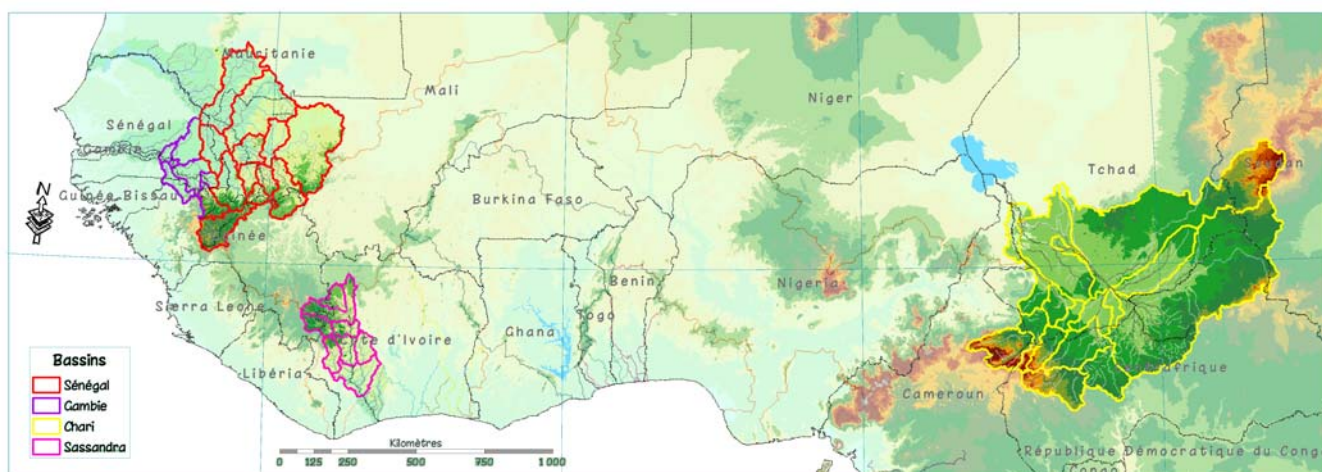


Figure 1.4 – Localisation des unités hydrographiques étudiées.

Long de 1800 km, le **fleuve Sénégal** prend sa source dans le massif du Fouta Djallon, traverse la partie occidentale du Mali, puis constitue sur tout le reste de son parcours la frontière entre le Sénégal et la Mauritanie. Il s'étend sur une superficie totale de 268 000 km². Le bassin supérieur, en amont de Bakel, a une forme sensiblement ovoïde avec un grand axe orienté SW-NE. Le bassin inférieur suit une direction SW-NE, puis prend une direction E-W jusqu'à la côte qu'il longe encore sur une vingtaine de kilomètres avant de se jeter dans l'Océan Atlantique. L'ouvrage hydro-électrique de Manantali sur le Bafing permet la régularisation

interannuelle des débits du fleuve au niveau de Kayes et plus à l'aval dans la vallée sénégalo-mauritanienne. En service depuis 1987, la retenue a atteint sa cote de remplissage en septembre 1991 ; pour indication, le volume total de la retenue approche 12.10^9 m^3 . Sur le cours inférieur du Sénégal, le remplissage annuel du Lac de Guiers, vaste dépression naturelle, est garanti par l'existence du barrage de Diama. Ce barrage érigé dans le delta du Sénégal empêche une remontée d'eau salée dans le delta et maintient le plan d'eau à une cote suffisante pour l'alimentation des périmètres irrigués.

Le bassin du **fleuve Gambie** s'étend sur une superficie totale de $77\,000 \text{ km}^2$ et se partage entre quatre états : la Guinée où il prend sa source dans la région du Fouta Djallon central, le Sénégal dont il draine la partie orientale et une partie de la Casamance, la Gambie et une faible partie de la Guinée Bissau. Il a dans sa partie amont une orientation générale SE-NW (bassin continental), et peu avant son entrée en Gambie, le fleuve prend une orientation E-W (bassin maritime). La station de Gouloumbo, à 500 km de l'embouchure, est à la limite de la zone d'influence de la marée. La pénétration très profonde de l'intrusion d'eau saline est une des caractéristiques du fleuve Gambie. La position de l'interface eau salée / eau douce varie avec les débits du fleuve associés à la dynamique de la marée.

Le **Sassandra** constitue un des principaux fleuves de la Côte d'Ivoire. Il coule du nord vers le sud, sur près de 720 km et draine une surface proche de $75\,000 \text{ km}^2$, dans la partie occidentale du pays. Il est formé par deux affluents principaux, la Boa et le Timba, descend au sud en marquant la frontière orientale du Parc National du Mont Sangbé. Puis, il se jette dans le lac formé par le barrage hydro-électrique de Buyo, mis en eau en 1980 et d'une capacité de $8,3.10^9 \text{ m}^3$. Il prend ensuite une direction SE en passant par Soubré et va se jeter dans l'Atlantique à Sassandra. Les premiers aménagements sur le Sassandra en amont de Semien datent de 1974 : deux retenues mobilisent 53 millions de mètres cubes. Il existe également un barrage déversoir de 3 millions de mètres cubes sur le Lobo à Daloa.

Le **Logone-Chari** assure plus de 90 % des apports au Lac Tchad. Avec un bassin versant vaste comme la France (environ $600\,000 \text{ km}^2$), l'hydrologie est très complexe, notamment avec l'existence de plaines d'inondation ("Yaérés"). Le Chari traverse quatre états : le nord de la République Centrafricaine où il se forme par la réunion de trois cours d'eau (le Bamingui, le Gribingui et le Bangoran), la partie occidentale du Soudan, le Cameroun d'où provient son

principal affluent le Logone et enfin le Tchad. L'ensemble Logone-Chari est caractérisé par une forte dégradation hydrographique (vastes plaines d'inondation et nombreux effluents) entraînant d'amont en aval une certaine régularisation des hydrogrammes (écrêtement des crues, soutien de basses eaux) et des pertes notables sur les apports. La plupart des projets d'aménagements sont situés sur le Logone (périmètres irrigués, barrage du polder de Maga, endiguement). On sait peu de choses sur les aménagements en République Centrafricaine bien que tout projet de stockage dans le haut bassin du Chari puisse avoir un impact non négligeable sur les apports au Lac Tchad.

Nous avons relevé 20 stations hydrométriques sur le bassin versant du Sénégal, 22 sur le bassin de la Gambie, 26 sur le bassin du Sassandra et 43 pour le bassin du Logone-Chari, soit 111 stations hydrométriques au total. Une première sélection a été effectuée sur la base de la longueur et de la quantité des informations disponibles dans la banque citée plus haut. Une durée minimale de 20 ans a été imposée. Le nombre de stations disponibles est alors de 53. Ensuite les stations présentant un taux de lacunes inférieures à 40 % ont été sélectionnées. Ce taux représente au plus 4 ans de lacunes sur une décennie. Sur cette base nous ne disposons alors que de 42 stations hydrométriques (Figure 1.5) : 12 stations hydrométriques sur le bassin versant du Sénégal, 7 sur le bassin de la Gambie, 8 sur le bassin du Sassandra et 15 pour le bassin de Logone-Chari. Le tableau 1.1 indique les caractéristiques pour chacune de ces stations et leur bassin versant correspondant.

La superficie des bassins versants retenus varie de 5 878 km² à 601 984 km². La médiane de ces superficies se situe à 29 300 km². Hormis les bassins versants du Boa à Vialadougou (Côte d'Ivoire), du Lobo à Nibehibe (Côte d'Ivoire), du Nzo à Guiglo (Côte d'Ivoire), du Bafing à Bafingdala (Côte d'Ivoire), du Koulountou à Missirah-Gonasse (Sénégal) et de la Gambie à Kédougou (Sénégal), les bassins versants étudiés ont une superficie supérieure à 10 000 km². Parmi ceux-ci, seulement 8 bassins drainent une superficie supérieure à 100 000 km².

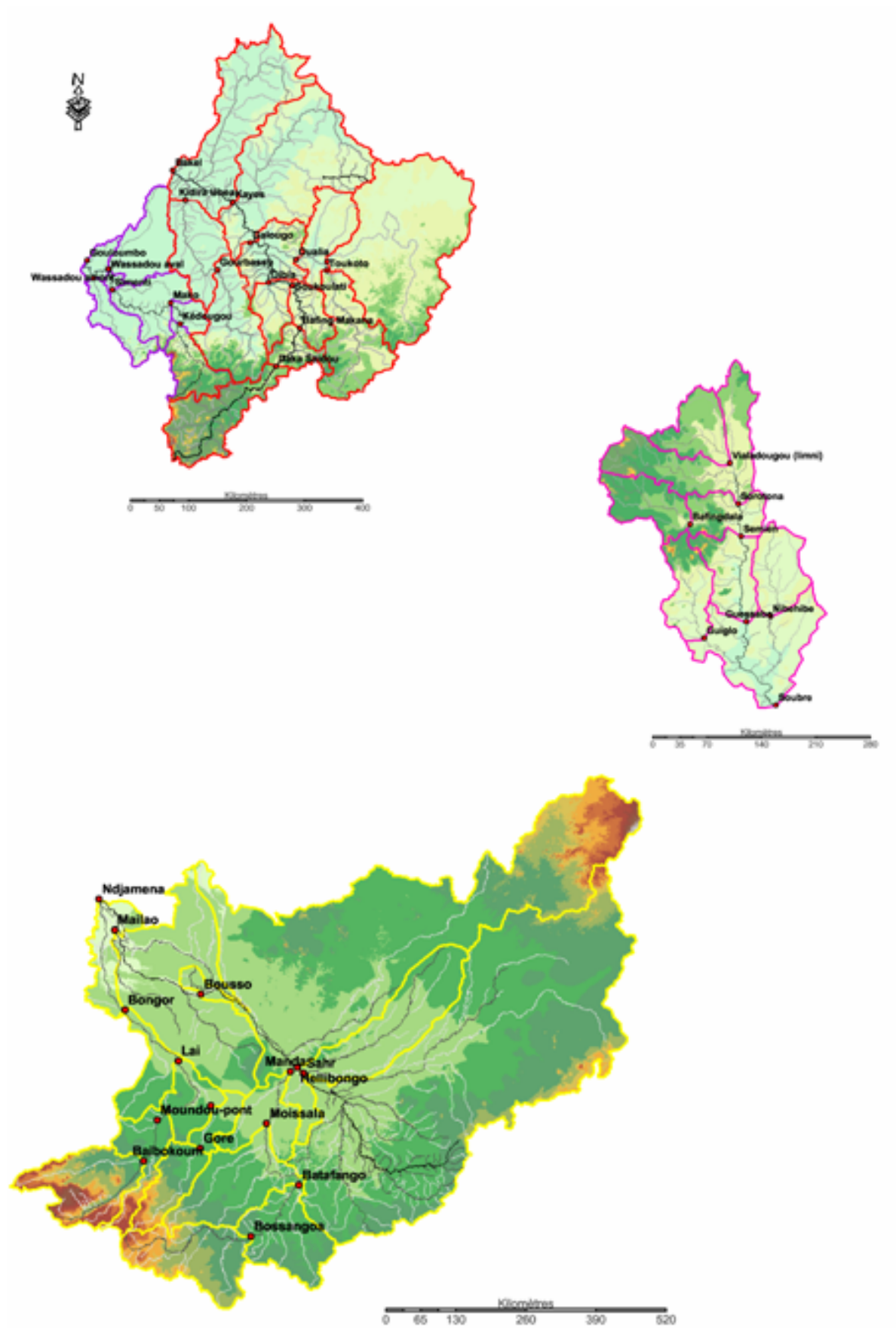


Figure 1.5 – Carte de situation des 42 stations hydrométriques retenues

**Tableau 1.1 – Caractéristiques des bassins versants retenus :
surface en km² et période d'observation**

Bassin	Rivière	Exutoire	Pays	Surperf.	Période
Logone	Pende	Gore	Tchad	11 510	1956-1993
	Pende	Doba	Tchad	16 909	1966-1995
	Logone	Baibokoum	Tchad	21 710	1951-1995
	Logone	Moundou	Tchad	32 705	1960-1999
	Logone	Lai	Tchad	60 928	1953-1994
	Logone	Bongor	Tchad	71 411	1952-1999
Chari	Ouham	Bossangoa	Centrafrique	22 955	1951-1994
	Ouham	Batafango	Centrafrique	42 985	1951-1994
	Bahr Sara	Moissala	Tchad	66 472	1951-1994
	Bahr Sara	Manda	Tchad	79 181	1951-1995
	Chari	Sarh	Tchad	192 043	1938-1999
	Chari	Hellibongo	Tchad	221 587	1965-1994
	Chari	Boussou	Tchad	461 848	1936-1994
	Chari	Mailao	Tchad	588 806	1953-1994
	Chari	Ndjamena	Tchad	601 984	1933-1999
Sassandra	Boa	Vialadougou	Côte d'Ivoire	5 878	1970-1999
	Bafing	Bafingdala	Côte d'Ivoire	6 049	1961-1999
	Lobo	Nibehibe	Côte d'Ivoire	6 230	1961-1996
	Nzo	Guiglo	Côte d'Ivoire	6 232	1955-1980
	Sassandra	Sorotona	Côte d'Ivoire	18 955	1961-1993
	Sassandra	Semien	Côte d'Ivoire	29 900	1954-1999
	Sassandra	Guessabo	Côte d'Ivoire	36 582	1953-1980
	Sassandra	Soubre	Côte d'Ivoire	62 173	1954-1991
Gambie	Koulountou	Missirah	Sénégal	6 738	1970-1993
	Gambie	Kedougou	Sénégal	8 127	1970-1994
	Gambie	Mako	Sénégal	11 007	1970-1992
	Gambie	Simenti	Sénégal	20 936	1970-1991
	Gambie	WassadouAmt	Sénégal	21 767	1970-1993
	Gambie	WassadouAvl	Sénégal	33 392	1973-1993
	Gambie	Gouloumbo	Sénégal	42 642	1953-1994
Sénégal	Sénégal-Bafing	DakaSaidou	Mali	15 660	1903-1990
	Falémé	Gourbassy	Mali	16 315	1903-1999
	Bakoye	Toukoto	Mali	16 860	1903-1990
	Sénégal-Bafing	BafingMakana	Mali	20 529	1903-1996
	Sénégal-Bafing	Soukoutali	Mali	26 614	1903-1990
	Falémé	KidiraUhea	Sénégal	28 706	1930-1992
	Sénégal-Bafing	Dibia	Mali	32 451	1903-1990
	Baoulé	Siramakana	Mali	51 029	1903-1990
	Bakoye	Oualia	Mali	78 155	1903-1999
	Sénégal	Galougo	Mali	120 820	1903-1990
	Sénégal	Kayes	Mali	160 835	1903-1999
	Sénégal	Bakel	Sénégal	220 818	1904-1993

2. Constitution de la banque de données

Le milieu correspondant à la zone d'étude présente une certaine homogénéité des caractéristiques physiques mais également socio-économiques. Avec une économie majoritairement basée sur l'agriculture, l'évaluation de l'évolution climatique et des ressources naturelles qui en découlent est primordiale pour les pays concernés. Le développement d'outils de gestion de ces ressources nécessite dès lors un grand nombre de données à une échelle spatio-temporelle adaptée aux projets d'études régionaux et nationaux.

2.1. Choix de l'échelle spatio-temporelle

Les choix du pas de temps mensuel et du pas d'espace du demi degré sont motivés par un cortège de contraintes liées à l'ambition du projet, à l'acquisition des données de base et aux simulations envisagées. Les grands bassins que nous étudions couvrent des surfaces très importantes, très souvent dans plusieurs pays différents, et nécessitent de ce fait des données de pluie et de débit très nombreuses. Dans le contexte africain, il est parfois difficile d'obtenir, pour tous les pays, des données inférieures au pas de temps mensuel pour les années récentes. L'échelle mensuelle est d'ailleurs bien adaptée à la description des régimes hydrologiques de ces grands bassins dont les crues ont une forme se rapprochant d'un hydrogramme unitaire, avec un maximum centré sur la période de maximum d'intensité des pluies. Il s'agit aussi de l'échelle la plus pertinente pour la planification des projets d'études nationaux ou transfrontaliers sur les ressources en eau.

Les données d'entrée des modèles pluie-débit retenus sont couramment les pluies, les ETP et les données de capacité en eau du sol. Les données de pluies observées au sol sont suffisamment denses pour pouvoir générer des grilles de pluie interpolées "valides" au demi-degré pour l'Afrique de l'Ouest et Centrale, de même pour l'ETP, qui est un paramètre dont la variabilité spatiale est moindre que celle des pluies. Des travaux récents ont montré que l'échelle du demi degré était suffisante pour décrire correctement la variabilité spatiale des pluies mensuelles (Arnell et Reynards, 1996 ; Yates, 1997). Une résolution plus fine (décade, jour) nécessiterait une quantité de données encore plus élevée et rarement disponible dans les pays de la région depuis la fin des années 80.

2.2. Données hydrologiques

2.2.1. Sources

Les données de cette étude proviennent essentiellement de la banque SIEREM de l'UMR HydroSciences Montpellier. Le projet SIEREM (Système d'Information Environnementale sur les Ressources en Eau et leur Modélisation) concentre des données hydrologiques et climatiques collectées par les réseaux nationaux, diverses organisations internationales ou inter-états et des organismes de recherche. La mise à jour de la banque de données a été effectuée antérieurement par l'IRD, pour les données jusqu'en 1980. Par la suite, les données sont de moins en moins nombreuses. Dans le cadre du projet FRIEND-AOC de l'UNESCO, la collaboration étroite avec les gestionnaires nationaux nous a permis d'acquérir des données récentes, jusqu'en 2000 dans la mesure des disponibilités. Théoriquement, un grand nombre de sous-bassins aurait pu être traité dans cette étude, mais, tant à cause des lacunes d'observations que de la qualité des mesures, de nombreuses stations se sont avérées inutilisables pour notre objectif. L'actualisation des séries a été réalisée par contacts directs avec les services météorologiques et hydrologiques nationaux, les organismes gestionnaires des ressources en eau de chaque état, ainsi qu'auprès des universités. Cette collecte, qui a duré près de 2 ans, continue aujourd'hui et nous a permis de combler un certain nombre de lacunes.

2.2.2. Critique et comblement des lacunes

2.2.2.1 Élimination des données douteuses

Une vérification systématique a été effectuée sur les fichiers de valeurs brutes de débit journalier de l'ensemble des stations. On a cherché à éliminer de la banque de données des erreurs aléatoires flagrantes dues à des fautes de frappe ou à la saisie des relevés purement inventés par les lecteurs. Ce travail a entraîné la suppression d'un certain nombre de données très douteuses. Il va de soit que ces contrôles n'ont permis d'éliminer que les valeurs manifestement fausses, et que la justesse des données conservées n'en est pas pour autant garantie. Des erreurs et lacunes d'observations sont inévitables (un observateur ne pouvant être présent tous les jours à la station pour diverses raisons). Ces lacunes sont acceptables si les compléments sont possibles.

2.2.2.2. Méthodes de reconstitution

Les données manquantes ont été reconstituées de façon systématique sur l'ensemble des stations retenues. Ce travail a permis de disposer de chroniques les plus complètes possibles, constituant la banque de données opérationnelle utilisée ensuite pour les simulations. En gardant à l'esprit que l'estimation des données manquantes est entachée d'incertitudes, et ce, quel que soit le procédé mis en œuvre, nous allons décrire la méthodologie employée.

Si un ou plusieurs mois manquent pour le calcul du module, plusieurs possibilités s'offrent à nous suivant que les mois à reconstituer sont des mois d'étiage ou de crue. S'il s'avère que la reconstitution des données à une échelle de temps inférieure est possible, nous choisissons toujours d'utiliser les données journalières existantes, plutôt que de procéder à des corrélations entre valeurs mensuelles.

2.2.2.2.1. Valeurs journalières

Il est préférable de chercher à reconstituer les valeurs journalières manquantes par interpolation linéaire si la période à reconstituer est de courte durée (moins de 5 jours consécutifs) et se trouve en montée ou en descente des eaux, en dehors de la pointe de crue. En décrue, on utilise également le calcul d'un tarissement par décroissance exponentielle dont le coefficient est issu des monographies hydrologiques (Aka Akpa, 1994 ; Billon *et al.*, 1967 ; Billon *et al.*, 1974 ; Lamagat *et al.*, 1990 ; Olivry, 1986 ; Rochette, 1974), ou ajusté automatiquement pour relier les débits journaliers encadrant la lacune.

2.2.2.2.2. Valeurs mensuelles

Si l'on ne dispose pas de données journalières, les corrélations mensuelles avec des stations amont ou aval, ou avec des stations de bassins versants proches, donnent des résultats satisfaisants. En période de montée ou de descente des eaux, il est possible d'établir, à la même station, des corrélations inter-mois à condition de ne pas utiliser les mois d'étiages. Enfin si les diverses corrélations donnent de mauvais résultats, il est possible de réaliser des corrélations pluie-débit, longues à établir et nécessitant de solides connaissances du fonctionnement hydrologique du bassin versant considéré. De plus en régime tropical, la forte

variabilité spatio-temporelle des pluies constitue un handicap pour réaliser des corrélations pluie-débit mensuelles de bonne qualité.

Gyau-Boakye et Schultz (1994) ont reconnu, parmi une dizaine de méthodes d'estimation de débits manquants en Afrique de l'Ouest, la robustesse des régressions linéaires inter-stations à fournir des données acceptables. Le modèle de régression linéaire repose sur des liaisons amont/aval que nous considérons linéaires entre deux stations. Pour chaque station, deux modèles sont établis en respectant le moment présumé de rupture des séries chronologiques : un modèle s'intéresse à la période avant 1971, et le second à la période qui commence en 1971. Cela suppose que l'hypothèse d'une rupture est admise sur toute la zone d'étude. Un grand nombre de corrélations linéaires d'assez bonne qualité ont pu être mises en évidence entre stations. Ces corrélations ont, dans tous les cas, été établies à partir de la totalité des valeurs disponibles.

2.2.2.2.3. Cas particuliers : les étiages

En régime tropical, les débits d'étiage sont très faibles voire nuls et peuvent, très souvent, être remplacés par les moyennes interannuelles sans avoir recours à des corrélations mensuelles ou aux débits journaliers.

De façon générale, la reconstitution des données a été effectuée en utilisant en priorité les interpolations linéaires et les tarissements sur les valeurs journalières, puis éventuellement les équations de régression linéaire sur les valeurs mensuelles. L'actualisation des données auprès des organismes nationaux et la reconstitution des données manquantes ont permis de réduire le taux de lacune à moins de 10 % sur la période d'observation.

2.2.2.3. Données hydrologiques du bassin versant de la Gambie

Compte tenu de la situation géographique du futur ouvrage de Sambangalou et de l'influence par l'onde de marée en basses eaux, seules les données hydrométriques des stations sénégalaises du bassin de la Gambie ont été utilisées. Dans le cadre de l'étude sur le schéma hydraulique du fleuve Gambie (Bader, 1998), les chroniques de débit des stations situées au Sénégal ont été homogénéisées et complétées sur la période 1971-1996. Un grand nombre de corrélations linéaires d'assez bonne qualité (coefficient de corrélation variant de 0,594 à

0,988) ont pu être établies entre stations. Les décalages dans le temps (temps de propagation de 1 ou 2 jours maximum) retenus pour les régressions entre les différentes stations sont ceux qui ont donné les meilleurs coefficients de corrélation. Il n'est pas apparu de variation flagrante de ces temps en fonction du débit, aussi ont-ils été considérés constants dans tous les cas. Pour Simenti, certaines reconstitutions résultent d'un calcul de tarissement. On utilise un coefficient de tarissement de $0,0258 \text{ j}^{-1}$ (Lamagat *et al.*, 1990). Enfin, faute de pouvoir appliquer ces deux méthodes, il a fallu procéder dans de rares cas par interpolation linéaire : Mako 2 jours, Simenti et Wassadou Amont 4 jours, Gouloumbo 6 jours et Kedougou 8 jours. Ainsi, nous disposons de séries complètes sur la période 1970-1996.

2.2.2.4. Données hydrologiques du bassin versant du Sénégal

Les séries hydrologiques utilisées ne présentent pas de lacunes entre 1903 et 1990, et sont partiellement incomplètes à partir de 1991. Elles ont été reconstituées dans le cadre d'études sur la gestion de la retenue de Manantali (Bader, 1990, 1992a et 1992b ; Thiebaut *et al.*, 1992). Les reconstitutions des données journalières ont consisté à déterminer des équations de régression inter-stations, simples ou doubles avec l'introduction de décalages et de seuils, suivies des équations de tarissement sur les données homogénéisées et enfin, en dernier recours, d'interpolations linéaires. Avec la mise en service du barrage de Manantali en juillet 1987, les nouvelles conditions hydrodynamiques ont introduit des modifications sur le régime du fleuve. Pour les années antérieures à 1987, le débit à Bakel est calculé à partir de la simple traduction des cotes relevées journalièrement à la station, à l'aide des étalonnages révisés en 1999. À partir de 1987, toutes les données journalières sont intégralement reconstituées en régime naturel à l'aide de deux méthodes différentes :

- par **modèle de propagation de crue** (Morel-Seytoux *et al.*, 1993), à partir des débits naturels de Soukoutali sur la Bafing, de Oualia sur le Bakoye et de Gourbassy sur la Falémé. Dans ce calcul, les débits de Soukoutali (emplacement actuel du barrage) sont eux-mêmes intégralement reconstitués à partir des débits observés aux stations de l'amont : Daka-Saïdou jusqu'en 1994 et Bafing Makana ensuite.

- par **bilan de volume écoulé**, à partir des débits observés à Bakel et à la sortie du barrage, et du débit naturel à Soukoutali. On adopte un temps de propagation constant de 3 jours entre Manantali et Bakel :

$$Q_{\text{Bakel nat}}(j) = Q_{\text{Bakel obs}}(j) + Q_{\text{Souk nat}}(j-3) - Q_{\text{Manant obs}}(j-3)$$

Pour les forts débits, le temps de propagation est constant, autour de 3 jours. La seconde méthode peut donc être utilisée, avec l'avantage d'utiliser les valeurs de débit effectivement observées en régime artificiel. Les fluctuations d'apports intermédiaires entre le barrage et Bakel sont alors implicitement prises en compte. Pour les faibles débits (inférieurs à $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) la seconde méthode ne peut être utilisée, du fait que les temps de propagation peuvent atteindre jusqu'à une semaine. On utilise alors le modèle de propagation de crue, adapté pour le régime artificiel, où les apports intermédiaires sont reliés de façon moyenne aux débits naturels de l'amont.

Les contacts établis avec l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar et le Ministère de l'Hydraulique au Sénégal, nous ont permis de mettre à jour les chroniques de débits mensuels de 1993 à 2001 pour les stations de Bakel et de Kidira Uhea, et de 1998 à 2001 pour les stations de Kayes, de Bafing Makana, de Toukoto et de Goubassy. Pour les lacunes restantes (taux variant de 0,1 % à 40,3 %), nous avons eu recours aux différentes méthodes de reconstitution décrites par ailleurs. En mode journalier, nous avons utilisé l'interpolation linéaire sur des lacunes de durée égale ou inférieure à 5 jours. Dans certains cas, nous avons employé les coefficients de tarissement pour relier les débits encadrant une lacune en décrue : Daka-Saïdou $0,014 \text{ j}^{-1}$, Galougo et Kayes $0,0185 \text{ j}^{-1}$, Goubassy, Oualia et Dibia $0,020 \text{ j}^{-1}$ et enfin Toukoto $0,024 \text{ j}^{-1}$. N'ayant pas trouvé dans la monographie du fleuve Sénégal (Rochette, 1974) les valeurs du coefficient de tarissement pour les stations de Siramakana, Soukoutali et Bafing Makana, nous les avons ajustés automatiquement avec les débits encadrant les lacunes. En mensuel, nous avons utilisé les équations de régressions linéaires entre deux stations proches, selon les corrélations obtenues sur les données disponibles, avant et après 1971. Ainsi, nous disposons de séries les plus complètes possibles présentant encore quelques lacunes, jusqu'à 3 % selon les stations sur la période 1950-1995.

2.2.2.5. Données hydrologiques du bassin versant du Sassandra

Les contacts établis avec la Direction de l'Hydrologie au Ministère des Infrastructures Économiques et le Centre de Recherche en Écologie de Côte d'Ivoire nous ont permis de mettre à jour les séries hydrologiques. Il n'est pas possible de disposer de données antérieures à 1953, année d'installation des premières stations en Côte d'Ivoire. De plus, après la mise en eau du barrage de Buyo (1981), les stations de Guiglo et Guessabo ont été abandonnées car plus ou moins noyées par les eaux de la retenue. Leurs séries hydrologiques s'arrêtent respectivement en 1979 et 1980. De même, la retenue de Buyo vient perturber le régime du Sassandra. Comme il nous est impossible de reconstituer les débits naturels du Sassandra à Soubré, nous ne prenons que la période d'écoulement non influencée par les lâchers, soit 1954-1980. Malgré cela, le taux de lacunes varie de 2,3 % à 21,1 %. Nous avons donc eu recours à l'interpolation linéaire sur des lacunes de durée égale ou inférieure à 5 jours sur toutes les stations retenues. Dans certains cas, nous avons ajusté automatiquement le coefficient de tarissement pour relier les débits encadrant une lacune en décroissance. Enfin, nous avons utilisé les équations de régression linéaire entre deux stations proches, selon les corrélations obtenues sur l'ensemble des données disponibles mais également dans des travaux antérieurs (Aka Akpa, 1994). Ainsi, nous disposons de séries les plus complètes possibles, puisqu'elles ne présentent au maximum que 2 % de lacunes sur la période 1953-1995.

2.2.2.6. Données hydrologiques du bassin versant du Logone-Chari

Le taux élevé de lacunes constaté sur les séries hydrologiques du Logone-Chari (de 9,2 % à 40 %) est dû à l'interruption totale des observations et des mesures sur une grande partie du réseau, lui-même partiellement ou totalement détruit, durant les guerres civiles et militaires de 1979 à 1982. En raison du pillage et de la destruction du Centre ORSTOM de Ndjamena, la documentation et les archives ont disparu. À l'exception, assez rare, de documents présentant un aspect commercial, les archives hydrométriques primaires (dossiers de stations, carnets de jaugeages, originaux de lecture, etc.) ont été détruites. La réhabilitation du réseau et la reprise des observations furent entrepris dès 1982 par le Service Hydrologique National. Les données hydrologiques jusqu'en 1967 ont été publiées dans diverses monographies (Billon *et al.*, 1967 et 1974 ; Olivry, 1986). Les données postérieures à 1982 ont été publiées dans les annuaires réalisés par le Service Hydrologique Tchadien. Dans ce contexte, il nous a été très difficile

d'effectuer la mise à jour de nos séries avant les guerres civiles. Les contacts établis avec la Direction des Ressources en Eau et de la Météorologie à Ndjamena, nous ont permis d'actualiser les données sur la décennie 90. Pour combler les lacunes journalières, nous avons eu recours au calcul de tarissement, à partir des coefficients issus des monographies ou par ajustement automatique, et à l'interpolation linéaire sur des lacunes de durée égale ou inférieure à 5 jours. Les lacunes mensuelles ont été comblées en utilisant les équations de régression linéaire établies entre deux stations proches, selon les corrélations obtenues. Nous disposons donc de séries actualisées les plus complètes possibles. Sur la période 1950-1995, elles ne présentent qu'un taux de lacune de 6 % à 9 %.

2.3. Constitution des grilles de données spatialisées

On ne peut concevoir des projets à l'échelle régionale orientés vers la gestion et la planification des ressources en eau sans être en mesure de prendre en compte les paramètres de sol, de végétation, de géologie, etc. La constitution d'une banque de données spatialisées constitue donc un objectif important dans cette étude, puisque, gérée par un SIG, elle permet la prise en compte des modifications des caractéristiques des bassins versants soumis aux pressions environnementales et anthropiques.

2.3.1. Construction des grilles de pluies

Selon les sources de données et les méthodes employées, nous possédons deux grilles de pluie au pas de temps mensuel sur la zone d'étude.

2.3.1.1. Données du CRU (Climatic Research Unit)

L'unité de recherche climatologique de l'Université d'East Anglia à Norwich (U.K.) nous a fourni des grilles de pluies mensuelles au pas d'un demi degré carré sur toute l'Afrique pour la période 1901-1998. Leurs principales sources de données sont les agences météorologiques nationales, le National Climatic Data Center (NCDC), la World Meteorological Organisation (WMO) et d'autres sources publiées (New *et al.*, 1999 et 2000). Ces données ont subi des contrôles de qualité et les stations n'y répondant pas ont été supprimées ou remplacées par des moyennes de séries. Les grilles ont été constituées par interpolation selon la longitude et la latitude (fonction Spline). Cette technique est robuste quand les données sont irrégulièrement

réparties dans l'espace. Le Spline est construit en minimisant le GCV (Generalised Cross Validation), calculé en considérant tour à tour chaque poste et en sommant, avec un certain poids (variance estimée par le nombre d'années), le carré de la différence entre ce poste et la surface définie par tous les autres points. Une première grille de valeurs mensuelles moyennes sur la période 1961-1990 a été construite. Pour ce faire, le globe terrestre a été découpé en plusieurs zones, selon le climat et la densité du réseau de stations, sur lesquelles ces interpolations Spline ont été réalisées. Les différentes zones sont ensuite réunies et les valeurs des mailles des bandes de recoupement ont été calculées par la méthode de l'inverse distance pondérée. L'Afrique de l'Ouest et Centrale est comprise dans une seule zone. Les valeurs négatives ont été contraintes à zéro et un diagnostic a permis d'éliminer les stations aberrantes. Pour chaque année, des grilles ont ensuite été construites à partir des séries pluviométriques des stations transformées en séries d'anomalies par rapport à la moyenne 1961-1990, selon la même méthode que décrite ci-dessus. **Les stations possédant moins de 20 années de mesures ont été exclues.** Ces grilles d'anomalies ont ensuite été combinées à la grille moyenne 1961-1990 pour constituer les grilles de précipitations entrant dans les modèles.

2.3.1.2. Données de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement)

Nous utilisons les données issues de la base SIEREM. Le projet SIEREM (Système d'Information Environnemental sur les Ressources en Eaux et leur Modélisation) s'appuie sur des données hydrologiques et climatologiques provenant principalement des réseaux nationaux ainsi que de diverses organisations internationales, inter-états et organismes de recherches comme par exemple la FAO, l'Asecna, l'Agrhymet, le CRU et l'IRD. Nous avons cherché auprès de ces divers organismes une mise à jour des données pluviométriques afin de constituer une grille la plus complète possible sur la décennie 90. La méthode retenue pour ce faire est la méthode des polygones de Thiessen (Thiessen, 1911). Cette méthode exclut toute considération d'éléments autres que la distance entre les stations et la quantité de précipitations recueillies. Le protocole global consiste dans un premier temps en une sélection de séries pluviométriques au regard de divers critères (position géographique, nombre de lacunes, etc.) et dans un second temps en l'interpolation de ces données. Deux zones géographiques sont retenues pour cela. La première, nommée fenêtre ouest, est centrée sur les bassins versants du Sénégal, de la Gambie et de la Sassandra. Elle est comprise entre les latitudes $4,75^{\circ}$ N et $18,75^{\circ}$ N et les longitudes $17,25^{\circ}$ W et $4,25^{\circ}$ W. La seconde zone,

nommée fenêtre centre, est centrée sur le bassin du Logone-Chari, entre 3,75° et 14,75° de latitude Nord et 11,25° et 27,25° de longitude Est.

Il est utile de rappeler ici la contrainte majeure de la méthode de Thiessen dans le choix des données pour la constitution des grilles. Au départ, tous les postes pluviométriques sur chacune des deux fenêtres ayant des données journalières ou mensuelles entre 1950 et 1998 ont été sélectionnés. Le choix des stations définitives est basé sur l'absence totale de lacunes pendant la saison des pluies. Les lacunes se produisant entre octobre et mars ont pu être remplacées par des moyennes mensuelles interannuelles ou encore par des valeurs nulles au cœur de la saison sèche. Cette sélection a permis de conserver un nombre de poste constant sur une année. Au final, on dispose de 200 postes sur la fenêtre centre et de 300 postes sur la fenêtre ouest entre 1950 et 1998 (Figure 1.6).

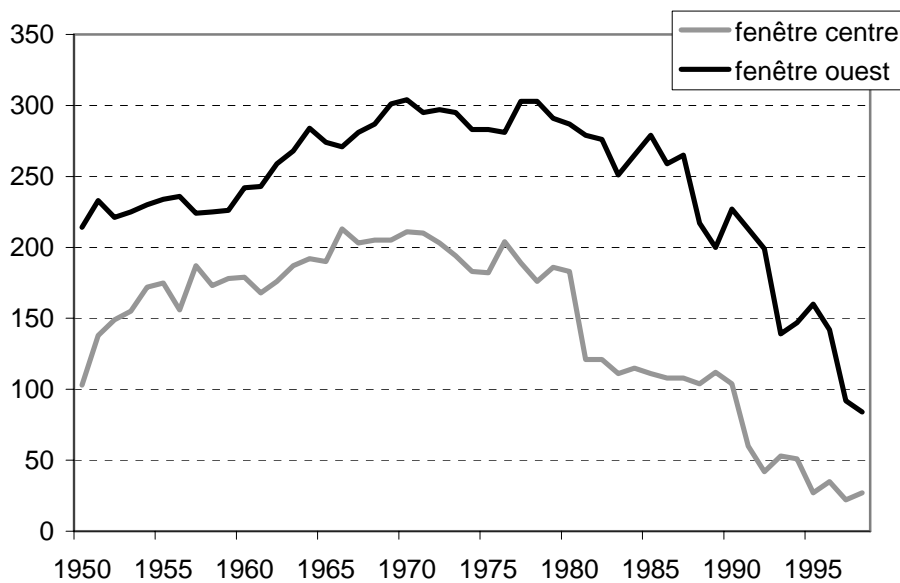


Figure 1.6 – Évolution du nombre de stations par fenêtre d'étude sur la période 1950-1998.

Les données de grille ont été calculées, pour chaque mois de chaque année entre 1950 et 1995, en plusieurs étapes : constitution des polygones de Thiessen, intersection des polygones avec une grille 0.5° x 0.5°, calcul de la valeur de pluie pondérée à chaque sous-polygone et agrégation des valeurs de pluies à la maille (Figure 1.7).

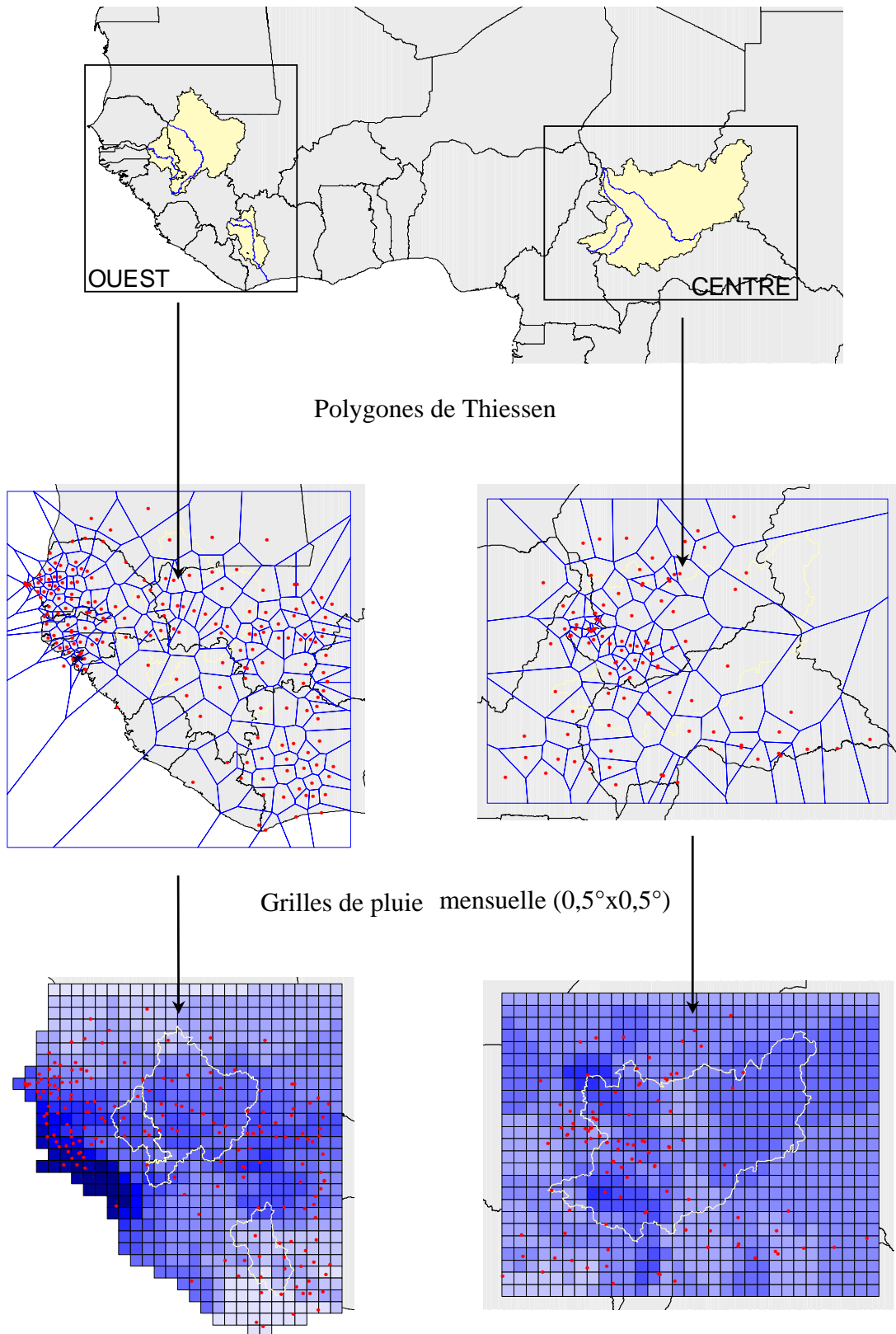


Figure 1.7 – Situation des bassins versants étudiés. Les cadres noirs indiquent les fenêtres retenues. Polygones de Thiessen et grilles de pluie, exemple d' août 1950.

Une grille de pluies issues des données SIEREM a déjà été constituée dans des études précédentes (Ouedraogo, 2001). Elle rassemblait les données de 140 postes pluviométriques sur la période 1950-1997 pour la Côte d'Ivoire, le Burkina Faso et une partie du Mali sous le 18^{ème} parallèle. Les données, interpolées par krigeage, avaient été comparées à la grille du CRU. L'étude comparative a mené à la conclusion suivante : les différences entre les grilles sont significatives au voisinage des limites de la zone d'étude et dues probablement au nombre de stations utilisées pour la constitution des grilles ainsi qu'à la méthode d'interpolation employée. Nous n'avons pas procédé à une telle étude comparative entre les deux grilles. Mais avec des méthodes de constitution aussi différentes que sont le krigeage et les polygones Thiessen, il est certain que les différences induites peuvent être significatives.

2.3.2. Construction des grilles d'évapotranspiration

En Afrique de l'Ouest et Centrale, l'évapotranspiration potentielle peut représenter entre 50 % et 98 % du bilan hydrique. Des estimations de l'évapotranspiration moyenne des bassins sont indispensables pour utiliser les modèles basés sur le bilan hydrique. Les moyens techniques actuels ne permettent pas encore de mesurer directement l'évapotranspiration sur de très grandes surfaces. Cependant de nombreuses méthodes empiriques pour l'évaluation indirecte ont été proposées et fournissent des résultats utilisables. Nous disposons de trois grilles à la résolution 0,5°x0,5°, sur la période 1901-1995. Ces fichiers ont été obtenus auprès de l'Université d'East Anglia (Norwich, UK). Ils ont été constitués à partir d'observations climatologiques et de valeurs d'ETP calculées en utilisant trois formulations différentes.

2.3.2.1. ETP Penman (PEN)

La méthode décrite par Penman (1956) est certainement la plus reconnue parmi les méthodes proposées. Basée sur une évaluation objective du bilan énergétique de la surface évaporante, cette méthode rend bien compte du processus physique réel en évaluant le volume des échanges d'eau entre une surface évaporante et l'atmosphère par le biais du "bilan énergétique". Ce dernier met en jeu les échanges de chaleur par rayonnement, conduction, convection entre la surface évaporante et son environnement (air ou sol) ainsi que les chaleurs latentes de changement d'état de l'eau. La méthode de Penman intègre de nombreuses variables telles que la température de l'air, la durée d'insolation, l'albédo, la vitesse du vent,

l'humidité de l'air et le rayonnement solaire. L'utilisation de cette formule peut poser quelques problèmes puisqu'un grand nombre de données climatiques est nécessaire.

$$ETP_{PEN} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + A_h) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(1 + 0.536U_2)D}{\lambda}$$

où R_n = radiation nette (mm.j^{-1})

D = déficit de pression de vapeur (kPa)

Δ = gradient de pression de vapeur saturée (kPa)

γ = constante psychrométrique (kPa)

λ = chaleur latente de vaporisation de l'eau (M.J.kg^{-1})

A_h = énergie advectée (mm.j^{-1})

U_2 = vitesse du vent à 2 m (m.s^{-1})

2.3.2.2. ETP Penman-Monteith (FAO)

Ces dernières années, la méthode de Penman-Monteith a pris un essor sans précédent sur les autres méthodes, en particulier dans le cas où l'information sur les caractéristiques des sols (type de végétation, occupation des sols) est disponible. En conséquence, la FAO a mis à jour ses recommandations pour l'évaluation des besoins en eau des cultures. La formule originale FAO-Penman (Doorenbos et Pruitt, 1977) est maintenant remplacée par celle de Penman-Monteith (Smith, 1992), qui est plus performante dans un contexte de changement de conditions climatiques. Cette méthode est analogue à la formule initiale de Penman, mais diffère par l'introduction des notions de résistance de la surface (rugosité).

$$ETP_{FAO} = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta R_n + \rho C_p Q}{\Delta + \gamma^*} \quad \text{avec} \quad Q = \frac{1}{r_a} D \quad \text{et} \quad \gamma^* = \gamma \left[1 + \frac{r_a}{r_s} \right]$$

- où R_n = radiation nette (mm.j^{-1})
 D = déficit de pression de vapeur (kPa)
 Δ = gradient de pression de vapeur saturée (kPa)
 γ = constante psychrométrique (kPa)
 λ = chaleur latente de vaporisation de l'eau (M.J.kg^{-1})
 r_a = résistance aérodynamique pour une végétation de référence (s.m^{-1})
 r_s = résistance de surface pour une végétation de référence (s.m^{-1})
 C_p = chaleur spécifique de l'air à pression constante ($\text{MJ.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$)
 ρ = masse volumique de l'air (kg.m^{-3})

2.3.2.3. ETP Thom et Oliver (TO)

La méthode décrite par Thom et Oliver (1977) s'appuie également sur la formulation de Penman de 1956. Les modifications portent sur l'intégration de coefficients qui prennent en compte un effet saisonnier dans l'évaluation de l'ETP. L'équation pour le calcul de l'ETP en mm.j^{-1} est la suivante :

$$ETP_{TO} = \frac{\Delta R_n + \left[0.26D \left(\frac{1 + U_2}{160} \right) \right]}{\Delta + \gamma}$$

- où R_n = radiation nette (mm.j^{-1})
 U_2 = vitesse du vent mesurée à 2 m (m.s^{-1})
 D = déficit de pression de vapeur (kPa)
 Δ = gradient de pression de vapeur saturée (kPa)
 γ = constante psychrométrique (kPa)

2.3.3. Construction des grilles " sols "

Les modèles retenus pour cette étude permettent d'intégrer une certaine hétérogénéité des différents éléments du bassin versant, en particulier pour les caractéristiques des sols. Ainsi, la

capacité en eau des sols constitue une véritable variable d'entrée au même titre que la pluie ou l'évapotranspiration. Cinq jeux de capacité en eau des sols, issus de trois sources, sont utilisés pour constituer les grilles "sol" à la résolution 0,5°x0,5°.

2.3.3.1. Données FAO

La couverture de données sur les sols a été extraite de la *Digital Soil Map of the World* (FAO-UNESCO, 1974-1981). La FAO définit des unités de sols en fonction de la profondeur des horizons et de la texture des constituants et auxquelles sont associées des classes de capacité de rétention en eau (Tableau 1.2). Cette dernière dépend principalement des caractéristiques granulométriques du sol et de la profondeur d'exploration du sol par les plantes qui est assimilée à la profondeur racinaire. La méthode développée par la FAO pour l'estimation de la capacité de rétention en eau s'appuie sur des valeurs de profondeur racinaire, du couvert végétal et des limites de succion standardisées (point de flétrissement et capacité au champ).

Tableau 1.2 – Classification des sols selon la capacité de rétention en eau (d'après FAO-UNESCO, 1974-1981)

Classe	Capacité de rétention en eau
A	>200 mm
B	150 - 200 mm
C	100 - 150 mm
D	60 - 100 mm
E	20 - 60 mm
F	0 - 20 mm
W (Wetlands)	N.C.

En nous référant à la carte des unités de sols et aux classes de capacité de rétention en eau, nous avons évalué les capacités en eau pour chaque unité. Pour chaque classe de sol, nous avons retenu 3 valeurs : limite inférieure, limite supérieure et moyenne arithmétique des limites de la classe considérée (Tableau 1.3). La FAO ne donne aucun renseignement quant à la valeur de capacité à attribuer à la classe Wetlands. Afin de garder une certaine homogénéité avec les études précédentes (Dray, 2001 ; Ouedraogo, 2001) la classe intitulée Wetlands se voit attribuée une valeur de 1000 mm pour la capacité en eau, et ce quelles que soient les autres valeurs de capacité minimum, moyenne ou maximum.

Tableau 1.3 – Répartition des valeurs de capacité en eau (S) en mm

Classe	Smin	S moy	Smax
A	200	250	300
B	150	175	200
C	100	125	150
D	60	80	100
E	20	40	60
F	0	10	20
W	1000	1000	1000

À partir de la carte au format vectoriel de couverture des sols en fonction de leur capacité en eau, une désagrégation a été réalisée en vue d'obtenir une couverture sous forme de grille de 0,5° x 0,5°. Nous avons également intersecté cette grille avec le contour des bassins versants. Cette opération consiste à attribuer pour une maille donnée une valeur de capacité égale à la moyenne surfacique pondérée des polygones qui couvrent la maille, et ce dans la limite du bassin. Les performances des modèles sont améliorées en utilisant ce raffinement de la méthode.

2.3.3.2. Données Saxton

Dans une étude récente (Reynolds *et al.*, 1999), les capacités de rétention en eau estimées à partir des propriétés des unités de sols définies par la FAO ont été recalculées à partir de fonctions de pédo-transfert continues (PTF). Ces fonctions sont typiquement des équations de régression issues de grands jeux de données de profil de sol qui donnent des niveaux de confiance statistiques entre deux ou plusieurs paramètres du sol. Les PTF nécessitent le plus souvent des données de distribution de taille des particules, des données organiques et de densité car ces propriétés jouent un rôle dominant dans la détermination de la teneur en eau. Parmi les trois modèles de PTF proposés, le modèle de Saxton (Saxton *et al.*, 1986) a été retenu car il exige seulement des données de distribution de taille de particules issues de la banque de données *World Inventory of Soil Emission Potentials* (WISE) de l'*International Soil Reference and Information Centre* (ISRIC). De plus, les résultats obtenus avec le modèle de Saxton sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus avec deux autres modèles. Le modèle de Saxton a l'avantage de ne pas utiliser de données organiques. Cette étude a donc modifié la méthode de calcul de capacité en eau pour les unités de sol de la FAO en liant la *Digital Soil Map of the World* (DSMW) avec des fonctions PTF continues. Les modifications des propriétés des unités de sols incluent les quatre points suivants :

- utilisation d'une plus grande base de données des sols pour en extraire statistiquement les distributions de taille des particules représentatives (WISE et DSMW) ;
- modification de l'algorithme FAO pour calculer une profondeur racinaire efficace d'un mètre ou moins ;
- prévision du contenu disponible en eau pour le modèle PTF Saxton ;
- calcul de la capacité de rétention en eau en multipliant le contenu disponible par l'épaisseur de l'unité de sol pour deux niveaux de profondeur (0-30 cm et 30-100 cm).

Nous avons procédé au même traitement informatique sur la capacité en eau du sol de Saxton pour obtenir une valeur par maille de $0,5^\circ$ par $0,5^\circ$.

2.3.3.3. Données CRU

Une troisième série de données, obtenue auprès du CRU, se compose de valeurs de capacité en eau du sol estimées à partir de la carte des sols de la FAO suivant la méthode décrite par Dunne et Willmott (1996), qui tient compte de la couverture végétale pour définir la profondeur racinaire. La capacité en eau du sol, selon les auteurs, est la quantité d'eau qui peut être extraite du sol afin de satisfaire la demande évaporatoire. Classiquement, cette quantité est généralement considérée comme géographiquement invariante dans les modèles à grande échelle et elle est souvent fixée à 15 cm. Selon les auteurs, cette simplification est incorrecte en raison de la grande influence de la capacité en eau du sol sur les termes du bilan hydrologique. Une étude sur l'ensemble des continents (Milly et Dunne, 1994) révèle qu'une augmentation de 4 à 60 cm de la capacité en eau du sol entraîne une augmentation de 36 % de l'évapotranspiration continentale, une diminution de 35 % du ruissellement et une augmentation de 12 % des précipitations continentales. De nombreuses études ont examiné l'influence de la capacité en eau du sol sur l'atmosphère et en ont déduit des effets importants sur les variables climatiques telles que la température, l'évapotranspiration et les précipitations.

La capacité en eau du sol est obtenue grâce à la capacité en eau utile du sol exprimée en centimètres d'eau de sol et représentant la différence entre la capacité au champ et la capacité

au point de flétrissement. La capacité au champ est la quantité d'eau contenue dans un sol initialement saturé après une période de ressuyage de 2-3 jours ; le point de flétrissement permanent correspond à la quantité d'eau en dessous de laquelle les racines ne peuvent plus extraire l'eau du sol. Ces capacités sont fonction des pourcentages de sable, d'argile et de matière organique du sol. L'intégration de la capacité en eau utile du sol sur toute la profondeur du sol permet d'obtenir la capacité en eau du sol. À la différence des données FAO, celles proposées par Dunne et Willmott intègrent la teneur en matière organique du sol, estimée empiriquement à partir du ratio précipitation/évapotranspiration potentielle et la profondeur racinaire fonction de la couverture végétale. La profondeur racinaire a une influence majeure sur la capacité en eau, la texture du sol présente une influence moindre mais non négligeable et la teneur en matière organique a peu d'influence sauf en zones de fortes concentrations.

Ainsi, pour chaque bassin versant étudié, nous possédons cinq grilles de capacité en eau des sols : FAOmin, FAOmoy, FAOmax, Saxton et CRU (Figure 1.8).

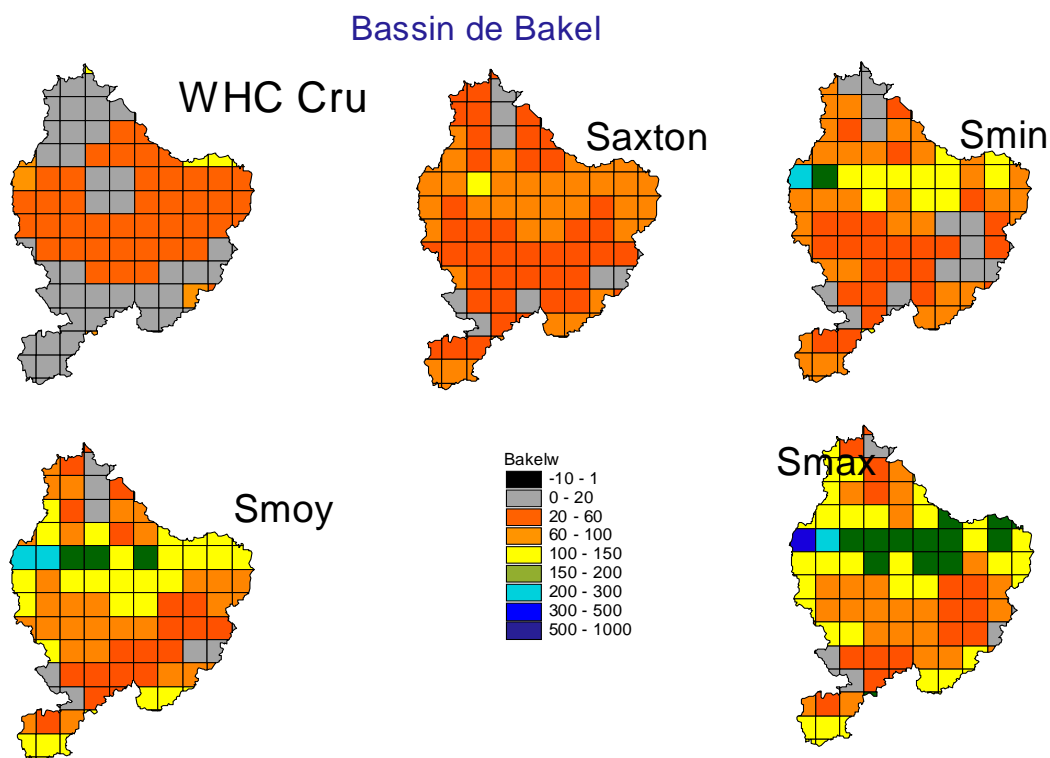


Figure 1.8 – Grilles de capacité en eau des sols, exprimées en millimètres, cas du Sénégal à Bakel.

Les valeurs de ces capacités en eau sont fixes dans le temps. Nous estimons cependant que ces grilles ne reflètent pas correctement la réalité du terrain puisqu'elles font abstraction de tous les facteurs extérieurs, anthropiques ou climatiques, qui peuvent par forte pression sur l'environnement modifier l'occupation des sols et donc influencer considérablement les valeurs de capacité de rétention en eau des sols et, à terme, les coefficients de ruissellement. Albergel (1987) et Pouyaud (1987) ont montré que les coefficients de ruissellement et les écoulements annuels ont augmenté sur des petits bassins versants en zone sahélienne, en liaison avec l'évolution de la végétation (défrichements, augmentation des surfaces cultivées) et la dénudation des sols. Des investigations récentes ont montré que des bassins de taille supérieure pouvaient aussi être concernés par cette augmentation des coefficients de ruissellement. Sur le bassin du Nakambé à Wayen au Burkina Faso, les écoulements ont augmenté malgré la diminution des pluies observées depuis 1970 (Mahé *et al.*, 2003). Cette augmentation des débits a été reliée à l'augmentation de surface de sols cultivés et de sols nus, aux dépens des surfaces en végétation naturelle sur le bassin depuis 30 ans. La même observation a été faite dans le sud-ouest nigérien où on constate une remontée continue de la nappe phréatique depuis quatre décennies qui ne peut s'expliquer en définitive que par l'anthropisation du paysage (Favreau *et al.*, 2001).

Dans ce contexte, une étude a été menée sur l'impact d'une évolution de la capacité en eau en intégrant les modifications de l'occupation des sols sur le bassin versant du Nakambé au Burkina Faso (Dray, 2001 ; Mahé *et al.*, 2002). L'hypothèse émise est qu'une révision à la baisse des valeurs de capacité en eau permettrait lors de simulations d'écoulement de rendre compte du phénomène d'augmentation du ruissellement dans un contexte de diminution de la pluviométrie. L'évolution proposée est fonction des taux d'occupation des trois classes identifiées, végétation naturelle (qui inclut les jachères supposées se comporter identiquement), surfaces cultivées et sols nus, entre 1965 et 1995. Quatre cartes ont pu être établies pour 1965, 1975, 1985 et 1995 en combinant cartes historiques, images satellites et photos aériennes. Entre chaque période, on considère une évolution linéaire de l'occupation des sols. Entre 1965 et 1995, la végétation naturelle a diminué de 25 %, les surfaces cultivées ont augmenté de plus de 40 % et les sols nus ont augmenté d'un facteur trois (Tableau 1.4).

Tableau 1.4 – Variation décennale (%) d'utilisation des sols exprimée en pourcentage de surface pour le bassin du Nakambé et impact résultant sur la capacité en eau (d'après Mahé *et al.*, 2002)

Année	Végétation naturelle	Cultures	Sol nu	Réduction capacité en eau
État initial	100	0	0	0
1965	43	53	4	21
1975	34	58	8	25.1
1985	15	75	10	32.2
1995	13	76	11	33.1

L'impact sur la capacité en eau moyenne du bassin est une réduction d'un tiers de la capacité en eau en 30 ans. Du point de vue de la modélisation des écoulements, l'utilisation des fichiers de capacité en eau évolutifs permet d'augmenter la performance des modèles de 2 % à 7 % en phase de calage (1965-1975) et de 2 % à 14 % en phase de validation (1976-1995) (Mahé *et al.*, 2002). Ceci montre bien que la performance des modèles est sensible aux variations des caractéristiques physiques des bassins versants, comme les capacités en eau des sols suite aux modifications de l'utilisation de ces mêmes sols.

Cette méthodologie n'a pu être appliquée ici. En effet, il a fallu près de trois mois pour collecter les images satellites et les photographies aériennes auprès de divers organismes, et la plupart des démarches entreprises se sont révélées infructueuses. Dray (2001) s'est trouvée en outre confrontée à des problèmes d'échelle (pays, bassin versant, province) et d'hétérogénéité dans les données (légendes particulières et couverture partielle du bassin), nécessitant un long travail d'uniformisation de classes d'utilisation des sols pour obtenir une légende de référence. Devant l'ampleur de la tâche, rappelons que notre plus grand bassin étudié couvre 600 000 km², au regard des 20 800 km² du Nakambé, et la "modération" des résultats obtenus avec cette méthode, nous nous sommes restreints à l'utilisation des grilles de valeurs fixes de capacité en eau des sols. Mais nous sommes conscients de ce qu'il y a là une voie de recherche à explorer pour améliorer les résultats.

2.4. Synthèse sur la disponibilité des données

La constitution d'une banque de données la plus complète possible et sa validation par critique et élimination des erreurs sert à améliorer la performance des modèles hydrologiques. Les grands bassins que nous étudions couvrent plusieurs milliers à plusieurs centaines de milliers

de kilomètres carrés et nécessitent, de ce fait, de nombreuses données de pluies, de débits, d'évapotranspiration et de capacité en eau du sol en provenance de plusieurs états. Dans le contexte africain, il est parfois difficile d'obtenir des données inférieures au pas de temps mensuel pour les années récentes. Un long travail de collecte de données hydrologiques et pluviométriques a été mis en œuvre, et les collaborations ainsi développées se poursuivent encore aujourd'hui. De nombreux contacts ont été établis avec les scientifiques des universités et/ou des services nationaux des pays du sud mais également avec des partenaires anglo-saxons.

Globalement, nous disposons de 42 séries hydrologiques sur une période s'étendant de 1950 à 1998. Les lacunes ont été réduites au plus faible pourcentage en procédant à des mises à jour et aux compléments à l'aide de techniques simples. À cela, s'ajoutent des données mensuelles spatialisées sous forme de grille à la résolution $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$, et disponibles jusqu'en 1995 :

- deux grilles de pluies obtenues à partir de méthodes de construction différentes, à savoir par le krigeage pour les données du CRU et par les polygones de Thiessen pour les données de l'IRD ;
- trois grilles d'évapotranspiration potentielle obtenues à partir de formulations différentes dérivant toutes de celle de Penman ;
- enfin cinq grilles de capacité en eau des sols fixes dans le temps, obtenues à partir des travaux du CRU et de la FAO.

3. Conclusions : vulnérabilité de l'Afrique de l'Ouest et Centrale face aux variations climatiques

L'Afrique de l'Ouest et Centrale est composée d'une mosaïque d'écosystèmes malgré une organisation d'apparence simple en unités climatiques associées aux différents paysages végétaux. Le tiers de la zone d'étude se trouve sous un climat humide, tandis que le reste de la zone comprend des régions arides et semi-arides. Environ 70 % à 90 % de la population active habitent ces régions où l'agriculture est la principale activité et source de revenus. En effet, la majorité des économies africaines sont fondées sur l'exploitation des ressources naturelles dont la plus grande partie est vouée à l'exportation. Ce capital "ressources" est en danger : ces régions, déjà défavorisées du point de vue pluviométrique, subissent une pression démographique croissante occasionnant une insécurité alimentaire et sanitaire de plus en plus grande. Les collectivités de la ceinture soudano-sahélienne sont particulièrement vulnérables aux situations exceptionnelles, qu'elles soient d'origine politique, économique ou climatique.

En Afrique de l'Ouest, la sécheresse provoque plus de dommages et affecte plus de personnes que tout autre type de catastrophe. Les médias ont largement contribué à une prise de conscience et à une forte mobilisation des efforts internationaux. Aujourd'hui, les mémoires restent marquées par les pertes de troupeaux, les famines et le déplacement massif de population vers des terres plus clémentes. La plupart des décideurs reconnaissent aujourd'hui que la sécheresse est un élément "normal" du climat africain. Bien que la variabilité du climat soit inévitable, les répercussions qui en découlent, de manière directe sur l'agriculture et sur les ressources hydriques ou de manière indirecte sur la santé et l'économie, peuvent être amoindries. Des systèmes de prédictions saisonnières sont déjà opérationnels dans bon nombre de régions de l'Afrique. Des programmes internationaux comme *Prévisions Saisonnières et leurs Applications pour l'Afrique* (PRESA-AF) ou le *Famine Early Warning System Network* (FEWS NET) œuvrent pour la réduction de la vulnérabilité de l'Afrique de l'Ouest à la variabilité du climat en fournissant des prévisions saisonnières de précipitations, de débits et de qualité des récoltes dans le Sahel. Les capacités actuelles des prévisions, même si elles sont loin d'être parfaites, donnent une idée des conditions climatiques prédictibles pour la prochaine saison.

L'Afrique, dans certaines de ses régions, a eu son lot d'évènements climatiques extrêmes pour savoir que la vulnérabilité aux effets néfastes des changements climatiques prévus pour les décennies à venir est liée au niveau de développement du pays lui-même, ce qui limite les capacités d'adaptation. En ce qui concerne les précipitations, qui constituent l'aspect prioritaire pour l'agriculture africaine, les scénarios de changements climatiques actuels sont peu fiables pour la planète et encore moins pour l'Afrique. Les données de température et de précipitation estimées par les modèles de circulation générale ne peuvent être employés directement pour la planification de nouveaux projets de développement en matière de gestion des ressources en eau. L'étude des effets potentiels des futurs changements ne fait que débiter et nécessite l'utilisation de modèles hydrologiques performants pour évaluer les modifications des régimes d'écoulement des cours d'eau. Un préalable essentiel à l'application de ces modèles est un haut niveau de calage basé sur des données observées de qualité et de longueur suffisante pour en apprécier la variabilité.

Les premières mesures de données pluviométriques en Afrique de l'Ouest et Centrale remontent au début du siècle dernier, mais il faut attendre les années 50 pour voir se développer à grande échelle les réseaux de mesures hydrométriques. Le choix des sites, leurs changements d'emplacement fréquents et la qualité des relevés de stations confèrent une fiabilité douteuse aux données pluviométriques historiques malgré l'augmentation croissante du nombre de stations. De 1950 à 1980, le développement et l'entretien des réseaux sont assurés par l'ORSTOM. Ensuite, la qualité et la quantité des relevés ne sont pas toujours assurées du fait d'un manque de moyens des États qui ont la charge de gérer les réseaux de mesure. Cela crée une difficulté dans l'étude des longues séries d'observations hydroclimatiques. Le développement d'une étroite collaboration avec les universités et les services nationaux des pays du sud, en particulier par l'intermédiaire du réseau FRIEND-AOC, a permis une mise à jour efficace des données pluviométriques et hydrologiques. Malgré tout, il a été nécessaire d'avoir recours à des méthodes statistiques simples pour compléter un certain nombre de lacunes.

Après ce long et fastidieux travail de collecte et de compléments, nous disposons de 42 séries hydrologiques mensuelles, présentant un taux de lacunes inférieures à 10 % sur la période 1950-1998. Elles correspondent à des exutoires de bassins versants dont la taille varie de près de 6 000 km² à 600 000 km². Nous disposons également de divers types de données

spatialisées sous forme de grilles mensuelles au demi-degré, entre 1950 et 1995. Ainsi, nous possédons deux grilles de pluie. La première a été construite par le CRU suivant la méthode du krigeage. La seconde a été construite pour cette étude à partir des données de l'IRD, sur une base d'environ 500 postes pluviométriques, par la méthode des polygones de Thiessen. Nous disposons également de trois grilles d'évapotranspiration potentielle obtenues auprès du CRU et construites à partir de la formulation de Penman ou de formulations qui en découlent. Le paramètre "sol", facteur très important pour le ruissellement, est également disponible par le biais de grilles de capacité en eau du sol. À la différence des données climatiques, ces grilles sont fixes dans le temps. L'une de ces grilles a été obtenue, là encore, auprès du CRU, mais les quatre autres dérivent toutes de la *Digital Soil Map of the World* de la FAO. Cette base de données, aussi diversifiée soit-elle, offre une couverture spatiale et temporelle homogène pour analyser et préciser la variabilité hydro-climatique sur notre zone d'étude, puis pour tester les performances des modèles hydrologiques dans différents contextes climatiques.

**CHAPITRE 2 : CARACTÉRISATION DE
LA VARIABILITÉ HYDROCLIMATIQUE
EN AFRIQUE DE L'OUEST ET CENTRALE**

Le continent africain se caractérise par des situations très contrastées en matière de climat, de végétation, de développements socio-économiques, et donc de potentialités et de gestion des ressources en eau. Outre cette forte hétérogénéité spatiale, la disponibilité de ces ressources peut subir d'importantes fluctuations au cours du temps. C'est ainsi que durant le XX^{ème} siècle, des périodes sèches et humides ont alterné en Afrique de l'Ouest et Centrale (Hulme, 1992 ; Janicot 1992 ; Moron, 1994 et 1997 ; Nicholson, 1993). La récente sécheresse qui y sévit se caractérise par sa durée, son intensité et son extension. Un phénomène d'une telle ampleur trouve ses origines dans la dynamique océano-atmosphérique. Il convient d'en rappeler les mécanismes avant d'analyser la variabilité hydroclimatique en Afrique de l'Ouest et Centrale.

1. La circulation atmosphérique tropicale

La distribution des pluies en Afrique de l'Ouest et Centrale obéit à une organisation, dictée par la circulation atmosphérique générale. Les variations des précipitations dans l'espace et dans le temps apparaissent donc très liées aux composantes aérologiques et une description de la circulation atmosphérique est nécessaire pour replacer l'évolution climatique de l'Afrique de l'Ouest et Centrale dans une perspective d'ensemble.

1.1. Éléments majeurs de la circulation atmosphérique au-dessus des régions étudiées

Les précipitations des régions tropicales du globe se caractérisent par une rapide diminution des cumuls à mesure que l'on s'éloigne des régions équatoriales. En Afrique de l'Ouest et Centrale, cette diminution s'établit dans le sens sud-nord. La direction de ce gradient s'explique par la localisation des anticyclones tropicaux, entre lesquels s'étire la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). La ZCIT constitue donc un axe de symétrie vers lequel convergent les flux tropicaux (alizés). L'élément majeur de la circulation atmosphérique au-dessus de ces régions est la mousson, caractérisée par un renversement saisonnier des vents. Le dynamisme de cette circulation tropicale est lié aux processus extratropicaux (rétroactions au sein du système Terre-Océans-Atmosphère dans différentes gammes de fréquences) et aux mouvements apparents du soleil, déplaçant la ZCIT suivant les saisons.

1.1.1. Les alizés

Les alizés sont des vents d'est de basses latitudes, lents et constants, dont la circulation est entièrement comprise dans le même hémisphère géographique. Ils proviennent des bordures orientales des anticyclones dont la rotation commande la vitesse et le sens d'écoulement des alizés. Se distinguent en fonction de la trajectoire suivie :

- l'alizé maritime provient d'un anticyclone océanique. Il se réchauffe lentement et s'humidifie constamment atteignant la saturation en fin de parcours. En Afrique occidentale, les alizés maritimes, stables et de secteur sud-ouest à sud, proviennent de l'anticyclone de Sainte-Hélène ;
- l'alizé continental se réchauffe plus rapidement et son déficit de saturation augmente dans les mêmes proportions, sa forte capacité évaporatrice n'étant pas satisfaite. En Afrique occidentale, l'alizé continental ou harmattan est issu de l'anticyclone saharo-méditerranéenne. Son air polaire initial se tropicalise et il devient instable en survolant le Sahara. C'est un vent chaud et sec de secteur nord-est à nord.

1.1.2. La mousson

Du point de vue strictement aérologique, le flux de mousson résulte de la déviation des alizés par la force de Coriolis après avoir franchi l'équateur. En première approximation, les deux facteurs responsables de la circulation de mousson sont d'une part les variations saisonnières de radiation solaire incidente et d'autre part la répartition des océans et des continents. Si l'hémisphère sud est sous influence permanente de hautes pressions dynamiques (anticyclone de Sainte Hélène), les régions du nord sont dominées, en hiver boréal, par des hautes pressions (anticyclone thermique de Libye), et en été boréal, par des basses pressions thermiques pelliculaires. La mise en place de la mousson est une réponse à ces gradients inter-hémisphériques de pression et de température.

La transformation d'un alizé en mousson modifie la direction mais ne change pas dans l'immédiat les caractères thermiques et hydriques du flux. Ceci a pour conséquence le transfert d'humidité océanique vers l'intérieur des terres. Ce sont les caractéristiques hygrothermiques de la mousson qui lui ont valu le qualificatif de vecteur de pluie. En Afrique occidentale, où le continent fait face à l'Atlantique sud, le déplacement zénithal n'est respecté qu'en été boréal : la mousson atlantique remonte vers les dépressions sahariennes. Ce flux est

permanent sur le sud de l'Afrique occidentale et sur la cuvette congolaise. Sur le continent, la mousson devient un flux peu épais, qui se réchauffe et se dessèche devenant inapte à provoquer les pluies.

1.1.3. La Zone de Convergence InterTropicale

Au centre de la zone des basses pressions intertropicales, au contact dynamique des circulations atmosphériques des deux hémisphères, se trouve la ZCIT. Elle se caractérise par des mouvements ascendants engendrant le développement de nuages convectifs pluvio-gènes. La structure de la ZCIT varie selon les régions et les saisons. En Afrique de l'Ouest elle prend plutôt une forme linéaire et adopte une forte pente, si bien que la localisation du maximum de nébulosité et des précipitations ne coïncident pas avec la position en surface de la zone de convergence des flux (Figure 2.1). La limite entre l'alizé continental et la mousson se nomme Front InterTropical (FIT). Le terme ZCIT désigne soit la trace au sol du FIT, soit l'alignement zonal de nuages convectifs à fort développement vertical (cumulo-nimbus) observés par satellite sur le domaine océanique.

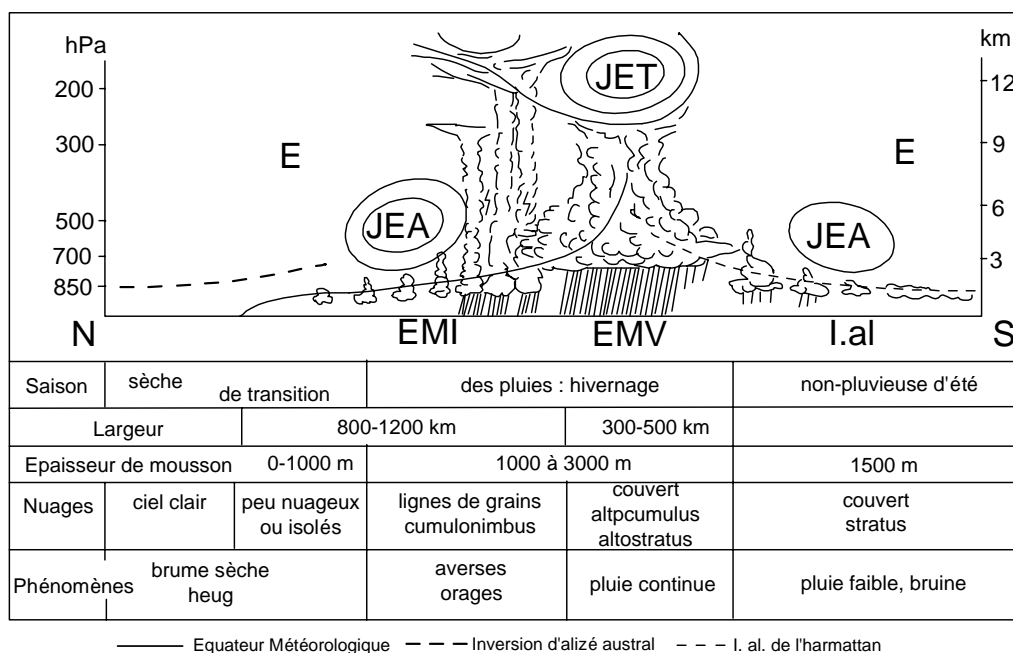


Figure 2.1 – Coupe méridienne schématique de la troposphère en août sur l'Afrique de l'Ouest (d'après Leroux, 1996).

Le mouvement zénithal du soleil commande la migration de la ZCIT, ce qui explique la mise en place des différents régimes saisonniers. En juin-juillet-août, la ZCIT se déplace vers le nord, pour atteindre sa position septentrionale vers 20°N. C'est la saison des pluies dans les zones sahéliennes. En décembre-janvier-février, le déplacement de la ZCIT se fait vers le sud, pour atteindre sa position méridionale vers 5°N. C'est le début de la saison sèche au Sahel.

1.2. Circulation atmosphérique et conditions hydroclimatiques

La circulation atmosphérique tropicale a une apparence simple : convergence des alizés vers la ZCIT, convection, reprise de l'air en altitude vers les hautes pressions tropicales. Mais elle est en réalité bien plus complexe, si l'on prend en compte les variations d'intensité des courants-jets, connus sous les noms de JEA et de JET, ou encore d'une "présumée cellule de Walker" (Leroux, 1995), et plus encore si l'on tient compte des relations océan-atmosphère avec les températures de surface marines et les événements El Niño ou La Nina, phénomènes largement étudiés par ailleurs (Nicholson et Entekhabi, 1986 et 1987 ; Nicholson et Nyenzib, 1990 ; Moron *et al.*, 1995 ; Nicholson et Kim, 1997 ; Ward *et al.*, 1999).

Le flux de mousson, et ses variations saisonnières qui en résultent, commande les conditions climatiques autour du Golfe de Guinée. Or, les facteurs climatiques jouent un rôle essentiel dans la genèse des précipitations, et donc, de l'écoulement fluvial. En effet, ce sont les précipitations, qui par leur abondance, leur variations saisonnières et leur irrégularité interannuelle régissent les régimes hydrologiques en Afrique de l'Ouest et Centrale. La connaissance des mécanismes climatiques à l'origine du flux de mousson permet de mieux appréhender les variations hydroclimatiques à l'échelle continentale avant d'améliorer les connaissances sur la variabilité des précipitations et des débits à l'échelle des bassins versants (Mahé et Olivry, 1995 ; Bricquet *et al.*, 1997 ; Paturel *et al.*, 1997b ; Servat *et al.*, 1997a ; Olivry *et al.*, 1998 ; Laraque *et al.*, 2001).

2. Analyse climatique diagnostique de la variabilité hydroclimatique de l'Afrique de l'Ouest et Centrale

La caractérisation d'éventuelles fluctuations d'ordre climatique en Afrique de l'Ouest et Centrale repose, entre autre, sur l'étude de séries chronologiques de données pluviométriques et hydrologiques à différents sites de mesures, les plus nombreux possibles, sur des périodes

les plus longues possibles. Le présent chapitre a pour but de spécifier les traitements statistiques qui sont envisagés pour analyser les séries hydro-pluviométriques des différents postes répertoriés pour cette étude. Ces postes obéissent à des critères de continuité, de durée de l'information et de qualité des données de manière à permettre une couverture la plus homogène possible de la zone étudiée.

Ce sont, tout d'abord, des analyses dynamiques diagnostiques. Ce type d'analyse explique la variabilité d'un paramètre climatique à l'aide de facteurs physiques en utilisant des méthodes statistiques. Cette méthode recherche les connexions, synchrones et/ou décalées dans le temps, entre divers paramètres des circulations atmosphériques et/ou océaniques.

La variabilité interannuelle des précipitations sur la zone soudano-sahélienne est associée à des anomalies de circulation atmosphérique d'échelle régionale. Ce constat nécessite de mettre en évidence les liens statistiques qui existent entre les paramètres atmosphériques et les séries hydrologiques et pluviométriques (Folland *et al.*, 1986 ; Nicholson et Entekhabi, 1986 ; Moron *et al.*, 1995 ; Janicot, 1997a ; Fontaine *et al.*, 1998). Les données de réanalyses atmosphériques, basées sur un concept novateur en climatologie, apparaissent comme un outil privilégié tant pour la compréhension que pour l'interprétation des mécanismes climatiques.

2.1. Les réanalyses de données atmosphériques

Afin d'identifier les connexions associées entre la variabilité hydrologique et/ou pluviométrique et la variabilité atmosphérique, il est nécessaire de disposer d'une base de données atmosphériques la plus complète possible. Actuellement, une des méthodes les plus innovantes pour remédier aux problèmes liés à l'hétérogénéité des données consiste en l'assimilation ou réanalyse des données climatiques. Cette méthode permet d'augmenter la quantité de données mais aussi leur qualité : en assimilant des fichiers de sources internationales différentes (données bateaux, bouées, avions, satellites, radiosondages, etc.), en recoupant ces données entre elles et en les testant. Cette assimilation se fait sur des données journalières par l'intermédiaire d'un modèle numérique de prévision performant, afin d'obtenir des champs atmosphériques complets, cohérents entre eux, répartis en points de grille à l'échelle du globe et à différents niveaux de géopotentiels (champs d'égale pression). Cette combinaison, observations et modélisation, offre une couverture spatio-temporelle continue à l'échelle du globe et permet une étude des fluctuations du climat en temps réel

même dans un espace à très faible densité de population et de s'affranchir des problèmes liés aux frontières politiques. Ces réanalyses sont une alternative aux traditionnelles méthodes d'interpolation utilisées jusqu'ici en climatologie (Peixoto et Oort, 1992). Par rapport à la simple utilisation des Modèles de Circulation Générale Atmosphérique (MCGA), celle des réanalyses évite des erreurs d'estimation des paramètres atmosphériques en recalant systématiquement le modèle avec les observations. Actuellement trois organismes produisent des données issues de la réanalyse :

- l'**ECMWF** (European Center for Medium-range Weather Forecasts) propose des réanalyses de 1979 à 1993 (Gibson *et al.*, 1996) ;
- la **NASA/DAO** (National Aeronautics and Space Administration / Data Assimilation Office) propose des réanalyses de 1979 à 1994 (Schubert *et al.*, 1993 et 1995) ;
- le **NCEP/NCAR** (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) propose des réanalyses de 1958 à 1998 (Kalnay *et al.*, 1996), récemment étendues à la période 1948-1998 (Kistler *et al.*, 2001).

Nous avons décidé de travailler avec les données de réanalyses du NCEP/NCAR puisqu'elles couvrent la plus large période et qu'elles sont mises à disposition du public que ce soit par l'intermédiaire d'Internet³ ou d'un cédérom.

2.1.1. Présentation des données de réanalyses

Le NCEP et le NCAR collaborent depuis 1991 sur le projet de réanalyses afin de produire des analyses globales de champs atmosphériques à différents niveaux de pression depuis le sol, destinées à la recherche. Ces données de qualité intéressent 60 champs atmosphériques et sont disponibles pour une grille de résolution T62 (192 longitudes par 94 latitudes, soit des mailles de 1,9°x1,9°), sur 28 niveaux de pression (de 1000 hPa à 10 hPa) (Kalnay *et al.*, 1996).

Ce projet de développement, soutenu par la NOAA, se caractérise par la longueur de la période couverte et par sa base d'observations très complète. La première base de données assimilée par le modèle provient du réseau de stations synoptiques implantées sur les continents. Elle est complétée en altitude par les observations issues des radiosondages, par

³ Données téléchargeables par <ftp.cdc.noaa.gov/datasets/ncep.reanalyses.derived>

les fichiers du Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) pour les données océaniques de surface, des données aéronautiques et satellitaires pour les paramètres radiatifs et les vents. Ces données proviennent de nombreux organismes internationaux.

Le modèle numérique du système de réanalyses du projet NCEP/NCAR se compose de trois modules majeurs (Figure 2.2):

- un module de **décodage** et de **pré-traitement** des données assorti d'un processus de contrôle de qualité ;
- un module d'**assimilation** des données constitué par le modèle spectral Medium Range Forecasting (MRF) et du système d'interpolation statistique spectrale (SSI) du NCEP, avec un contrôle automatique des données ;
- un module d'**archivage** des sorties de réanalyses au format universel binaire de représentation de l'Organisation Météorologique Mondiale pour satisfaire les besoins des différents utilisateurs.

Les détails de la physique et de la dynamique du modèle sont décrits dans le rapport NOAA/NMC Development Mission (1988) et dans Kanamitsu *et al.* (1991). Le modèle inclut la paramétrisation de tous les processus physiques principaux, tels que la convection, les précipitations, les radiations, le cycle diurne, les interactions avec les couches nuageuses, l'hydrologie, la physique des couches limites et les processus de diffusion verticale et horizontale.

Le modèle MRF produit le premier champ initial en effectuant une prévision numérique à 6 h. Les données entrantes, le maximum d'observations disponibles, sont comparées avec ce champ initial par l'intermédiaire d'un système de contrôle de qualité. Si la différence entre les données entrantes et les valeurs de la première estimation dépasse certaines limites, les données entrantes sont rejetées, et donc non utilisées, sinon le système d'assimilation intègre les données entrantes pour élaborer la première prévision mondiale, par construction de champs globaux, homogénéisés par interpolation. À partir de cette première analyse, le modèle produit une autre prévision à 6 h, et de ce fait, sa qualité dépend de la qualité de l'analyse précédente. Ce sont ces champs qui servent à leur tour de champs initiaux pour la

prévision suivante. Dans le cas où les données sont inexistantes, c'est le champ initial qui est utilisé sans aucune modification.

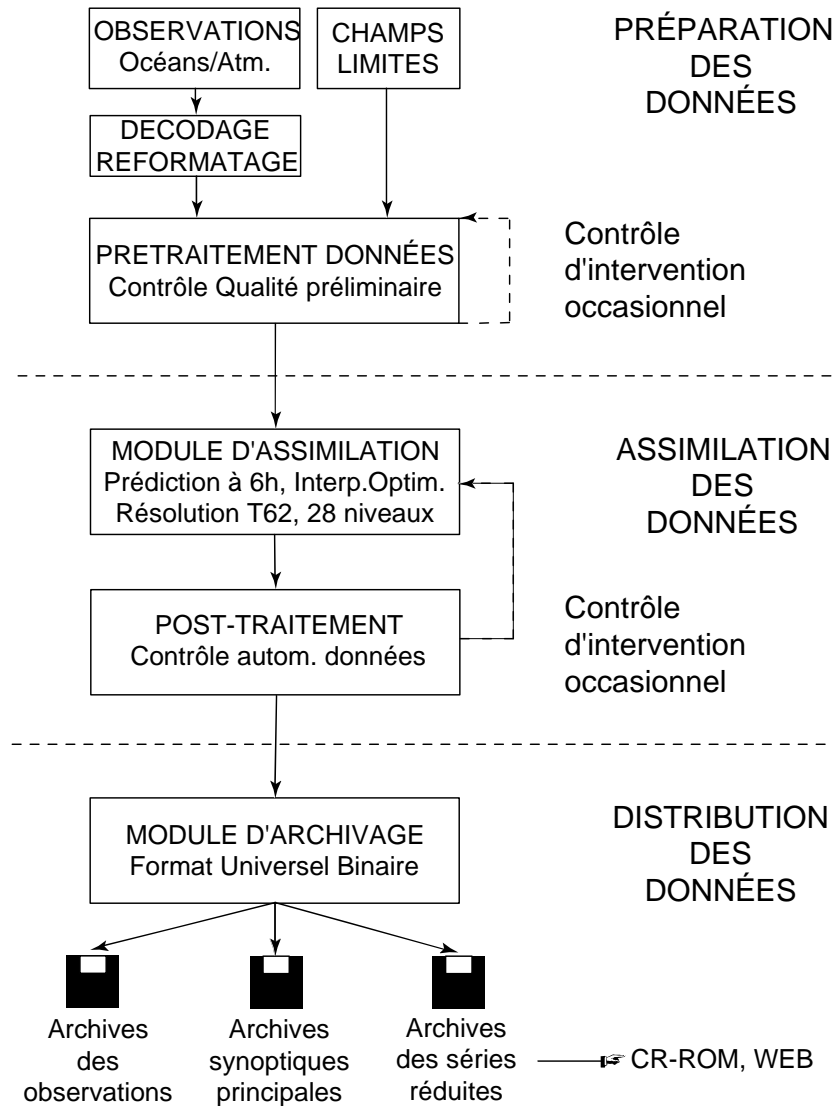


Figure 2.2 – Schéma des principaux composants du système de réanalyses NCEP/NCAR (d'après Kalnay et al., 1996).

Ainsi, il est préférable de considérer les champs atmosphériques réanalysés comme des champs d'observations plutôt que comme des sorties de modèles puisque du fait de

l'intégration d'un très grand nombre d'observations, les réanalyses semblent plus proches de la réalité que de la climatologie du modèle.

Le module d'archivage des sorties de réanalyses est également un composant principal du projet. Il est clair qu'il existe de nombreuses applications possibles pour les réanalyses. Ainsi les champs réanalysés ont été classés en 4 catégories selon l'influence relative des observations et/ou de la physique du modèle sur les résultats (Kalnay *et al.*, 1996) (Tableau 2.1) :

- **classe A** : la variable analysée est fortement influencée par les observations. C'est le cas de la température de l'air et du vent. Elle donne, par assimilation, une estimation de l'état de l'atmosphère bien meilleure que les observations seules. L'information issue de la classe A est la plus fiable ;
- **classe B** : Les variables sont définies par les observations mais sont fortement influencées par la climatologie du modèle, comme l'humidité et la température d'altitude ;
- **classe C** : Les observations n'affectent pas directement les variables analysées. Elles dérivent essentiellement du modèle qui assimile les observations afin qu'elles soient conformes à la physique atmosphérique. C'est le cas des précipitations et des flux de surface. Cependant, si les phénomènes sont bien paramétrés, on peut obtenir une meilleure estimation que celle fournie par les données observées ;
- **classe D** : les variables dépendent exclusivement du modèle, comme par exemple la résistance de la végétation. Ce sont les variables les moins fiables.

Cette classification est une aide à l'interprétation des réanalyses notamment des classes B et C qui, par l'influence du modèle, nécessitent une attention supplémentaire. Cela ne signifie pas pour autant que ces variables sont éloignées de la réalité.

Tableau 2.1 – Classification par catégorie des principales données de réanalyses du NCEP/NCAR

Classe	Paramètre	Niveaux	Résolution (long. x lat.)
A	Hauteur du géopotentiel	17	144 x 73
	Température de l'air	17	144 x 73
	Vent zonal et méridien	17	144 x 73
	Pression au niveau de la mer	surface	144 x 73
B	Eau précipitable	colonne	144 x 73
	Humidité spécifique	8	144 x 73
	Vitesse verticale	8	144 x 73
C	Flux de chaleur latente	surface	192 x 94
	Flux de chaleur sensible	surface	192 x 94
	Flux solaire incident (courte longueur d'onde)	surface	192 x 94
	Flux sortant (grande longueur d'onde)	surface	192 x 94
	Précipitations	surface	192 x 94
	Albédo	surface	192 x 94
D	Rugosité	surface	144 x 73
	Résistance stomatique	surface	192 x 94
17 niveaux : de 1000 à 100 hPa		144 x 73 : soit 2,5° x 2,5°	
8 niveaux : de 1000 à 300 hPa		192 x 94 : soit 1,9° x 1,9°	

2.1.2. Diagnostic de la fiabilité des données de réanalyses NCEP/NCAR

Les conférences internationales sur les réanalyses organisées conjointement par le NCEP/NCAR et l'ECMWF (World Climate Research Programme, 1998 et 2000) sont destinées à faire un bilan régulier des données par rapport à leurs avantages et inconvénients. Les réanalyses NCEP/NCAR produisent 40 ans de données atmosphériques journalières et de champs de surface qui, pour certaines variables, donnent une meilleure estimation de l'état évolutif de l'atmosphère. Ces réanalyses doivent être utilisées avec prudence, car les différentes sorties ne sont pas uniformément fiables entre elles (Kalnay *et al.*, 1996), et implique la nécessité d'étudier, préalablement à toute utilisation, la qualité des données de réanalyses. Ce type de contrôle s'applique aussi bien aux précipitations qu'à d'autres variables atmosphériques. Il s'agit de vérifier la bonne adéquation entre l'observation assimilée dans le modèle du NCEP et les valeurs calculées. Pocard (2000) a estimé la fiabilité des réanalyses aux échelles intra et interannuelles sur l'Afrique Tropicale, entre 1958 et 1998, pour les variables suivantes : précipitations, température de l'air, hauteur géopotentielle, vent zonal, vent méridien, vitesse verticale, humidité spécifique, chaleur latente, chaleur sensible, eau précipitable et flux sortant de grande longueur d'onde. Ces travaux permettent aux utilisateurs

des réanalyses sur l'Afrique Tropicale de sélectionner la période d'étude et les paramètres les plus fiables.

2.1.2.1. Période homogène en Afrique Tropicale : 1968-1998

L'étude des paramètres réanalysés du NCEP/NCAR est critiquée sur l'ensemble de la période disponible 1958-1998 puisqu'une rupture majeure présente entre 1967 et 1968 est pour une bonne part artificielle (Figure 2.3). Les données de réanalyses de la période 1958-1967 sont à utiliser avec la plus grande prudence, dans le sens où elles sont issues directement du modèle. C'est à partir de 1968 que les données *in situ* et de radiosondages, suffisamment nombreuses sur le continent africain, ont été assimilées dans le modèle désormais plus représentatif de la climatologie observée. De ce fait, il est préférable de supprimer la période 1958-1967 des analyses diagnostiques sur le continent africain.

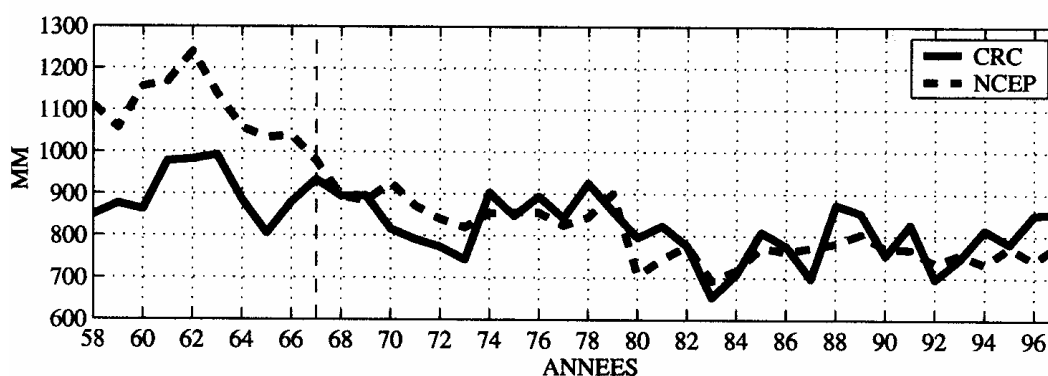


Figure 2.3 – Cumul moyen annuel des précipitations observées (notées CRC) et réanalysées (notées NCEP) en Afrique tropicale entre 25° N et 35° S, sur la période 1958-1997 (d'après Pocard, 2000).

2.1.2.2. Paramètres atmosphériques les plus fiables

Généralement, les paramètres de la classe A sont les plus proches de l'observation et donc les plus fiables. Nous pouvons citer comme exemple la température de l'air, la hauteur géopotentielle ou les vents. Même si la comparaison effectuée avec des données ponctuelles de radiosondages ne donne pas exactement les mêmes valeurs, à l'échelle globale ces paramètres sont représentatifs de champs climatiques réalistes. Ce sont les paramètres de la classe C, notamment ceux du cycle hydrologique qui soulèvent le plus d'interrogations (comme les précipitations). Pour beaucoup de ces paramètres, les réanalyses s'accordent avec les observations. Cependant, ces données ne sont pas assimilées mais dérivent complètement

du modèle. Ces paramètres enregistrent, également, le plus de ruptures de stationnarité, puisqu'ils sont les plus sensibles à la paramétrisation des conditions de surface océanique et surtout continentale.

2.1.2.3. Cas des précipitations

Par rapport aux données du cycle hydrologique, l'étude approfondie des précipitations en Afrique tropicale a montré l'importance des écarts entre les réanalyses NCEP et les observations. Même si les configurations générales des précipitations en Afrique tropicale sont correctes et sans déphasage temporel, il existe des problèmes majeurs dans les précipitations du NCEP. On peut citer à ce titre :

- **trois ruptures** de stationnarité majeures d'échelle régionale dans les précipitations du NCEP qui n'existent pas dans les observations : 1975, 1983, 1987 ;
- une **sous-estimation** du cycle saisonnier, quel que soit le régime climatique étudié. Les différences mensuelles cumulées sont estimées en calculant le pourcentage d'écart les données de réanalyses NCEP/NCAR et les observations. Les valeurs varient entre 20 % pour le Zimbabwe et le Congo-Gabon à plus de 45 % pour l'espace soudano-sahélien (Figure 13) ;
- une **incohérence dans la variabilité interannuelle** des précipitations du NCEP : les années extrêmes (excédentaires ou déficitaires) ne sont pas clairement identifiées (Figure 2.4).

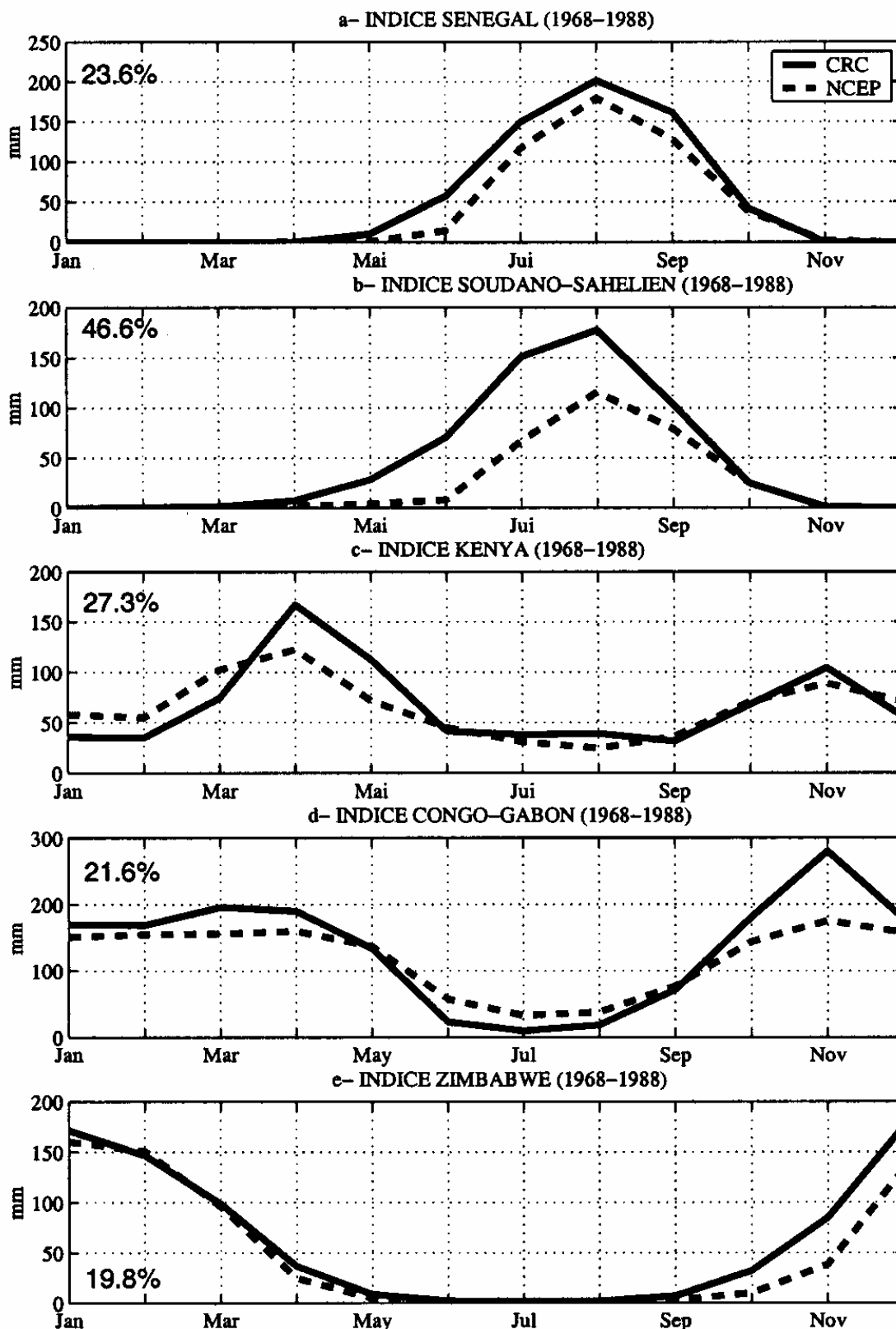


Figure 2.3 – Cycle saisonnier moyen des précipitations NCEP et observées (notées CRC) pour cinq régions d'Afrique tropicale entre 1968 et 1988 : a) Sénégal ; b) zone soudano-sahélienne ; c) Kenya ; d) Congo-Gabon ; e) Zimbabwe (d'après Poccard, 2000).

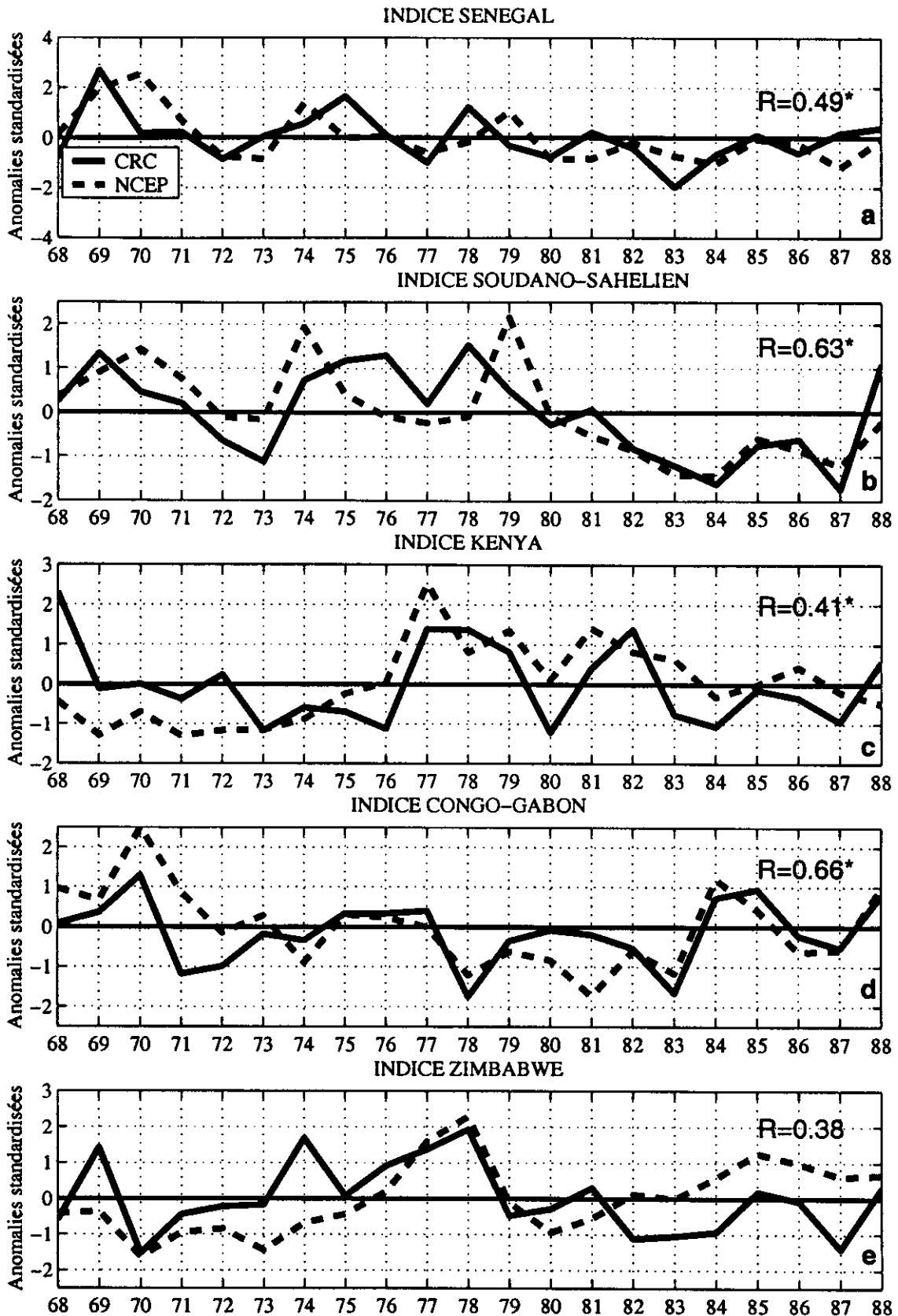


Figure 2.4 – Variabilité pluviométrique interannuelle des réanalyses NCEP et des observations (notées CRC) pour cinq régions d'Afrique tropicale entre 1968 et 1988 : a) Sénégal ; b) zone soudano-sahélienne ; c) Kenya ; d) Congo-Gabon ; e) Zimbabwe. R : valeurs de corrélation entre les deux séries, * significatif au seuil de 99 % (d'après Pocard, 2000).

Face à ce constat, nous considérons que les précipitations du NCEP ne sont pas suffisamment représentatives de la réalité aux échelles continentale et régionale pour être utilisées. Elles ne peuvent pas compléter les observations en Afrique Tropicale, quelle que soit l'échelle d'espace, limitant considérablement les applications en hydrologie.

2.1.2.4. Résolution temporelle et échelle spatiale

À l'échelle spatiale, les résultats obtenus pour les précipitations montrent que ces données ne sont pas adaptées pour effectuer des analyses régionales, ou alors à la condition de bien connaître le terrain étudié afin d'avoir un esprit critique par rapport aux résultats. La résolution spatiale du modèle impose la limite inférieure possible. Toutefois, il est conseillé d'élargir au maximum la fenêtre d'étude pour s'affranchir partiellement des conditions de surface continentale régionale qui ne sont pas toujours correctement prises en compte dans le modèle. Pourtant, à l'heure actuelle, les réanalyses représentent la source de données la plus complète jusqu'ici disponible pour des analyses diagnostiques du climat. Elles offrent de nouvelles perspectives d'investigation sur de nombreux aspects du système climatique global et ouvrent de nouvelles orientations pour la recherche et le développement de systèmes d'assimilation de données.

Le diagnostic objectif de la fiabilité des données de réanalyses, en menant une analyse comparée entre ces données et les observations disponibles, montre que :

- il convient de travailler à partir de 1968 pour mener une étude valable sur la variabilité interannuelle ;
- les données pluviométriques du NCEP ne sont actuellement pas utilisables comme complément de l'observation en Afrique Tropicale, que ce soit à l'échelle continentale ou régionale ;
- le travail sur les volumes précipités est difficilement envisageable, limitant considérablement les applications en hydrologie ;
- les paramètres liés au cycle hydrologique sur le continent africain sont peu fiables car trop dépendants du modèle. En revanche, ceux qui sont liés à la dynamique atmosphérique peuvent être intégrés avec une certaine confiance dans les études climatiques.

C'est pourquoi, nous allons utiliser les données de réanalyses de différents champs atmosphériques caractéristiques des conditions de mousson sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale que nous essaierons de relier aux variations hydrologiques des grands fleuves.

2.2. Mousson ouest africaine et hydrologie de surface

En climatologie diagnostique, il est d'usage de définir un certain nombre de descripteurs afin de ne travailler qu'avec un "résumé" de l'information disponible. Dans un premier temps, on applique une Analyse en Composantes Principales (ou ACP) sur l'ensemble des stations de chaque unité hydrographique considérée. On obtient alors, une chronique de la composante principale utilisée comme indice de bassin versant. Dans un second temps, on identifie les composites temporelles à partir de l'indice issu de l'ACP, en particulier sur les périodes d'étiage et de pointe de crue. La projection de ces composites dans des champs dynamiques caractéristiques de la circulation atmosphérique tropicale permet d'analyser les relations entre la mousson ouest-africaine et l'hydrologie de surface.

2.2.1. Définitions des outils diagnostiques

Nous avons utilisé un certain nombre de méthodes statistiques fréquemment employées en climatologie diagnostique (Sneyers 1975 ; Der Megreditchian, 1992 ; von Storch et Zwiers, 1999). Il est impossible de décrire en quelques lignes l'ensemble des méthodes utilisées. Cette section donne un aperçu rapide des principes essentiels des techniques d'analyse employées, les fondements théoriques étant présentés dans tous les grands traités de statistiques (Snedecor et Cochran, 1967 ; Lebart *et al.*, 1982). Les méthodes statistiques présentées dans cette partie ont été sélectionnées afin d'atteindre les objectifs suivants :

- définir les indices hydrologiques, à la fois cohérents dans l'espace (région homogène) et dans le temps (variabilité intra et interannuelle homogène) ;
- sélectionner les signaux régionaux, qui dans le système océan-atmosphère-continent, renseignent sur la qualité de la mousson ouest-africaine.

2.2.1.1. Détermination des structures de variabilité

L'Analyse en Composantes Principales, ou ACP, facilite l'analyse conjointe d'un grand nombre de données, en tenant compte de leur caractère multidimensionnel, particulièrement

dans le cas d'étude de la variabilité spatio-temporelle de paramètres climatiques et hydrologiques. Cette méthode, particulièrement robuste, permet d'identifier des modes cohérents de variabilité interannuelle pour les paramètres considérés. Elle permet d'extraire le maximum d'information sous forme de représentations graphiques ou d'indices simplifiés, permettant leur interprétation, telle que la mise en évidence de relations entre les variables et/ou l'opposition entre les observations.

Réaliser une ACP revient à remplacer n variables $x_1 \dots x_i$ corrélées entre elles, par de nouvelles variables $c_1 \dots c_i$, appelées composantes principales. Ces composantes principales sont des combinaisons linéaires non corrélées entre elles et de variance maximale des variables initiales (Saporta, 1990). Lorsque les variables représentent l'espace et les observations le temps, une ACP permet de mettre en évidence les ressemblances et les oppositions en terme de variabilité temporelle des unités géographiques considérées.

Lorsque plusieurs séries hydrologiques représentent les différentes composantes d'un même signal reconnu ou supposé, il peut être intéressant de les synthétiser plutôt que de n'en conserver qu'une seule : le choix d'un indice unique est subjectif et incomplet. L'intérêt d'appliquer une ACP sur de telles séries est évident : la première composante explique la majeure partie de la variance de départ. Ici, les séries de débits moyens annuels des n stations de chaque unité hydrographique ont été considérées comme des variables à part entière. Chaque matrice sur laquelle est appliquée l'ACP (une par unité hydrographique) possède donc y années x n stations (Tableau 2.2). Comme il est nécessaire de travailler sur une période homogène, les séries de débits moyens annuels pour les stations du Logone et du Chari ont été découpées en deux périodes.

Tableau 2.2 – Descriptions des variables et des individus retenus pour l'application de l'ACP.

Unité hydrographique	Période étudiée	Nb d'années (individus)	Nb de stations (variables)
Sénégal	1904-1998	95	12
Gambie	1971-1996	26	7
Sassandra	1953-1998	46	8
Logone	1954-1980 et 1982-1994	27 et 13	10
Chari	1952-1979 et 1983-1994	28 et 12	6

Sur la zone soudano-sahélienne où se produit l'alternance d'une saison sèche et d'une saison des pluies, les anomalies de débit traduisent les variations d'intensité et de pénétration des flux de mousson et de l'activité des lignes de grain au pas de temps interannuel, puisque les débits intègrent les précipitations de leur bassin versant (De Felice, 1999). Sur une unité hydrographique, les stations aval présentent un débit supérieur aux stations amont. Travailler avec des anomalies standardisées permet de donner le même poids à toutes les stations. Nous appliquons donc l'ACP sur les anomalies de débits standardisées pour chaque groupe de stations d'une unité hydrographique.

La première composante principale issue d'une telle ACP explique le maximum de variance et est documentée par une chronique annuelle d'anomalies standardisées de débits. Cette chronique décrit bien la variabilité interannuelle des débits moyens de chaque unité hydrographique. Nous présentons seulement la chronique obtenue pour les stations du fleuve Sénégal, puisqu'il s'agit de la plus longue série disponible (Figure 2.5).

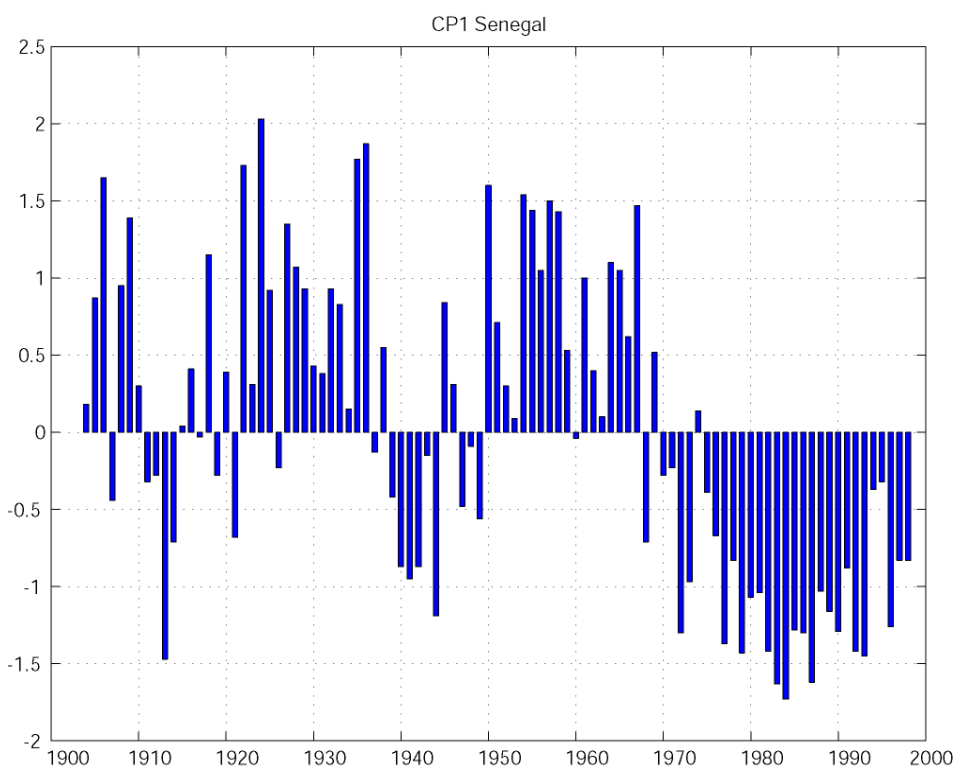


Figure 2.5 – *Chronique de la composante principale de l'anomalie standardisée du débit moyen annuel pour les bassins versants du Sénégal, entre 1904 et 1998.*

Les autres chroniques présentent les mêmes variations. Cette chronique montre l'alternance de périodes excédentaires et déficitaires déjà évoquée par certains auteurs (Dione,

1995 ; Bricquet *et al.*, 1997). De plus, elles mettent très nettement en évidence la décroissance des débits sur la période récente, décroissance initiée dans les années 70, avec des minimums records en 1982-1984. Cette chronique, ainsi obtenue, est utilisée comme indice hydrologique à partir duquel sont déterminés les composites.

2.2.1.2. Les analyses composites

Les méthodes d'analyses composites sont des méthodes adaptées pour rechercher les signaux de la qualité de la mousson ouest-africaine dans les champs océano-atmosphériques et continentaux. Ces analyses sont fréquemment utilisées en climatologie diagnostique pour mettre en évidence les connexions (lien statistique) ou les téléconnexions entre variables (rapport à des régions éloignées avec propagation de certaines fluctuations par des processus physiques). Les dépendances statistiques sont alors évaluées par des analyses composites assorties du test *t* de Student.

La méthode des composites est utilisée pour voir si un signal préalablement identifié dans un premier paramètre z (ici, les débits moyens annuels) apparaît dans un second paramètre v (von Storch et Zwiers, 1999). Deux échantillons (les composites) contenant les valeurs prises par v quand z connaît respectivement des anomalies marquées négatives (**composant sèche, notée DRY**) et positives (**composant humide, notée WET**) sont construits. On conclut ensuite à l'existence statistique du signal dans v en testant la différence des moyennes des échantillons grâce au test *t* de Student. On calcule donc :

$$t = \frac{d}{\sigma(d)} \quad \text{où} \quad d = v_1 - v_2 \quad \text{et} \quad \sigma(d) = \sigma_v \times \sqrt{\frac{2}{n}}$$

avec v_1 et v_2 deux échantillons (composites) de la série chronologique v ;

n nombre d'observations ;

σ_v écart-type estimé sur l'ensemble de l'échantillon.

L'un des avantages des composites par rapport, notamment, à la méthode des corrélations linéaires est qu'aucune hypothèse n'est faite sur le type de relation entre les deux paramètres z et v étudiés : cette relation peut tout aussi bien être linéaire que non linéaire. Par contre, on suppose que les anomalies de z sont toujours associées ou dues aux mêmes types d'anomalies

dans *v*. D'autre part, la composite, fondée sur la comparaison des moyennes, est plus robuste, moins sensible aux valeurs extrêmes. Leur utilisation permet également de localiser les zones d'affaiblissement ou de renforcement des phénomènes. Les autres avantages et limites des composites sont plus amplement rappelés dans Sun et al. (1999) et Ward (1992). L'analyse composite possède deux qualités majeures : simplicité de calcul et souplesse d'utilisation.

Les années composites ont donc été définies d'après les chroniques issues de l'ACP mais uniquement entre 1968 et 1998. En effet, les composites sont utilisées pour rechercher les signaux de la qualité de la mousson ouest-africaine dans les champs océano-atmosphériques et continentaux. Ces données atmosphériques sont issues des réanalyses, et nous avons vu précédemment qu'il était plus prudent de les utiliser sur la période 1968-1998 (Poccard, 2000). De plus, cette méthode nécessite des séries complètes sur la période d'observation. Étant donné l'importance des lacunes pour le Logone et le Chari, générant des périodes d'observations complètes mais courtes (12 ans en moyenne), les résultats ne sont pas significatifs et ne peuvent être exploités ici. Compte tenu de la fenêtre d'observations, les huit années correspondant aux plus forts déficits et excédents hydrologiques enregistrés pendant la période 1968-1998 pour les quatre unités hydrographiques retenues ont été sélectionnées pour le calcul des composites. Ces années sont présentées dans le tableau 2.3. Par ailleurs, nous avons identifié les années ENSO et LNSO en nous basant sur la classification proposée par Ropelewski et Halpert (1996).

Tableau 2.3 – Années prises en compte pour le calcul des composites des paramètres atmosphériques sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur 1968-1998 ; en gras : années ENSO ; souligné : années LNSO (d'après Ropelewski et Halpert, 1996)

Composites	Années
WET ou humide	1968, 1969 , <u>1970</u> , <u>1971</u> , <u>1974</u> , <u>1975</u> , 1994, 1995
DRY ou sec	1983 , 1984, 1985, 1986 , 1987 , 1990, 1992 , 1993

Nous remarquons que certaines années sèches (débit moyen déficitaire par rapport à la normale) sont associées à des ENSO ; de même, certaines années humides (débit moyen excédentaire) coïncident avec des LNSO, à l'exception de 1969, année ENSO. Néanmoins, près de la moitié des années retenues, ayant enregistré des excédents ou des déficits hydrologiques, ne correspondent pas à des événements LNSO ou ENSO.

Afin de caractériser les évolutions saisonnières, nous avons choisi de travailler à partir de :

- la période d'étiage, correspondant à une situation de pré-mousson. Nous avons retenu les mois de mars et avril (noté **MA**) pour caractériser cette période ;
- la période de crue, correspondant à une situation de mousson en fin de saison des pluies. Nous avons retenu les mois d'août, septembre et octobre (notés **ASO**) pour caractériser cette période.

2.2.2. Hydrologie et champs météorologiques

Le problème des connexions entre l'hydrologie de surface et la circulation atmosphérique d'échelle planétaire doit être appréhendé au regard du cycle saisonnier moyen. En effet, en Afrique occidentale et centrale, les circulations de mousson se caractérisent par leur très forte composante annuelle. Deux étapes sont nécessaires :

- examiner les connexions statistiques entre les anomalies afin d'établir un diagnostic ;
- interpréter les résultats en terme de mécanismes physiques, ce qui oblige à faire référence aux champs climatologiques moyens.

Les connexions statistiques entre les anomalies de débit et les paramètres atmosphériques sont appréhendées au moyen des tracés des champs composites d'anomalies MA et ASO en occurrence WET-DRY. Nous avons retenu pour ce faire cinq paramètres atmosphériques, dont les données sont issues des réanalyses NCEP/NCAR, à savoir : le géopotentiel, la vitesse verticale, la quantité d'eau précipitable, la vitesse des vents et les flux de grande longueur d'onde.

2.2.2.1. Géopotentiel à 1000 hPa

Le géopotentiel est un champ de pression dont les variations méridiennes définissent un gradient de pression dirigé des zones de hautes pressions (anticyclone) vers les zones de basses pressions (dépression). Plus l'altitude du géopotentiel est élevée, plus l'on se situe dans une zone de hautes pressions. Un géopotentiel bas entre des géopotentiels élevés indique une zone de convergence. En l'occurrence sur l'Afrique de l'Ouest, un géopotentiel à faible altitude identifie l'emplacement de la ZCIT. Les anticyclones sont des zones de subsidence où la teneur en vapeur d'eau est faible. Le niveau 1000 hPa correspond aux conditions de surface

(quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'altitude). Les cartes suivantes illustrent les variations d'altitude du géopotential (Figure 2.6).

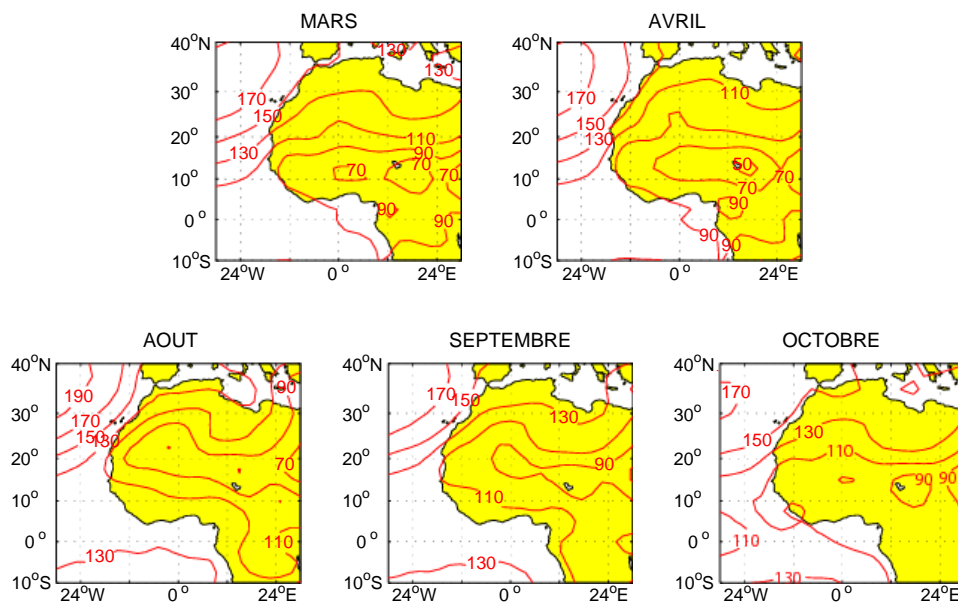


Figure 2.6 – Variations mensuelles moyennes du géopotential à 1000 hPa sur l'Afrique sur la période 1968-1998.

En mars-avril, l'anticyclone des Açores est au large des côtes nord-africaines, sur l'Océan Atlantique. Il se caractérise par une hauteur géopotentielle entre 130 et 170 m. En août, on constate la remontée de l'Anticyclone de Sainte-Hélène dans le Golfe de Guinée, avec une hauteur géopotentielle de 130 m. On observe également le renforcement de l'anticyclone des Açores, avec une élévation du géopotential (150 à 190 m). L'évolution saisonnière est particulièrement bien retranscrite d'août à octobre :

- l'anticyclone des Açores devient progressivement moins actif, l'altitude du géopotential diminuant de 190 m à moins de 170 m ;
- l'anticyclone de Sainte-Hélène progresse vers le sud. On suit bien sa migration avec le géopotential 130 m, qui est proche de l'équateur en août et atteint la latitude 10°S en octobre.

2.2.2.2. Vitesse verticale à 400 hPa

La vitesse verticale traduit les zones où se situe le maximum de convergence. Elle s'exprime en $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$. Des valeurs positives traduisent un mouvement subsident de l'air, tandis que des valeurs négatives montrent un mouvement ascendant favorable à la formation de systèmes

convectifs. Le niveau 400 hPa se situe au cœur de la cheminée ascendante, c'est pourquoi ce paramètre est un terme qui illustre parfaitement la dynamique de la mousson. Les cartes suivantes illustrent les variations saisonnières de la vitesse verticale (Figure 2.7).

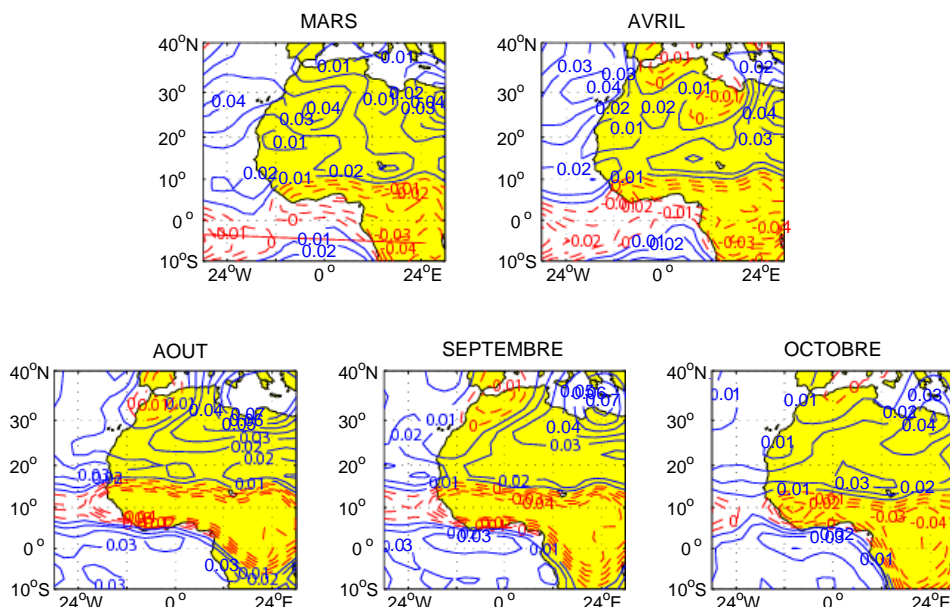


Figure 2.7 – Variations mensuelles moyennes de la vitesse verticale à 400 hPa sur l'Afrique sur la période 1968-1998.

La vitesse verticale retrace parfaitement l'emplacement de la ZCIT, avec une bande de valeurs négatives. Elle est symbolisée par des lignes discontinues sur la carte. La ZCIT se localise aux environs de l'équateur en mars-avril puis remonte vers le nord. En août, la ZCIT a atteint sa position la plus septentrionale aux environs de 10°N. En octobre, la bande de vitesses verticales négatives tend à se contracter autour des 10°N, ceci se produit lorsque la ZCIT amorce sa migration vers le sud. On note également le fléchissement vers le sud de la ZCIT sur l'Afrique Centrale.

2.2.2.3. Eau précipitable

L'eau précipitable est la masse de vapeur d'eau contenue dans un cylindre de section unité. Par convention 1 cm d'eau précipitable représente 1 g.cm^{-2} de vapeur d'eau. La définition exacte est : l'eau précipitable contenue dans une couche atmosphérique donnée est la hauteur d'eau que l'on recueillerait si on condensait sur une surface horizontale toute la vapeur d'eau de cette couche. Il n'existe pas vraiment de relation immédiate entre le potentiel précipitable et l'eau précipitée, que ce soit à l'échelle générale (Peixoto et Ort, 1983) ou à l'échelle régionale

(Diop, 1975). Toutefois, il est possible d'associer une hauteur d'eau précipitable importante avec une forte épaisseur de la couche de mousson ou une forte épaisseur du flux d'ouest. Autrement dit, les maximums d'eau précipitable marquent le potentiel le plus pluvieux, soit l'emplacement de la ZCIT, et inversement. Lorsqu'on observe un fort gradient d'eau précipitable, on est face à une structure favorable à la convection. Les cartes suivantes (Figure 2.8) illustrent l'évolution saisonnière de l'eau précipitable sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale. La quantité d'eau précipitable s'exprime, ici, en kg.m^{-2} .

En mars-avril, le maximum d'eau précipitable est localisé sur le Golfe de Guinée. On observe un fort gradient décroissant vers le nord sur l'Afrique de l'Ouest, aux environs de 10°N . Ceci correspond à un creux du géopotential et montre une structure défavorable à la convection : c'est la saison sèche. Au contraire, en août, les gradients d'eau précipitable sont moins marqués. Les quantités maximales s'observent sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale (saison des pluies) et migrent progressivement vers le sud pendant septembre et octobre. Ceci montre également le glissement vers le sud de la ZCIT.

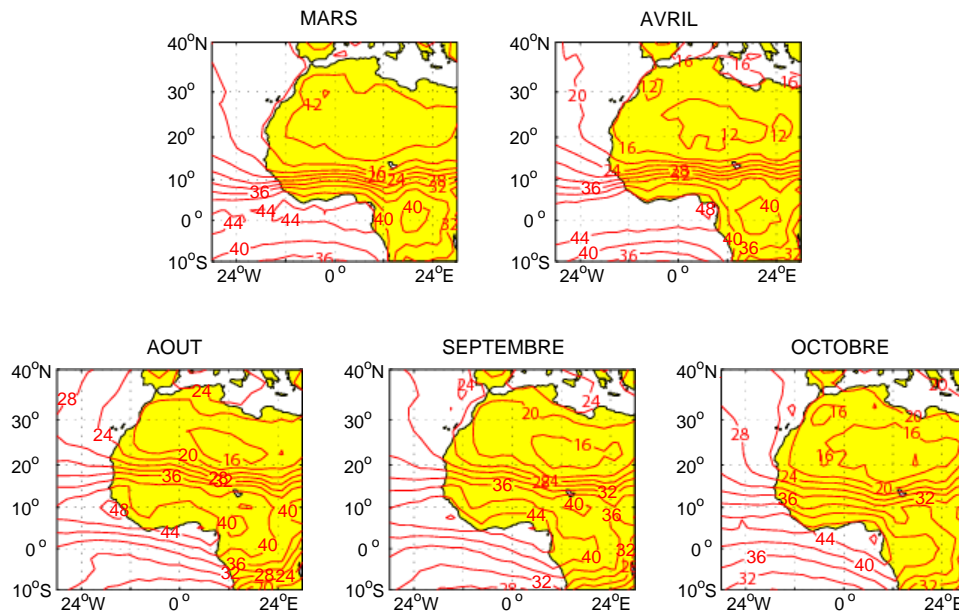


Figure 2.8 – Variations mensuelles moyennes de l'eau précipitable sur l'Afrique sur la période 1968-1998.

2.2.2.4. Vitesses des vents à 925 hPa (composantes zonales et méridiennes)

La ZCIT coïncide avec le minimum de pression en surface, zone où les alizés convergent près du sol. Cette convergence des basses couches favorise la convection nuageuse. L'intensité du

flux de mousson est liée aux vents, d'autant plus forts que la différence de pression est grande entre les hautes pressions de l'anticyclone de Sainte-Hélène et les basses pressions du Sahara. On se place à 925 hPa pour s'extraire des effets de rugosité et du relief. La vitesse des vents s'exprime en $m.s^{-1}$. Les cartes suivantes illustrent les variations saisonnières des vents sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale (Figure 2.9). Les flèches symbolisent la direction des vents (combinaison des composantes méridienne et zonale). Plus les vents sont forts, plus la flèche est apparente.

On observe la convergence des alizés vers la ZCIT, quelle que soit la saison considérée. Cependant, on identifie également le système tourbillonnaire localisé sur le Sahara, l'anticyclone saharo-méditerranéen centré sur la Libye, d'où provient l'harmattan. Au mois d'août, le système de mousson est met en place : on observe une intensification des vents encadrant les anticyclones des Açores et de Sainte-Hélène. On observe une remontée de la ZCIT vers le nord et une déviation des alizés sous l'effet de la force de Coriolis. Si l'harmattan est trop puissant, il bloque la remontée des alizés déviés, et la dynamique de la mousson s'en trouve diminuée. Vers septembre-octobre, le système se déplace vers le sud, les vents diminuant progressivement d'intensité.

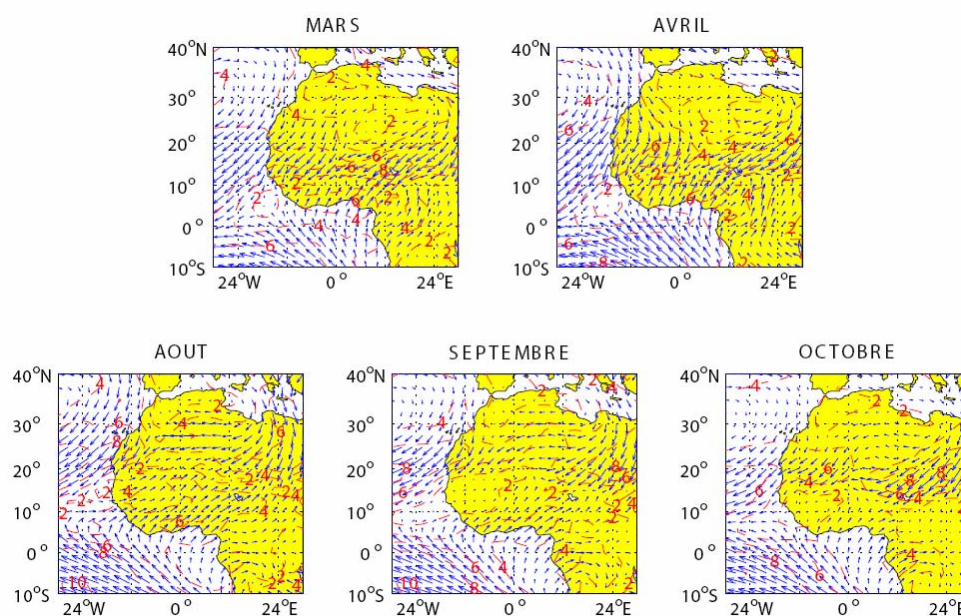


Figure 2.9 – Variations mensuelles moyennes de la vitesse des vents à 925 hPa sur l'Afrique sur la période 1968-1998.

2.2.2.5. Flux de grande longueur d'onde

Les Flux de grande longueur d'onde sont des radiations émises vers l'espace (Outgoing Longwave Radiation ou OLR) mesurées par les satellites opérationnels de la NOAA. Autrement dit elles correspondent au flux infrarouge thermique mesuré au sommet de l'atmosphère. Plus la valeur de l'OLR est faible, plus la température de la surface observée est froide. C'est-à-dire que les maximums d'OLR sont localisés dans les régions à faible nébulosité et, à l'inverse, les minimums d'OLR sont localisés dans les régions à nébulosité importante (où les nuages sont plus persistants). L'OLR est mesuré sur un large seuil mais à partir de 213°K elle correspond au sommet froid des cumulo-nimbus (fort potentiel de précipitations). On peut ainsi avoir une idée de la localisation et de l'intensité des développements nuageux et par là, de l'intensité des précipitations par la localisation des minima d'OLR. Dans notre cas, ceci permet de retracer la ZCIT puisqu'elle correspond à la zone où apparaissent les nuages convectifs à grand développement vertical. Les OLR sont mesurées en $W.m^{-2}$. Les cartes suivantes illustrent les variations saisonnières des OLR sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale (Figure 2.10).

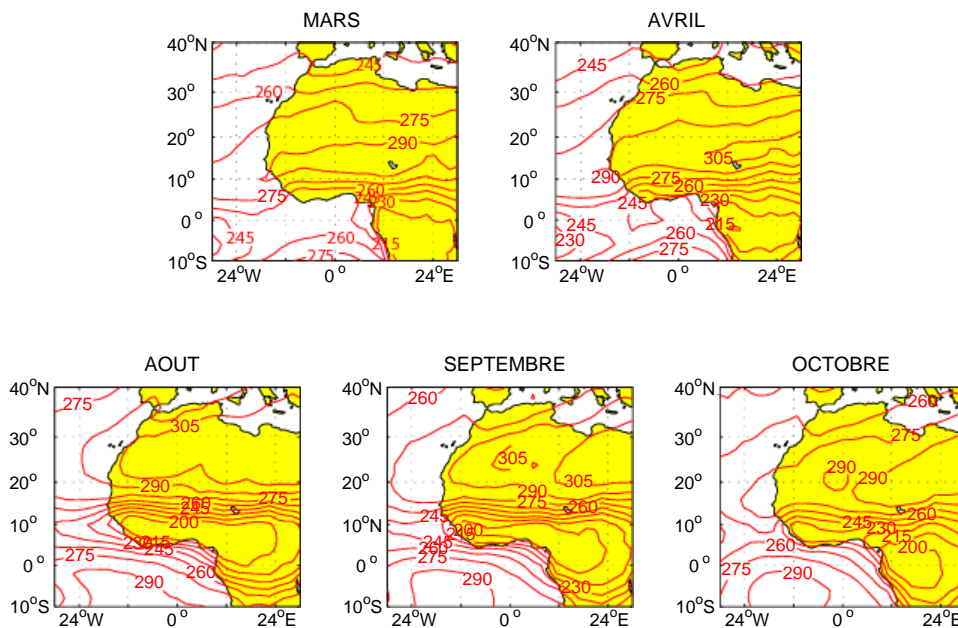


Figure 2.10 – Variations mensuelles moyennes des flux de grande longueur d'onde sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur la période 1968-1998.

En mars-avril, on n'observe pas de structure particulière des flux d'OLR. Les valeurs sont élevées sur l'ensemble de la fenêtre, 245 à 290 $W.m^{-2}$, ce qui traduit une faible nébulosité, à l'exception d'une étroite bande sur le Golfe de Guinée (215 à 245 $W.m^{-2}$). En août au

contraire, les flux d'OLR se situent aux environs de 10°N. On observe un fort gradient de part et d'autre d'une zone à faibles valeurs d'OLR ($< 230 \text{ W.m}^{-2}$), localisée sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Au-delà, on observe des valeurs d'OLR atteignant jusqu'à 300 W.m^{-2} . Cette structure correspond également à la localisation de la ZCIT puisqu'elle positionne les nuages à grands développement vertical dont le sommet est froid (cumulo-nimbus). D'août à septembre, ces nuages migrent vers le sud et la structure observée tend à se désorganiser.

L'étude des tracés de ces cinq champs atmosphériques moyens a montré leur évolution saisonnière. Ces champs sont caractéristiques de la mise en place de la mousson sur l'Afrique de l'Ouest : remontée de la ZCIT, convergence des alizés, fort développement de cumulo-nimbus associés à une vitesse ascendante rapide et quantité d'eau précipitable importante. Il s'agit maintenant d'établir les connexions statistiques entre ces cinq champs et les anomalies de débit, au travers des composites "WET-DRY".

2.2.2.6. Analyses des composites

À partir des années composites identifiées précédemment, on réalise la différence entre les champs moyens de composante WET et les champs moyens de composante DRY. Les champs composites "WET-DRY" ainsi obtenus sont tracés (Figures 21 et 22). Ces tracés illustrent les variations des paramètres atmosphériques entre une situation anormalement excédentaire et une situation anormalement déficitaire. Des valeurs négatives de composites (lignes discontinues bleues) indiquent une dominance des structures atmosphériques de composante DRY, tandis que des valeurs positives de composites (lignes continues rouges) traduisent une dominance des structures atmosphériques de composante WET. Seules les valeurs du t de Student jugées significatives à 95 % sont indiquées par une plage de couleur verte. On assiste au renforcement ou au contraire à une détérioration de la dynamique des paramètres atmosphériques considérés. Ainsi, pour des raisons d'homogénéité, de présentation et de lisibilité des cartes, seuls les traits les plus caractéristiques seront soulignés et discutés.

Les tracés composites en occurrence WET-DRY, associés à la saison mars-avril (MA), montrent quelques différences significatives (Figure 2.11).

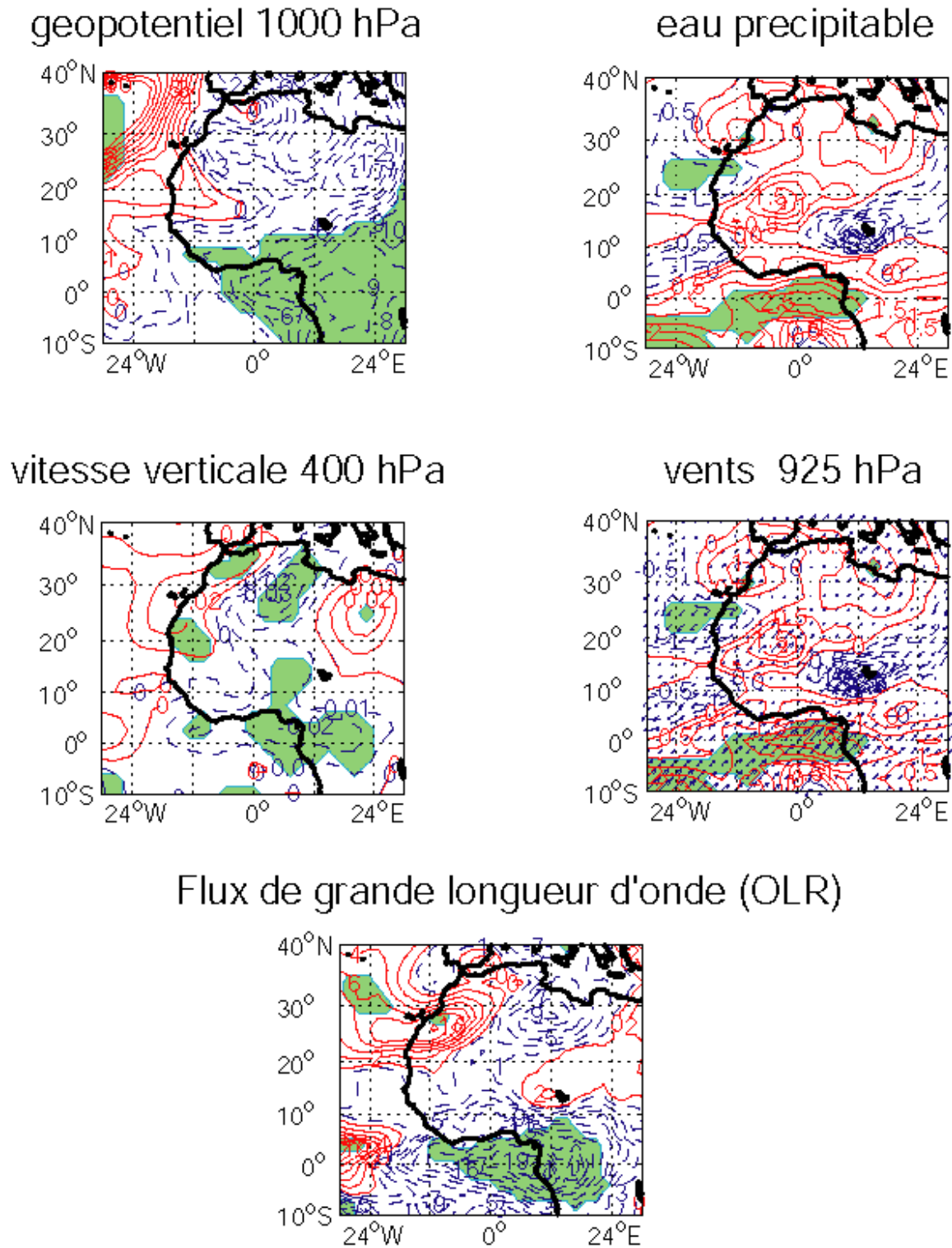


Figure 2.11 – Composite WET-DRY de champs atmosphériques NCEP de l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur la période 1968-1998, en mars-avril (MA).

- Contours : anomalies négatives (tirets bleu) et positives (continus rouge)
- Vecteurs : anomalies de vents (la longueur du vecteur est fonction de t)
- Plages de couleurs : anomalies significatives à 95 % en fonction du test t de Student.

Certaines observations s'imposent :

- une opposition du champ de pression avec un creusement du géopotential significatif de 6 à 10 m, entre 10°S et 10°N sur le continent africain, et une élévation de ce géopotential jusqu'à 10 m sur l'Océan Atlantique entre 20°N et 40°N ;
- une accélération de la vitesse verticale au-dessus du creusement du géopotential (-0.01 m.s^{-1} à -0.03 m.s^{-1}) ;
- une augmentation du potentiel d'eau précipitable sur le Golfe de Guinée, jusqu'à $+2.5 \text{ kg.m}^{-2}$, associée à une anomalie négative significative des flux de grande longueur d'onde (-15 à -19 W.m^{-2}) ;
- un renforcement de l'alizé austral sur le Golfe de Guinée ($+1.5$ à $+2.5 \text{ m.s}^{-1}$), associé à un ralentissement de l'alizé boréal au-dessus du Niger et du Tchad (-0.5 à -1.5 m.s^{-1}).

Au contraire, les composites WET-DRY associés à la saison août-octobre (ASO) sont significatives pour l'ensemble des paramètres atmosphériques étudiés et montrent des anomalies bien connues dans la circulation atmosphérique (Figure 2.12).

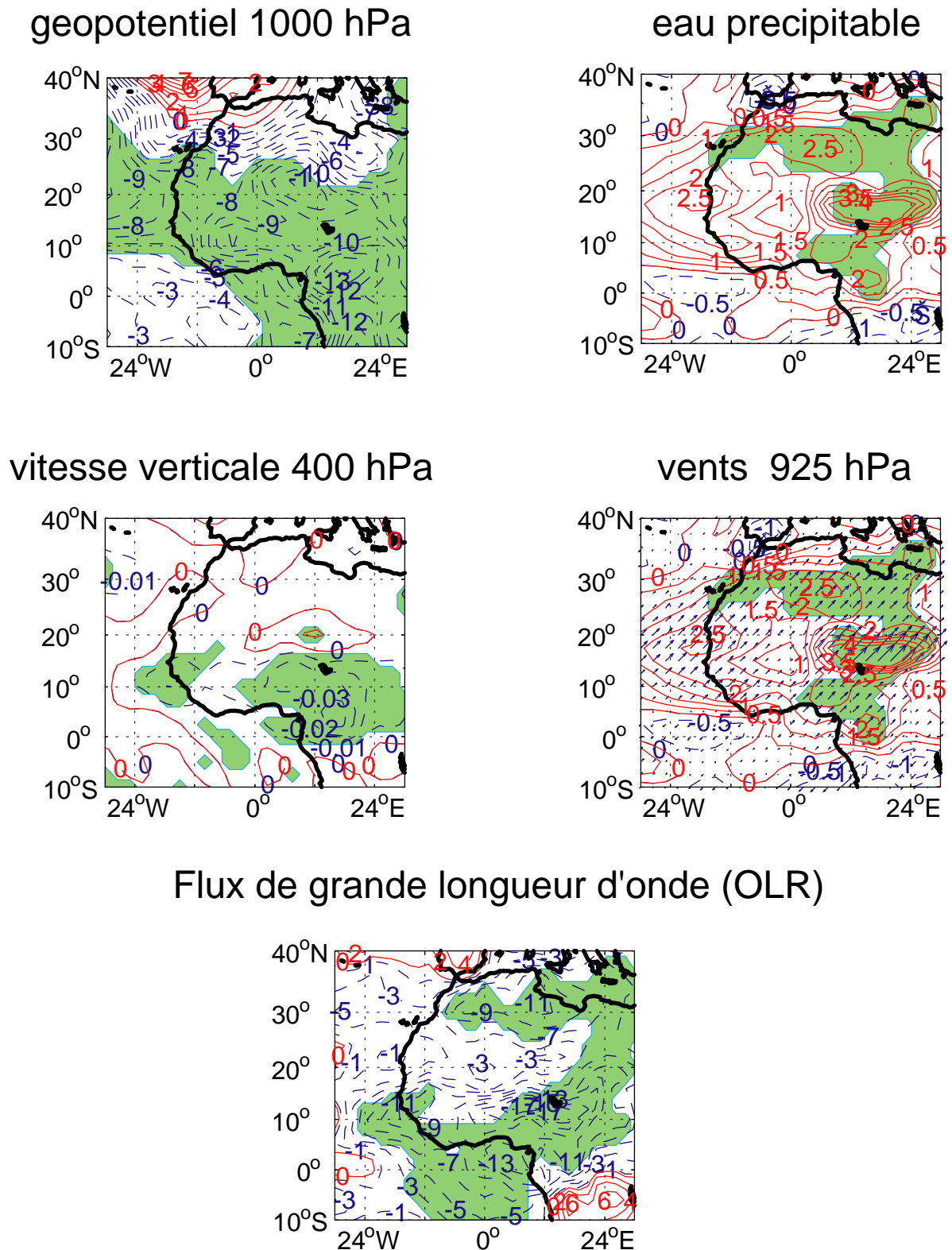


Figure 2.12 – Composite WET-DRY de champs atmosphériques NCEP de l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur la période 1968-1998, en août-octobre (ASO).
 - Contours : anomalies négatives (tirets bleu) et positives (continus rouge)
 - Vecteurs : anomalies de vents (la longueur du vecteur est fonction de t)
 - Plages de couleurs : anomalies significatives à 95 % en fonction du test t de Student.

Cette représentation met en évidence :

- des anomalies négatives du géopotential (-7 à -13 m), traduisant un renforcement, spatialement très étendu, de la pression à 1000 hPa ;
- un accroissement de la nébulosité exprimé par des anomalies négatives d'OLR (-3 à -21 W.m⁻²). Les nuages sont en moyenne plus développés en altitude, associant des températures radiatives plus faibles ;
- des anomalies négatives de vitesse verticale (-0,01 à -0,03 Pa.s⁻¹), traduisant une augmentation de l'ascendance, en particulier par un déplacement vers le nord du système.
- un renforcement du signal de la mousson que traduit l'absence d'anomalies de vents sur le Golfe de Guinée et un affaiblissement de l'harmattan (vecteurs dirigés vers le nord-est avec des anomalies positives de vents, +0,5 à +5 m.s⁻¹) ;
- enfin, une remontée vers le nord et une augmentation généralisée de la quantité d'eau précipitable, exprimé par des anomalies positives (+1,5 à +5 kg.m⁻²).

Il semble important de rappeler qu'en raison des échelles et des pas de temps pris en compte, ces structures spatiales témoignent davantage d'une "signature statistique moyenne que d'une véritable réalité physique" (Fontaine, 1989). On s'attache donc plus à la cohérence globale des divers champs qu'à la seule signification statistique des résultats pris individuellement. Ainsi, lors d'une année sèche, on enregistre une modification de la circulation atmosphérique, d'échelle régionale. Cette situation conjugue différents éléments défavorables à la pluviogenèse dans la zone soudano-sahélienne, puisqu'elle conduit à la réduction de l'espace couvert par la mousson :

- une **position plus méridionale de la ZCIT** sur le continent. Par ailleurs, on a montré (Citeau *et al.*, 1986) qu'à la longitude 28°W la ZCIT ne montre pas de différence de migration vers le nord en ASO suivant les années DRY ou WET au Sahel ;
- des **anomalies de vents** de secteur nord-est localisés sur le Sahara oriental auxquelles s'ajoutent un **affaiblissement du champ de pression** sur le Golfe de Guinée (bordure nord de l'Anticyclone de Sainte-Hélène) et une **réduction de puissance du flux de mousson** ;

- un **dynamisme accru de l'alizé boréal**, traduit par un renforcement de l'Anticyclone des Açores à des latitudes très basses.

On suppose que ces conditions contribuent à la mise en place d'une structure défavorable à la remontée de la ZCIT et conduisent à une moindre pénétration du flux de mousson sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale depuis le Golfe de Guinée.

2.3. Dynamique atmosphérique en relation avec les anomalies hydrologiques

Les modifications d'ensemble qui accompagnent la sécheresse s'inscrivent dans une dynamique qui déborde largement du continent africain. De nombreuses études ont établi des variations cohérentes de plusieurs variables atmosphériques et océaniques, en accord avec les observations au sol des variations spatio-temporelles des pluies, et par delà, des écoulements sur l'Afrique tropicale (Citeau *et al.*, 1986 ; Folland *et al.*, 1986 ; Nicholson et Entekhabi, 1987 ; Janicot, 1990 ; Mahé, 1993 ; Moron, 1994 ; Leroux, 1995 ; Janicot et Fontaine, 1997b ; Pocard, 2000). D'après leurs travaux, l'occurrence des sécheresses en zone soudano-sahélienne s'explique par un refroidissement des Températures de Surfaces Marines (ou TSM) de l'Atlantique tropical sud, accompagné d'une intensification du Jet d'Est Africain (ou JEA) et d'un ralentissement du Jet d'Est Tropical (ou JET), mais également d'une position plus au sud de l'anticyclone de Sainte-Hélène.

L'analyse de la dynamique atmosphérique, faite à partir des données de réanalyses en relation avec la variation des écoulements, donne des résultats très satisfaisants. Les champs météorologiques en occurrence WET-DRY présentent une très bonne cohérence interne et montrent des téléconnexions statistiques suggérant l'existence de mécanismes atmosphériques, qui permettent d'expliquer les déficits pluviométriques, et donc hydrologiques, en zone soudano-sahélienne. Ils confirment une variation de l'espace couvert par la mousson, associée à une position plus méridionale de la ZCIT en ASO, traduite en partie par un dynamisme accru de l'Anticyclone des Açores et des alizés boréaux (dilatation de l'hémisphère météorologique nord).

3. Approches statistiques et analyses des séries pluviométriques et hydrologiques

Depuis le début de la sécheresse en Afrique de l'Ouest et Centrale, situé aux alentours de 1969-1970 par de nombreux auteurs (Hubert *et al.*, 1989 et 1998 ; Nicholson, 1993 ; Servat *et al.*, 1997a, b ; Paturol *et al.*, 1997a, b) et malgré l'intérêt constant et soutenu pour ces régions, peu d'études ont été menées sur la période postérieure à 1990 (Nicholson *et al.*, 2000 ; Paturol *et al.*, 2001 ; L'Hôte *et al.*, 2002 ; Sene et Ozer, 2002 ; Ardoin *et al.*, 2003). Or les enjeux liés à la persistance ou non de la sécheresse sont de première importance pour les pays et les habitants des régions soudano-sahéliennes. Dans cette partie, l'objectif est de préciser la variabilité hydroclimatique sur notre zone d'étude, déjà observée dans le programme ICCARE sur la période 1950-1989 (Servat, 1994 ; Lubès *et al.*, 1994), en mettant l'accent sur la décennie 90.

La littérature consacrée à l'approche statistique de séries chronologiques de variables hydroclimatiques est particulièrement abondante. Le plus souvent, le traitement statistique concerne d'une part la tendance, et d'autre part la détection des changements brusques des caractéristiques de loi de distribution des variables. Comme certains tests de détection de rupture ne peuvent identifier plusieurs ruptures dans les séries (Lubès *et al.*, 1998 ; Paturol *et al.*, 1998), il est nécessaire de travailler sur la période 1970-2000, pour détecter une date complémentaire de saut différente de 1969-1970. D'autres outils, non statistiques, permettent également d'analyser la variabilité hydroclimatique, comme le calcul des déficits et les tracés d'évolution des indices pluviométriques.

3.1. Méthodologie mise en œuvre

Cette section décrit les différentes méthodes graphiques et statistiques utilisées pour analyser successivement la variabilité des précipitations annuelles et celles des débits moyens annuels.

3.1.1. Utilisation d'indices pluviométriques

Nous avons utilisé des indices qui mesurent l'écart par rapport à une moyenne établie sur une longue période en se référant aux données des stations. L'indice pluviométrique annuel utilisé

ici est défini comme une variable centrée réduite (Lamb, 1982) :
$$I = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

avec x_i pluviométrie de l'année i ;

\bar{x} pluviométrie moyenne interannuelle sur la période de référence ;

σ écart-type de la pluviométrie interannuelle sur la période de référence.

Cet indice traduit un excédent ou un déficit pluviométrique pour l'année considérée par rapport à la période de référence. La cartographie des moyennes par décennie des indices pluviométriques annuels ainsi calculés traduit l'évolution dans le temps et dans l'espace de la variable étudiée, soulignant les zones tantôt excédentaires tantôt déficitaires.

3.1.2. Tests statistiques de détection de rupture

Une rupture peut être définie de façon générale par un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné, le plus souvent inconnu. Suite à une étude menée dans le programme ICCARE (Lubès *et al.*, 1994), plusieurs méthodes statistiques de détection de rupture ont été retenues.

3.1.2.1. Test de Pettitt

Le test (Pettitt, 1979), réputé pour sa robustesse, est non-paramétrique et dérivé de la formulation du test de Mann-Whitney. L'absence d'une rupture dans la série chronologique X constitue l'hypothèse nulle H_0 . Pettitt définit la variable $U_{t,N}$:

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

avec $i = 1, N$ et avec $j = t+1, N$

où $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j)$ avec $\text{sgn}(z) = 1$ si $z > 0$; $\text{sgn}(z) = 0$ si $z = 0$ et $\text{sgn}(z) = -1$ si $z < 0$.

Pettitt propose de tester l'hypothèse nulle en utilisant la statistique K_N , définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$. À partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par :

$$\text{Prob}(K_N > k) \approx 2\exp(-6k^2 / (N^3 + N^2))$$

Pour un risque α de première espèce donné, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment où est observé $\max \left| U_{t,N} \right|_{t=1, N-1}$.

3.1.2.2. Statistique U de Buishand

Ce test de nature bayésienne est basé sur les hypothèses de normalité et de constance de la variance de la série. En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture, la statistique U est définie par :

$$U = [N(N + 1)]^{-1} \sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_x} \right)^2$$

où $S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})$ pour $k = 1, 2, 3 \dots N$ et D_x est l'écart-type de la série.

L'hypothèse nulle est l'absence de rupture dans la série. Si l'hypothèse nulle est rejetée, le test ne propose pas une estimation de la date de rupture. Des valeurs critiques de la statistique U sont données par Buishand (1982, 1984) à partir d'une méthode de Monte Carlo. Cette méthode donne moins de poids aux premières et aux dernières valeurs de la série et s'avère donc plus performante pour tout changement de moyenne intervenant au milieu de la série. La statistique U est une statistique robuste qui reste valide même pour des distributions de la variable étudiée qui s'écartent de la normalité.

3.1.2.3. Procédure bayésienne de Lee et Heghinian (1977)

Cette procédure a été appliquée à l'étude de la structure de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne (Chaouche, 1988). La procédure repose sur le modèle suivant :

$$x_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & \text{avec } i = 1, 2, 3, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & \text{avec } i = 1, 2, 3, \dots, N \end{cases}$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 . Les variables τ , μ , δ et σ sont des paramètres inconnus. τ et δ représentent respectivement la position de la rupture dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de la moyenne. Le changement éventuel, position et amplitude, correspond au mode des distributions a posteriori de τ et δ . La méthode fournit donc la probabilité que le changement se produise au moment τ dans une série où on suppose à priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, elle donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur δ . L'estimation est d'autant plus précise que la dispersion est faible.

3.1.2.4. Procédure de Segmentation de Hubert

Cette méthode consiste à découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. La segmentation est définie de manière suivante.

Toute série x_i , où $i = i_1, i_2$ avec $1 \leq i_1 < i_2 \leq N$, constitue un segment de la série initiale des (x_i) avec $i = 1, 2, \dots, N$. Toute partition de la série étudiée initiale en m segments constitue une segmentation de rang m définie par :

- i_k , $k = 1, 2, \dots, m$ le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du $k^{\text{ième}}$ segment;
- $n_k = i_k - i_{k-1}$ la longueur du $k^{\text{ième}}$ segment;
- $\bar{x}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k}$ la moyenne du $k^{\text{ième}}$ segment.

La quantité $D_m = \sum_{k=1}^{k=m} D_k = \sum_{k=1}^{k=m} \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2$ est l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée.

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure est celle qui minimise D_m . Cette condition est nécessaire mais insuffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte suivante, selon laquelle les moyennes de deux

segments contigus doivent être significativement différentes. Cette procédure a déjà été appliquée à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest (Hubert et Carbonnel, 1993).

D'après les auteurs (Hubert *et al.*, 1989), cette procédure de segmentation peut être regardée comme un test de stationnarité. "La série étudiée est stationnaire" constitue l'hypothèse nulle de ce test. La stationnarité est en rapport avec la durée des observations. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, alors l'hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n'a été attribué à ce test.

3.1.3. Calcul des variations moyennes

Pour les variables hydroclimatiques dont la série chronologique présente une rupture, il semble intéressant de calculer les variations moyennes de part et d'autre de la rupture, en

appliquant la formule suivante :
$$D = \frac{\bar{x}_j}{\bar{x}_i} - 1$$

où \bar{x}_j représente la moyenne sur la période après la rupture ;

\bar{x}_i la moyenne sur la période avant la rupture.

Concernant les écoulements, on propose des représentations cartographiques par bassin ou sous-bassin des variations de débits moyens enregistrés après la rupture.

3.1.4. Tests de permutation

Les procédures jusque-là mises en œuvre utilisent l'information pluviométrique annuelle. La disponibilité de données mensuelles permet de recourir à d'autres types d'analyse de nature multivariée tenant compte des corrélations mensuelles des données. C'est ainsi qu'un test de permutation a été appliqué.

Le test ici utilisé a pour objectif de comparer, à chaque station, la décennie 1990, décrite par une chronique annuelle de données mensuelles, à la décennie 1980 décrite pareillement. L'hypothèse nulle du test se traduit par l'absence de changement structurel significatif entre

les deux périodes. L'hypothèse alternative est celle d'un changement sans que la nature de celui-ci puisse être caractérisée.

Le test de permutation, présenté par Kazi-Aoual *et al.* (1995), Khodja *et al.* (1998), Good (2000), et Lubès-Niel *et al.* (2001), consiste à définir une statistique dépendant des données des deux périodes et à la comparer à toutes celles obtenues après permutation des observations. La statistique retenue repose sur la formulation du problème qui a été adoptée. Celle-ci s'exprime en termes d'indépendance entre un tableau Y croisant en lignes les années de 1980 à 2000 et en colonnes les indicatrices (1 ou 0) caractérisant l'appartenance (1) ou non (0) de chaque année à la décennie 1980 (1^{ère} colonne) et à la décennie 1990 (2^{ème} colonne), et un tableau X croisant de même en lignes les années et en colonnes les totaux mensuels (Figure 2.13). Ces tableaux sont établis sur la période de la saison des pluies qui peut être quelque peu variable pour un même bassin d'une station à une autre.

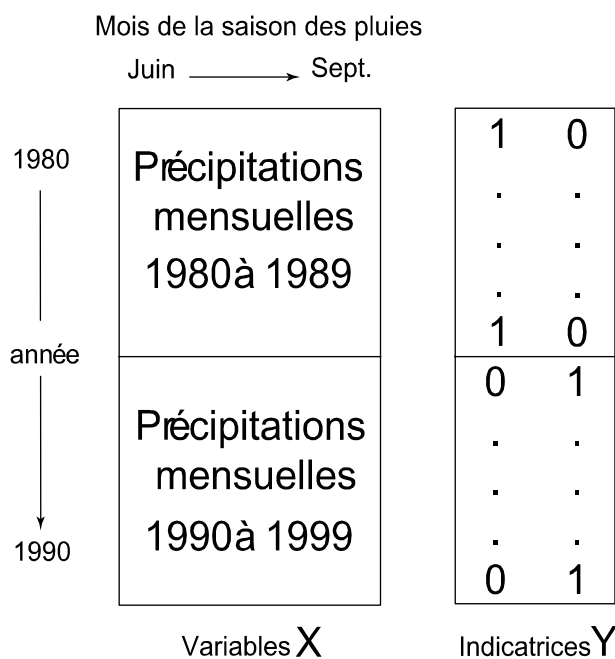


Figure 2.13 – Présentation des tableaux sur lesquels est effectué le test de permutation pour les pluies mensuelles.

En ce qui concerne les écoulements, le test de permutation est appliqué sur les débits moyens annuels. Le test a pour objectif de comparer, pour chaque unité hydrographique, la décennie 90, décrite par une chronique annuelle de débits moyens, à la décennie 80. On calcule la

statistique entre un tableau Y identique à celui utilisé pour les pluies mensuelles, et un tableau X croisant, par unité hydrographique, en ligne les années et en colonne les débits moyens à chaque station retenue par grand bassin versant (Figure 2.14).

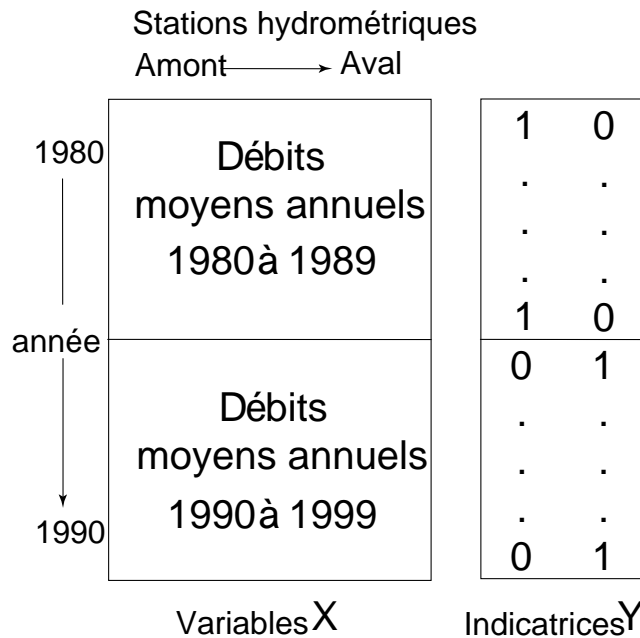


Figure 2.14 – Présentation des tableaux sur lesquels est effectué le test de permutation pour les débits moyens annuels.

Le problème posé revient à étudier l'influence du tableau X sur le tableau Y. En d'autres termes, Y peut-il être expliqué par X ? La relation entre X et Y est étudiée par l'Analyse en Composantes Principales sur Variables Instrumentales (ACPVI) (Sabatier *et al.*, 1989). La statistique tirée de l'ACPVI qui fait l'objet du test est donnée par l'expression :

$$\frac{\text{trace}(X(X'X)^{-1}X'YY')}{\text{trace}(YY')}$$

L'hypothèse nulle d'indépendance des deux tableaux, c'est-à-dire d'absence de changement entre les deux décennies est rejetée avec un risque α si la probabilité de dépassement de la statistique ci-dessus $\hat{\alpha}$ évaluée au moyen des permutations est telle que $\hat{\alpha} \leq \alpha$. En pratique, sous l'hypothèse nulle, Mardia (1971) calcule les valeurs exactes des trois premiers moments de la statistique sans générer la moindre permutation des observations. Kazi-Aoual *et al.* (1995) approximent ainsi la statistique considérée par une distribution connue, normale, Bêta ou encore Pearson de type III, et calculent ainsi sa probabilité de dépassement $\hat{\alpha}$. En fait le test est ici utilisé sous sa forme bilatérale,

l'hypothèse alternative du changement n'étant pas davantage caractérisée. Ainsi $\hat{\alpha}$ est comparée à α si $\hat{\alpha}$ est inférieure à 0,5 ; dans le cas inverse c'est $(1-\hat{\alpha})$ qui est comparée à α . Deux risques de première espèce sont considérés pour le test : 10 % et 5 %.

3.2. Caractérisation d'une variabilité des pluies annuelles

La variable analysée est le cumul pluviométrique sur l'année civile, depuis 1950. Au total, ce sont 90 postes pluviométriques qui ont été étudiés. Le quart des postes retenus couvre la fenêtre Centre et les trois quarts restants couvrent la fenêtre Ouest.

3.2.1. Calcul des indices

Il est souhaitable pour le calcul des indices pluviométriques d'avoir le même nombre de stations tout au long de la période de référence, afin de conserver à l'indice une homogénéité statistique (Moron, 1994). L'évolution des indices pluviométriques calculés par rapport à la moyenne 1960-1998 pour les stations communes à cette période de référence, nous permet d'apprécier les variations pluviométriques depuis la mise en place de la sécheresse.

C'est pourquoi nous calculons les indices de 61 stations parmi les 90 préalablement sélectionnées. Les 29 stations écartées correspondent à des stations pour lesquelles la mise à jour des données sur la période 1995-2000 est imparfaite. Ceci est particulièrement vrai pour la fenêtre Centre, puisque seulement la moitié des stations a pu être conservée. Pour le calcul des indices pluviométriques, la période 1960-1998 a été retenue comme période de référence, car commune à tous les postes étudiés, et présentant une forte densité d'informations.

Nous ne pouvons consigner dans un tableau l'ensemble des indices pluviométriques pour en apprécier l'évolution. Il est possible cependant de reporter le pourcentage de stations déficitaires (indice pluviométrique négatif) en fonction du temps (Ouedraogo, 2001). La figure 2.15 traduit cette évolution temporelle.

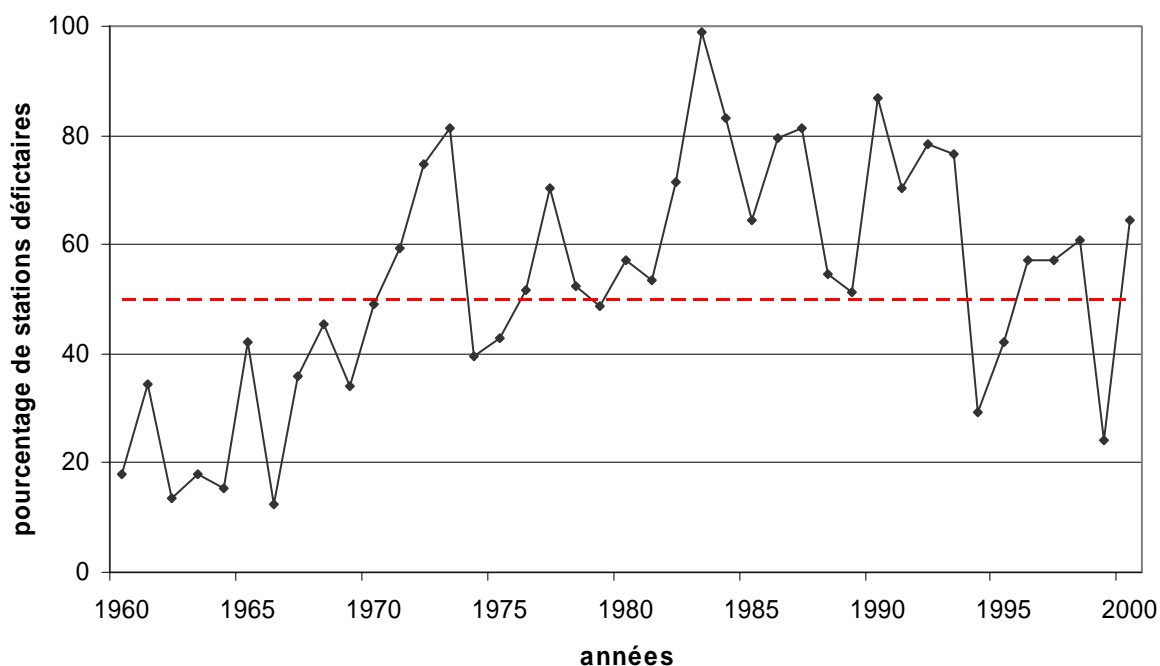


Figure 2.15 – Pourcentage de stations déficitaires par rapport à la période de référence 1960-1998.

On remarque une tendance à l'augmentation du nombre de postes déficitaires entre 1960 et 1968, mais moins de 50 % des stations sont concernées. Cette tendance s'accélère entre 1968 et 1973 (période d'apparition de la sécheresse) et se stabilise entre 1974 et 1993, avec une moyenne de 65 % de stations déficitaires sur cette période. Le maximum est observé en 1983 où 98,8 % des stations étudiées sont déficitaires. En 1994 et 1999, on assiste à une forte diminution du nombre de stations déficitaires (moins de 30 %). En moyenne, la sécheresse semble avoir affecté moins de postes sur la décennie 90 que sur les deux décennies précédentes.

Pour suivre l'évolution spatiale, il est possible de cartographier les indices pluviométriques moyennés sur les périodes 1960-1969, 1970-1979, 1980-1989 et 1990-1998, pour les deux fenêtres étudiées. Cette cartographie illustre les résultats précédents (Figure 2.16).

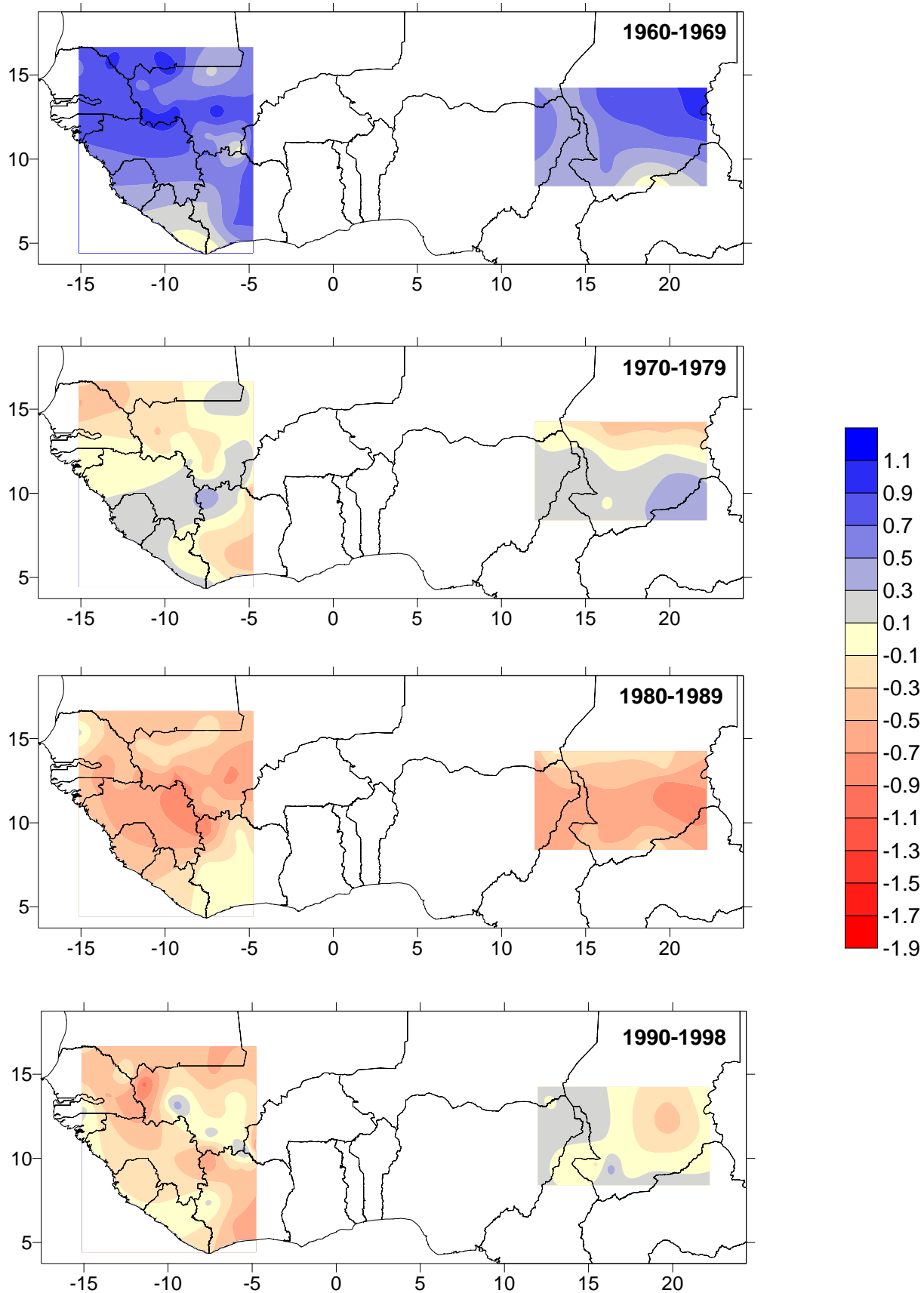


Figure 2.16 – Évolution des indices pluviométriques décennaux de 1960 à 1998 sur les deux fenêtres étudiées.

La décennie 60 apparaît comme humide à l'opposé de la période 1970-1998, qui est déficitaire dans son ensemble, ponctuée de quelques zones excédentaires. Ce caractère déficitaire est très marqué sur la décennie 80. Globalement, les conditions de péjoration des pluies annuelles semblent s'être maintenues sur la période 1990-1998, en particulier sur la fenêtre Ouest, cependant les valeurs des indices sont plus faibles en valeur absolue par rapport à la décennie 80. En terme de déficit, la période 1990-1998 semble s'intercaler entre la décennie 70 et la décennie 80. Cette représentation cartographique souligne bien le fait que le caractère déficitaire apparu au début des années 70 se prolonge jusqu'en 1998. C'est, en tout cas indiscutable en Afrique de l'Ouest. La situation est moins tranchée sur la fenêtre "Afrique Centrale", certaines zones semblant revenir à des précipitations plus abondantes.

3.2.2. Examen de l'homogénéité des séries

La détection des moments probables de rupture dans les séries annuelles vise à confirmer les schémas déjà décrits, en particulier l'importance de la sécheresse depuis 1970 et la non stationnarité de la série avec une rupture entre 1969 et 1971. Appliquée à des séries réduites sur 1970-2000, cela permet également de préciser la position de la décennie 90 dans le contexte déficitaire, puisque les deux années humides 1994 et 1999 ont apporté un espoir de rémission de la sécheresse. Dans le tableau 2.4, figure le récapitulatif des résultats par pays de la mise en œuvre sur les séries longues (1950-2000) des différents tests statistiques décrits auparavant (test de Pettitt, statistique "U" de Buishand, méthode bayésienne de Lee et Heghinian et segmentation de Hubert).

**Tableau 2.4 – Déficits pluviométriques moyens observés par rapport à la date de rupture ;
* : nombre de stations insuffisant pour définir la période de rupture la plus probable**

pays	nombre de stations	rupture	déficits moyens (%)
Burkina Faso	4	*	*
Centrafrique	4	*	*
Côte d'Ivoire	25	1966-1971	16
Guinée	11	1968-1970	17
Mali	19	1967-1971	20
Nigeria	3	*	*
Sénégal	7	1967-1970	27
Tchad	17	1967-1969	24

Les différentes procédures soulignent l'existence d'une rupture survenue entre 1967 et 1971 au sein des séries chronologiques de pluviométrie annuelle. Pour le Burkina Faso, le Nigeria et la République Centrafricaine, le nombre de stations retenu est insuffisant pour définir la période

de rupture la plus probable. Pour chaque station étudiée, le déficit pluviométrique a été calculé en comparant les moyennes de part et d'autre de la rupture dans la série, puis moyenné par pays concerné. D'une manière générale, les déficits pluviométriques constatés avoisinent les 16 % à 27 %, ce qui confirme les résultats des études précédentes (Paturel *et al.*, 1997a, b; Servat *et al.*, 1997b, 1998).

Pour étudier les séries pluviométriques sur la période 1970-2000 (séries dites courtes), nous utilisons la segmentation de Hubert. Ce test s'appuie plus sur un schéma descriptif que sur un vrai modèle statistique, et permet de déceler plusieurs ruptures, même s'il s'agit de valeurs extrêmes (segment unitaire).

Sur les 90 séries pluviométriques courtes, la segmentation de Hubert identifie des ruptures pour seulement 23 séries, réparties entre 1972 et 1996. La figure 2.17 illustre la répartition temporelle des dates de rupture sur les séries courtes.

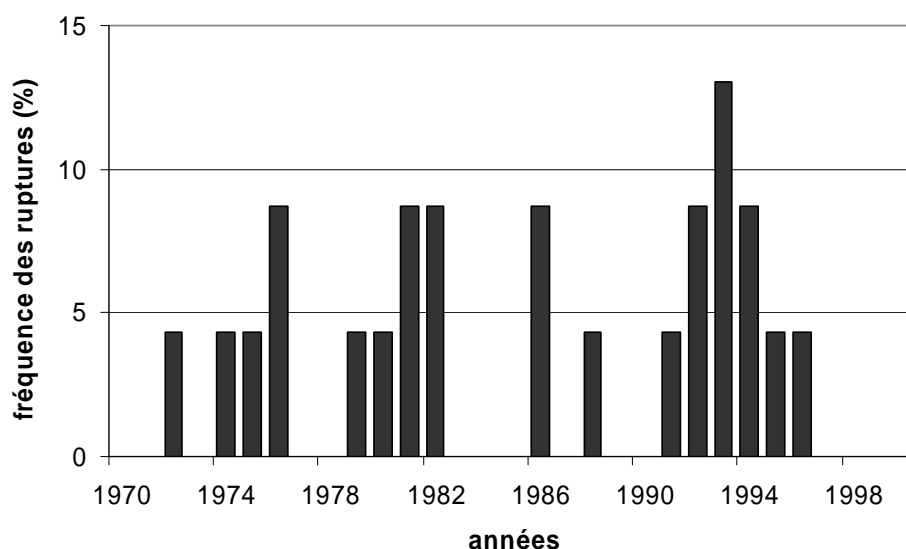


Figure 2.17 – Répartition des dates de rupture sur les séries temporelles courtes de pluies annuelles.

On note une concentration des dates de rupture sur les périodes 1974-1976, 1979-1982 et 1992-1994, qui impliquent respectivement 13 %, 26 % et 30 % des séries courtes présentant une rupture selon la méthode retenue. Il est également possible de cartographier ces résultats pour illustrer la répartition spatiale des ces ruptures (Figure 2.18).

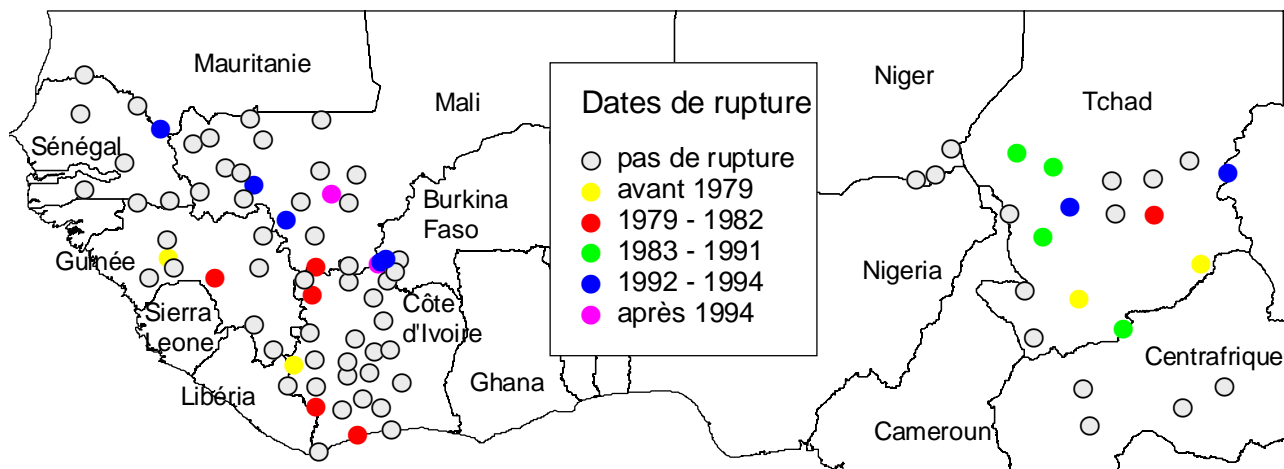


Figure 2.18 – Localisation des postes présentant une date de rupture dans les séries courtes selon la segmentation de Hubert.

On observe que tous les postes présentant une rupture après 1992 sont situés au nord du 10^{ème} parallèle, au contraire des postes présentant une rupture avant 1982, à l'exception de Mangalme au Tchad. Les ruptures identifiées entre 1986 et 1991 ne concernent que quatre postes de la fenêtre Centre. En outre, seuls les postes de Banfora au Burkina Faso et de Fana au Mali présentent une rupture après 1994.

Le tableau 2.5 indique, pour chaque poste, les dates de rupture identifiées par la segmentation et les variations de la pluviométrie moyenne annuelle de part et d'autre de la rupture.

D'une manière générale, les ruptures détectées sur la période 1979-1982 correspondent à une diminution de la pluviométrie annuelle de l'ordre de 20 % (à l'exception de Taï en Côte d'Ivoire), et celles de la période 1992-1994 correspondent à une augmentation de la pluviométrie annuelle de l'ordre de 30 %. Il est plus difficile de se prononcer sur les autres dates de rupture car peu de stations sont concernées et elles correspondent soit à une augmentation soit une diminution de la pluviométrie annuelle. Ces résultats ne permettent pas d'identifier un comportement régional homogène.

Tableau 2.5 – Identification de rupture sur les séries pluviométriques courtes et variations moyennes de part et d'autre de la rupture associées

station	pays	période	rupture	variations (%)
Fana	Mali	1970-2000	1995	-43
Kangaba	Mali	1970-1998	1994	19
Kita	Mali	1970-2000	1992	16
Manankoro	Mali	1970-2000	1981	-16
Bakel	Sénégal	1970-2000	1993	36
Dalaba	Guinée	1970-1992	1976	-21
Faranah	Guinée	1970-1995	1982	-12
Danane	Côte d'Ivoire	1970-1996	1975	25
Odienne	Côte d'Ivoire	1970-1997	1981	-20
Sassandra	Côte d'Ivoire	1970-1996	1979	-20
Tai	Côte d'Ivoire	1970-1996	1982 et 1986	51 et -40
Baguera	Burkina Faso	1970-1999	1996	30
Loumana	Burkina Faso	1970-2000	1992	24
Sindou	Burkina Faso	1970-2000	1993	24
Adre	Tchad	1970-1997	1993	46
Bokoro	Tchad	1970-2000	1994	39
Goundi	Tchad	1970-1999	1974 et 1976	24 et -31
Haraze M.	Tchad	1970-1997	1972	-32
Mangalme	Tchad	1970-2000	1980	-25
Mao	Tchad	1970-1998	1986	-37
Maro	Tchad	1970-1994	1990	-72
Massenya	Tchad	1970-2000	1988	46
Moussoro	Tchad	1970-1999	1991	81

Au vu de la dispersion des dates de ruptures et du faible nombre de postes concernés sur les deux fenêtres d'étude, il semble que les conditions déficitaires apparues entre 1969 et 1971 se maintiennent jusqu'à la fin de la décennie 90, malgré des années humides comme 1994 et 1999. Néanmoins, il apparaît que la décennie 90 a été probablement moins sévèrement sèche que la précédente. C'est indiscutablement le cas en Afrique Centrale, si l'on juge que la "fenêtre" étudiée est suffisamment représentative.

3.2.3. Test de permutation

Le test a été mis en œuvre sur les mois de la saison des pluies pour les stations qui présentent un pourcentage de données manquantes inférieur à 18 % sur l'une ou l'autre des deux décennies considérées. Chaque année étant caractérisée par les valeurs mensuelles de la saison des pluies, le taux de 18 % ci-dessus correspond au plus à deux années de lacunes sur une décennie. Au-delà de ce taux, le poids des données manquantes est jugé significatif dans

l'analyse. Les années pour lesquelles tous les mois de la saison des pluies sont manquants sont supprimées du traitement. Par contre, les lacunes isolées ont été remplacées par la moyenne interannuelle du mois considéré.

De ce fait, seulement 45 séries pluviométriques ont pu être utilisées dans le cadre du test de permutation. Ces séries pluviométriques sont associées aux grandes unités hydrographiques étudiées : bassins versants du Sénégal, de la Gambie et du Sassandra pour la fenêtre Ouest, et bassins versants du Logone et du Chari pour la fenêtre Centre (Tableau 2.6).

Tableau 2.6 – Répartition des stations retenues par pays et par bassin versant pour la mise en œuvre du test de permutation entre les décennies 80 et 90

bassin	pays	nombre de stations
Sénégal-Gambie	Sénégal	7
	Mali	19
Sassandra	Burkina Faso	5
	Côte d'Ivoire	1
Logone-Chari	Tchad	10
	Nigeria	3

Pour le bassin du Sassandra, très peu de stations ont pu être traitées, étant donné la faible disponibilité des données au-delà de 1996 ou même 1995 sur la Côte d'Ivoire. Le tableau 2.7 rassemble les résultats obtenus pour le test de permutation entre les décennies 80 et 90 pour les 45 séries retenues.

Tableau 2.7 – Probabilité associée au dépassement de la statistique $\hat{\alpha}$ du test de permutation

Probabilité associée	Classe	Dénombrement
< 5 %	changement très significatif	2
entre 5 % et 10 %	changement significatif	2
> 10 %	série homogène	41

L'hypothèse nulle d'absence de changement entre les deux décennies est rejetée pour seulement quatre stations quelle que soit l'hypothèse relative à la distribution de la statistique (normale, Bêta ou Pearson III), et quel que soit le risque de première espèce considéré. Ces stations sont situées au Mali (Banamba et Sagabari) et au Tchad (Abeche et Maro). Pour toutes les autres stations, l'hypothèse nulle est acceptée. Au vu des résultats obtenus, il est raisonnable de penser que les bassins étudiés ont conservé des caractéristiques

pluviométriques stables entre les décennies 80 et 90, cette stabilité s'appuyant sur les relations existant entre les mois considérés.

3.2.4. Conclusions sur la variabilité des pluies annuelles entre 1970 et 2000

À partir des données dont nous disposons, nous avons effectué des tests statistiques et cartographié des indices pluviométriques. Quelle que soit la méthode employée, l'étude a montré une diminution brutale et généralement assez importante de la pluviométrie annuelle à partir de 1969-1971. Cette période déficitaire se caractérise, dès lors, par son intensité et sa durée. Une analyse similaire sur une période réduite entre 1970 et 2000 montre que la décennie 90 est également très déficitaire, proche des niveaux observés dans les années 70, et la décennie 80 apparaît comme étant la plus sèche du XX^{ème} siècle. Les années humides 1994 et 1999 ne représentent pas "statistiquement parlant" un retour vers des conditions climatiques plus favorables de façon persistante. Rien ne permet d'affirmer aujourd'hui que la sécheresse est en rémission ou en voie de l'être, cela ne sera possible qu'en prenant en compte les années à venir sur une longue période. On signalera simplement une hétérogénéité spatiale probable, conforme à ce qui était observé dans les décennies précédentes, pour ce qui est de la sévérité de la sécheresse durant la décennie 90.

3.3. Caractérisation d'une variabilité des écoulements annuels

La variable analysée est le débit moyen annuel. Au total, ce sont 32 séries longues et 36 séries courtes qui sont soumises aux traitements statistiques présentés auparavant. Les résultats de ces traitements font l'objet de cette section.

3.3.1. Examen de l'homogénéité des séries

Dans le cadre des séries longues, les stations hydrométriques du bassin de la Gambie, de la Boa à Vialadougou, du Nzo à Guiglo et du Sassandra à Guessabo n'ont pu être traitées : soit les données ne sont disponibles qu'à partir de 1970, soit elles ne le sont plus à partir de 1979.

Les résultats de l'application des différents tests statistiques sur les séries longues sont regroupés dans le tableau 2.8. Dans la colonne relative à la statistique U de Buishand, la lettre "R" traduit un rejet de l'hypothèse nulle au seuil de 5 %, et donc de l'identification d'une rupture, tandis que la lettre "A" traduit le contraire. Le signe "-" indique l'impossibilité

d'appliquer le test du fait d'une série non normale. Enfin, les dates soulignées indiquent des ruptures identifiées entre 1938 et 1945 par la segmentation de Hubert.

Tableau 2.8 – Moment présumé de rupture sur les modules annuels ; R = hypothèse du test rejetée, A= hypothèse du test acceptée, "-" = test non appliqué.

station	rivière	période	Buishand	Pettitt	Lee & Heghinian	Hubert
Semien	Sassandra	1954-2000	R	1969	1969	1969
Sorotona	Sassandra	1961-2000	R	1969	1969	1969
Soubre	Sassandra	1954-2000	R	1969	1969	1968
Bafingdala	Bafing	1962-2000	A		1993	1969
Nibehibe	Lobo	1961-1999	A		1961	
Bakel	Sénégal	1904-2000	R	1971	1971	1971
Galougo	Sénégal	1904-2000	-	1969	-	1971
Kayes	Sénégal	1904-2000	-	1969	-	1971
Daka Saidou	Sénégal-Bafing	1904-1999	R	1967	1969	1969
Dibia	Sénégal-Bafing	1904-2000	R	1969	1970	1970
Bafing Makana	Sénégal-Bafing	1904-1999	R	1970	1970	<u>1970</u>
Soukoutali	Sénégal-Bafing	1904-1999	R	1967	1969	1969
Oulia	Bakoye	1904-1989	R	1969	1971	1971
Toukoto	Bakoye	1904-1989	R	1969	1971	1971
Gourbassy	Falémé	1904-2000	R	1967	1967	1967
Kidira Uhea	Falémé	1903-2000	R	1967	1967	1967
Sirmakana	Baoulé	1904-1989	R	1969	1971	1971
Bouso	Chari	1938-2000	R	1971	1971	<u>1970</u>
Sahr	Chari	1938-2000	R	1971	1968	<u>1971</u>
Ndjamena	Chari	1938-2000	R	1971	1971	<u>1971</u>
Hellibongo	Chari	1965-2000	R	1978	1978	1978
Mailao	Chari	1953-2000	R	1971	1964	1964
Manda	Bahr Sara	1951-2000	R	1971	1971	1970
Moissala	Bahr Sara	1951-2000	R	1971	1971	1970
Batafango	Ouham	1951-2000	R	1971	1971	1970
Bossangoa	Ouham	1952-2000	R	1971	1971	1964
Baibokoum	Logone	1952-2000	R	1970	1970	1970
Bongor	Logone	1953-2000	R	1970	1970	1970
Lai	Logone	1954-2000	R	1970	1970	1964
Moundou	Logone	1952-2000	R	1970	1970	1970
Doba Cont.	Pende	1952-2000	R	1971	1971	1964
Gore	Pende	1957-2000	R	1971	1970	1963

De ce tableau, il ressort que l'ensemble des tests appliqués suggère l'existence d'une rupture dans 28 séries de modules étudiés, soit dans 87,5 % des cas. On constate que les deux stations situées sur la Falémé dans le bassin du Sénégal présentent une rupture en 1967, tandis que le Chari à Hellibongo montre une rupture plus tardive en 1978. À l'exception de ces trois stations, les moments probables de rupture alors identifiés se situent sur la période allant de 1969 à 1971. Ce résultat qui est tout à fait concordant avec les travaux antérieurs (Servat

et al., 1997a ; Aka Akpa, 1999 ; Ouedraogo, 2001) et avec les séries longues de précipitations annuelles étudiées précédemment, correspond à une diminution des écoulements.

Il est possible de calculer les déficits moyens annuels pour chaque station et de représenter spatialement ces résultats en affectant la valeur du déficit à la surface du bassin contrôlée par la station (Figure 2.19).

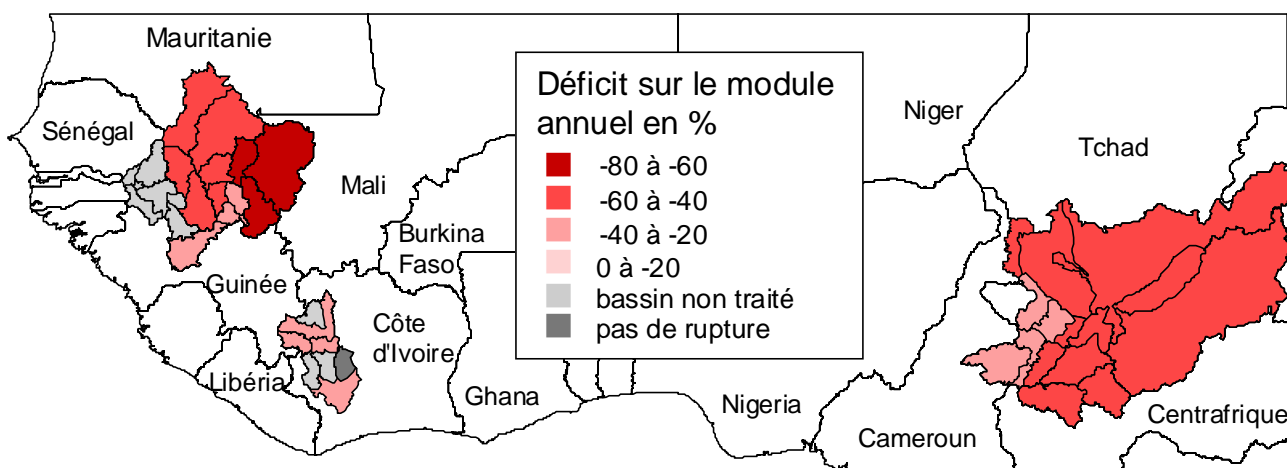


Figure 2.19 – Représentation cartographique des valeurs de déficits calculées de part et d'autre des dates de rupture entre 1969 et 1971 dans les séries chronologiques de débit moyen annuel.

Nous avons retenu la date de rupture estimée par le test de Pettitt pour calculer les déficits d'écoulement correspondants. Ces déficits sont souvent extrêmement importants puisque les 28 bassins concernés présentent un déficit supérieur à 20 % et 9 (soit 32 % des bassins) un déficit supérieur à 50 %. Ces chiffres soulignent combien les effets de la variabilité climatique mesurée sur la pluviométrie sont amplifiés au niveau des cours d'eau. D'un point de vue spatial, on notera que les déficits les plus faibles sont enregistrés sur le sud du bassin du Sénégal, sur le bassin du Sassandra et sur le bassin du Logone. Ces résultats sont concordants avec les études précédentes (Servat *et al.*, 1997a, 1998).

Pour étudier la période 1970-2000, seule la segmentation de Hubert peut être appliquée, pour les raisons citées lors de l'étude des précipitations annuelles sur la même période. De fait, les séries du Nzo à Guiglo, du Sassandra à Guessabo, du Bakoye à Oualia et Toukoto ainsi que le Baoulé à Siramakana n'ont pu être étudiées : elles s'arrêtent en 1979 ou 1989 et ne permettent

pas de caractériser la décennie 90. Le tableau 2.9 regroupe les résultats obtenus sur les séries courtes de modules annuels.

Tableau 2.9 – Moment présumé de rupture sur les séries courtes de modules annuels

stations	rivière	période	Hubert		Variations (%)	
			date 1	date 2	date 1	date 2
Bakel	Sénégal	1970-2000	1975	1993	-42	58
Kayes	Sénégal	1970-2000	1976	1993	-40	48
Galougo	Sénégal	1970-2000	1976	1993	-43	53
Daka Saidou	Sénégal-Bafing	1970-1999	1976	1993	-24	30
Bafing Mak.	Sénégal-Bafing	1970-1999	1976	1993	-35	43
Soukoutali	Sénégal-Bafing	1970-1999	1976	1993	-26	30
Gourbassy	Falémé	1970-2000	1978	1993	-42	103
KidiraUhea	Falémé	1970-2000	1975	1993	-46	102
Gouloumbo	Gambie	1970-1996				
Kedougou	Gambie	1970-1997				
Mako	Gambie	1970-1996	1993		54	
Simenti	Gambie	1970-1996				
Wassadou amt	Gambie	1970-1996				
Wassadou aval	Gambie	1970-1996				
Missirah	Koulountou	1970-1996				
Semien	Sassandra	1970-2000	1993		38	
Sorotona	Sassandra	1971-2000	1993		40	
Soubre	Sassandra	1970-2000				
Bafingdala	Bafing	1970-2000	1993		62	
Vialadougou	Boa	1970-2000	1993		38	
Nibehibe	Lobo	1970-1999				
Bouso	Chari	1970-2000	1978		-22	
Sahr	Chari	1970-2000	1978		-46	
Ndjamena	Chari	1970-2000	1978		-32	
Hellibongo	Chari	1970-2000	1978		-42	
Mailao	Chari	1970-2000	1978	1993	-40	71
Manda	Bahr Sara	1970-2000				
Moissala	Bahr Sara	1970-2000				
Batafango	Ouham	1970-2000	1977	1990	-48	77
Bossangoa	Ouham	1970-2000	1977	1992	-41	56
Baibokoum	Logone	1970-2000				
Bongor	Logone	1970-2000	1981	1996	-34	96
Lai	Logone	1970-2000	1981		-24	
Moundou	Logone	1970-2000	1982	1986	-46	63
Doba	Pende	1970-2000				
Gore	Pende	1970-2000				

L'utilisation de la segmentation de Hubert montre que 23 bassins sur les 36 étudiés, soit près de 64 %, présentent une rupture dans les séries chronologiques de débits moyens annuels entre 1970 et 2000. Sur les 23 bassins concernés, 15 d'entre eux présentent une rupture entre 1975 et 1978, correspondant à une diminution des modules annuels. Il s'agit des bassins du

Sénégal et du Chari, où le déficit moyen atteint 38 %. On note également que pour 13 des bassins se produit une rupture en 1993, correspondant à une augmentation des modules annuels. Les bassins du Sénégal, du Sassandra, du Chari à Mailao et de la Gambie à Mako sont concernés. Ces augmentations varient de 30 % à 103 %, avec une moyenne proche de 60 %. Il est intéressant de noter une rupture en 1981-1982 pour la moitié des stations du Logone : d'amont en aval, il s'agit de Moundou, de Laï et de Bongor. Cette rupture s'accompagne d'un déficit moyen de 35 %. Il est possible de regarder l'évolution des débits moyens sur les différentes périodes identifiées par la segmentation de Hubert. Les figures suivantes illustrent cette évolution pour les différents sous-bassins du Sénégal (Figure 2.20) et ceux du Chari (Figure 2.21) entre 1960 et 2000.

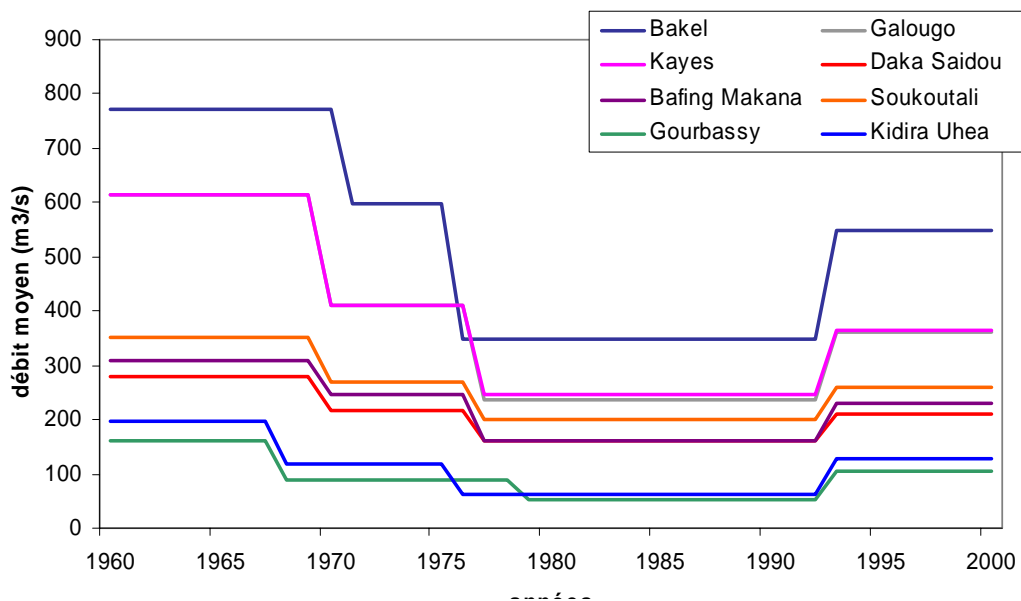


Figure 2.20 – Évolution des débits moyens calculés de part et d'autre des différentes dates de rupture identifiées par la segmentation de Hubert, cas du bassin du Sénégal.

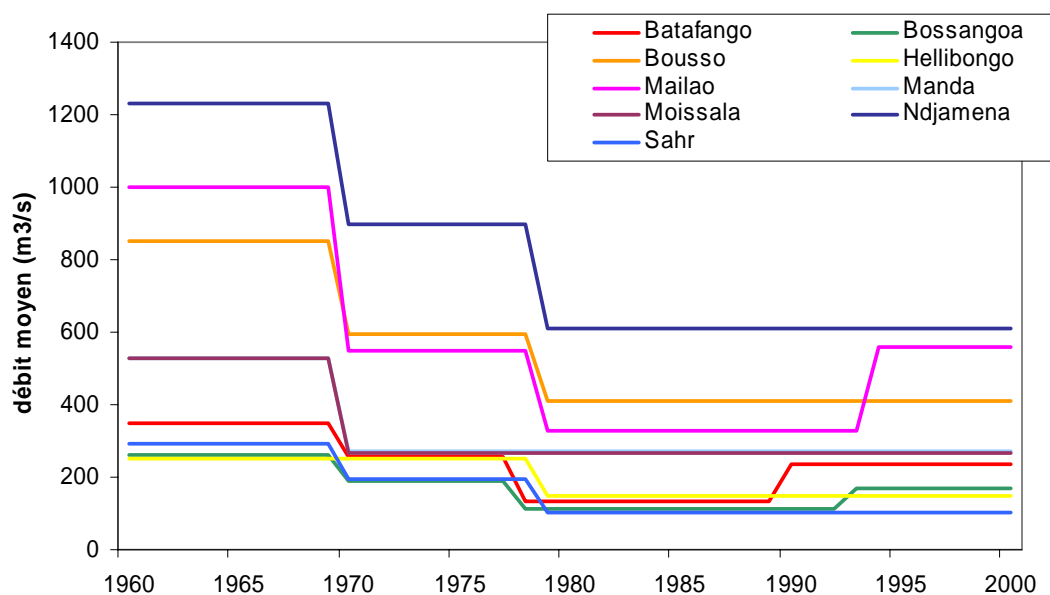


Figure 2.21 – Évolution des débits moyens calculés de part et d'autre des différentes dates de rupture identifiées par la segmentation de Hubert, cas du bassin du Chari.

La décennie 80 est marquée par les écoulements les plus faibles, et ceci est vrai quelle que soit l'unité hydrographique considérée. On constate que les débits moyens après la rupture de 1993 sont proches des débits moyens de la période 1970-1976, mais jamais ils n'égalent ceux d'avant la rupture de 1969-1971. On observe le même schéma avec les sous-bassins du Sassandra et du Chari à Mailao.

3.3.2. Test de permutation

Le test a été mis en œuvre sur les débits moyens annuels regroupés par unités hydrographiques. Les stations hydrométriques présentant un taux de lacunes supérieur à 20 % ont été supprimées. Par contre, les lacunes isolées ont été remplacées par la moyenne interannuelle du module considéré. De ce fait, seulement 32 séries hydrologiques ont pu être utilisées dans le cadre du test de permutation. Leur répartition par unité hydrographique est donnée dans le tableau 2.10.

Tableau 2.10 – Répartition des stations retenues par bassin versant pour la mise en œuvre du test de permutation entre les décennies 80 et 90

bassin	nombre de stations
Sénégal	5
Gambie	7
Sassandra	5
Logone	6
Chari	9

L'hypothèse nulle d'absence de changement entre les deux décennies est rejetée (R) pour seulement un bassin quelle que soit l'hypothèse relative à la distribution de la statistique (normale, Bêta ou Pearson III), mais seulement pour un risque de 10 % (Tableau 2.11). Il s'agit du bassin du Sénégal, dont les cinq stations retenues sont situées au Sénégal et au Mali.

Tableau 2.11 – Résultats associés au dépassement de la statistique du test de permutation entre les décennies 80 et 90 pour les quatre unités hydrographiques (A : accepté ; R : rejeté)

bassins	Loi Normale		Loi Gamma		Loi Bêta	
	$\alpha = 10\%$	$\alpha = 5\%$	$\alpha = 10\%$	$\alpha = 5\%$	$\alpha = 10\%$	$\alpha = 5\%$
Logone	A	A	A	A	A	A
Chari	A	A	A	A	A	A
Gambie	A	A	A	A	A	A
Sassandra	A	A	A	A	A	A
Sénégal	R	A	R	A	R	A

Pour tous les autres bassins, l'hypothèse nulle est acceptée (A), quelle que soit la distribution de la statistique et quel que soit le risque de première espèce considéré. Cela signifie d'un point de vue structurel, que les séries hydrologiques de la Gambie, du Sassandra et du Logone-Chari sont homogènes. Au vu des résultats obtenus, il est raisonnable de penser que les bassins étudiés ont conservé des caractéristiques hydrologiques stables entre les décennies 80 et 90, cette stabilité s'appuyant sur les relations existant entre les stations considérées d'une même unité hydrographique.

3.3.3. Conclusions sur la variabilité des écoulements annuels entre 1970 et 2000

La variabilité temporelle des précipitations a, bien entendu, des conséquences importantes sur la disponibilité des ressources en eau. L'étude entreprise sur les débits moyens annuels montre que les écoulements connaissent des déficits supérieurs à 20 % et parfois situés au-delà de 50 % depuis le début des années 70. L'application de tests statistiques sur la période 1970-2000 montre que les bassins ont conservé des caractéristiques hydrologiques stables dans un contexte déficitaire. Malgré un accroissement sensible des débits moyens annuels depuis 1993, les conditions hydrologiques des décennies 50 et 60 ne sont jamais égalées. Les conséquences sont d'ores et déjà évidentes au regard de l'exploitation des ressources en eau et de l'environnement (pénalisation de l'agriculture, de l'alimentation des retenues et de la production hydro-électrique) et sont donc très inquiétantes en ce qui concerne le bon fonctionnement et la rentabilité des projets déjà réalisés ou envisagés.

4. Conclusions : modifications de la dynamique de la mousson ouest-africaine et persistance de la sécheresse

La sécheresse qui a frappé l'Afrique de l'Ouest et Centrale depuis la fin des années 60 montre que l'irrégularité des précipitations en régions semi-arides peut avoir un impact dramatique sur les ressources en eau. Un changement climatique d'une telle ampleur déborde très largement du cadre africain et ne peut s'inscrire que dans la dynamique de la circulation générale. Dès lors, plusieurs explications ont été proposées pour expliquer les causes de sécheresse.

Nombre de travaux ont montré les connexions entre les Températures de Surfaces Océaniques (TSO) dans l'Atlantique et la variable pluviométrique en Afrique soudano-sahélienne (e.g. Lamb, 1978 ; Nicholson et Entekhabi, 1987). Ainsi les anomalies de TSO dans le Golfe de Guinée sont-elles associées à celles de la pluviométrie en juillet-août-septembre. Ceci est vérifié dans le Sahel (Fontaine et Bigot, 1993 ; Wotling *et al.*, 1995) comme dans la région guinéenne de l'Afrique de l'Ouest (Janicot et Fontaine, 1997b). Les téléconnexions avec l'ensemble de l'océan mondial montrent que la tendance à la baisse des précipitations au Sahel est synchrone d'un réchauffement (refroidissement) des océans austraux (boréaux) (Folland *et al.*, 1986). Elles indiquent aussi que l'ENSO peut avoir un impact sur les précipitations, celui-ci étant surtout perceptible depuis les années 70 (Janicot *et al.*, 1996 ; Trzaska *et al.*, 1996). Également, Fontaine (1989) et Janicot (1990) font le point des observations déjà cumulées concernant les relations entre AEJ/TEJ et précipitations au Sahel. D'après leur schéma de circulation moyenne dans la troposphère de l'Afrique de l'Ouest, les périodes sèches (humides) au Sahel sont associées à un TEJ plus faible (fort) et un AEJ plus fort (faible).

L'examen de plusieurs paramètres décrivant la circulation atmosphérique a été envisagé afin de mieux cerner le rôle respectif de chacun dans la répartition des anomalies des écoulements et par là, des précipitations, en Afrique de l'Ouest et Centrale. Le but est d'arriver à trouver des variations cohérentes et concomitantes de plusieurs variables atmosphériques qui soient en accord avec les observations au sol des variations spatio-temporelles de débits moyens annuels. Nous avons retenu cinq paramètres atmosphériques caractérisant la dynamique de la mousson ouest africaine, dont les valeurs sont issues des réanalyses NCEP/NCAR, à savoir le géopotential, la vitesse verticale, la quantité d'eau précipitable, la vitesse des vents et les flux de grande longueur d'onde. On retiendra de cette analyse que les déficits hydrologiques, et

donc pluviométriques, peuvent s'expliquer par une variation de l'espace couvert par la mousson que traduit une position plus méridionale de la ZCIT, un dynamisme accru de l'Anticyclone des Açores et une réduction de puissance du flux de mousson associée à un affaiblissement du champ de pression sur le Golfe de Guinée.

Dans un second temps, on identifie les manifestations de la variabilité hydroclimatique en Afrique de l'Ouest et Centrale depuis 1950. La simple étude des séries chronologiques annuelles de précipitations et de débits moyens fait apparaître une nette et brutale fluctuation des régimes pluviométriques et hydrologiques à la fin des années 60 et au début des années 70. Les déficits pluviométriques annuels varient entre 16 % et 27 %. Ces diminutions semblent être amplifiées sur les écoulements annuels puisque les séries hydrométriques enregistrent des déficits moyens de 20 % à près de 70 %. Ce phénomène, déjà signalé par ailleurs (Servat *et al.*, 1998 par exemple), souligne encore une fois la non-linéarité de la relation pluie-débit.

L'étude de l'évolution pluviométrique et hydrologique récente s'est appuyée sur des méthodes statistiques et cartographiques variées. L'examen des pluies annuelles montre que les trois dernières décennies sont déficitaires. Ce caractère s'observe sur l'ensemble de la zone d'étude. L'analyse des pluies mensuelles par le biais du test de permutation révèle que les caractéristiques pluviométriques pendant la saison des pluies restent stables entre les décennies 80 et 90. Pour les 36 stations hydrométriques étudiées sur la période récente, la variabilité des débits moyens annuels est en concordance avec celle des précipitations. La période 1970-1998 est déficitaire, bien qu'on observe une augmentation des écoulements depuis 1994. Globalement les conditions déficitaires de la période 1990-1998 se rapprochent de celles observées au cours de la décennie 70 ; la décennie 80 se distingue par des conditions extrêmes de déficits pluviométriques et hydrologiques. Malgré des années humides, il semble que la sécheresse se soit poursuivie en Afrique de l'Ouest et Centrale durant la décennie 90. La sous-région "Afrique Centrale", au travers de la fenêtre étudiée, laisse cependant apparaître une intensité de sécheresse moins sévère qu'en Afrique de l'Ouest.

Face à cette persistance des conditions de sécheresse depuis plus de 30 ans, se pose le problème majeur de la gestion des ressources en eau, en vue de satisfaire des besoins croissants. Depuis, l'intérêt soutenu de la communauté internationale pour le développement

durable, et, plus récemment encore, sur le réchauffement climatique, les données issues des modèles climatiques pour le siècle à venir sont à la disposition du public. L'intégration de telles données dans des modèles hydrologiques robustes et correctement calés pourrait permettre d'estimer le devenir des ressources en eau pour les pays de la zone soudano-sahélienne.

**CHAPITRE 3 : LA MODÉLISATION
PLUIE-DÉBIT : ÉVALUATION D'UN
OUTIL POUR ÉTUDIER L'IMPACT DU
CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES
RESSOURCES EN EAU**

Les modifications climatiques ont de fortes répercussions sur les ressources en eau, comme l'atteste la persistance des conditions déficitaires sur la zone soudano-sahélienne. Comme les Modèles de Circulation Générale génèrent des séries temporelles de variables climatiques, il est possible d'intégrer ces données au sein des modèles hydrologiques, sans préjuger ici de la qualité de ces séries. Les modèles pluie-débit sont des outils particulièrement adaptés pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau, à condition que les modèles retenus soient robustes et correctement calés. Le présent chapitre a pour but de tester la performance des deux modèles de bilan hydrologique retenus et d'évaluer leur sensibilité aux données d'entrée et aux variations sur leurs paramètres.

1. Choix d'un type de modélisation : avantages et limites

Les modèles hydrologiques à notre disposition sont nombreux. Nous ne reviendrons pas ici sur les multiples classifications qui existent et qui, finalement, opposent essentiellement les modèles conceptuels et les modèles à base physique d'une part et les modèles distribués (ou maillés) aux modèles globaux d'autre part.

Disons tout de suite que notre choix s'est porté sur des modèles globaux de type conceptuels élaborés à partir d'équations de bilan.

Compte tenu de l'échelle d'espace à laquelle nous travaillons (dizaines ou centaines de milliers de km²) et dans l'état actuel des données disponibles, il serait totalement illusoire de vouloir mettre en œuvre une modélisation à base physique. Celle-ci est, en effet, complexe et nécessite un grand nombre de variables pour lesquelles il n'existe généralement pas de séries observées. On comprend donc aisément que si, dans le cadre d'une approche expérimentale limitée dans le temps et dans l'espace, il est envisageable de mettre en œuvre un tel type de modèle, pour ce qui est d'un objectif de « ressources en eau » habituellement abordé à grande échelle et par le biais de séries chronologiques que l'on espère les plus longues possibles, ce ne puisse être le cas. À fortiori dans un contexte africain pour lequel les données sont souvent rares et difficiles à acquérir.

Par défaut, il nous reste donc les modèles hydrologiques conceptuels généralement utilisés dans un cadre global. Peu consommateurs de données autres que les données hydro-climatiques habituellement enregistrées par les services nationaux, ils sont d'une utilisation aisée et permettent, pour les plus robustes d'entre eux, d'aboutir à des simulations

d'hydrogrammes de qualité tout à fait satisfaisante. Néanmoins, on peut leur faire bon nombre de reproches (Perrin, 2000) : non-unicité de la solution liée au processus d'optimisation des paramètres (problème de l'équifinalité), efficacité réelle des procédures d'optimisation utilisées, influence de la longueur et de la nature des périodes de calages et de validation, etc. Cela signifie qu'il sera donc difficile de les utiliser en toute confiance sur des bassins versants pour lesquels ils n'ont pas été calés et pour des périodes autres que celles de calage et de validation initialement retenues.

Conscients des limites affichées par ce type de modélisation, nous nous trouvons cependant dans l'obligation, compte tenu de la nature de nos travaux, d'utiliser ce dernier type de modèles. Compte tenu de nos objectifs, il conviendra donc d'être extrêmement prudents quant à l'interprétation des résultats que nous obtiendrons. En particulier parce que nous serons amenés à utiliser ces algorithmes, non pas sur des bassins non jaugés ou non calés, mais pour des séries chronologiques issues d'un travail de prospective, censées refléter ce qui devrait se produire au cours du siècle à venir, et pour lesquelles aucun travail de calage ne sera possible. Nous serons donc amenés à faire l'hypothèse que la relation pluie-débit ne serait pas modifiée par rapport à celle que nous établirons à partir des chroniques d'observations. Cette hypothèse est probablement très simplificatrice. Néanmoins, elle nous permettra de proposer des ordres de grandeur et de faire correspondre évolution climatique et évolution hydrologique. Par ailleurs, certaines études, en particulier Niel *et al.* (2003), soulignent le fait qu'une non stationnarité des chroniques de précipitations n'entraîne pas systématiquement une modification statistiquement significative des valeurs des paramètres calés sur les différentes « sous-séries ». Comme on le voit, la non stationnarité éventuelle de la relation pluie-débit justifierait une étude complète à elle seule...

Nous resterons donc très lucides quant à la précision des résultats obtenus, et nous profiterons des limites actuelles de la modélisation hydrologique utilisée pour proposer quelques éléments de réflexion, cependant toujours dans ce cadre d'application global, destinés à ouvrir quelques pistes de réflexion quant à des améliorations possibles de ces algorithmes.

2. Présentation des modèles

À partir de grilles de précipitation, d'évapotranspiration potentielle et de capacité en eau des sols, on simule à l'aide de modèles de bilan hydrologique les variations de l'humidité des sols, de l'évapotranspiration réelle et de l'écoulement (Figure 3.1).

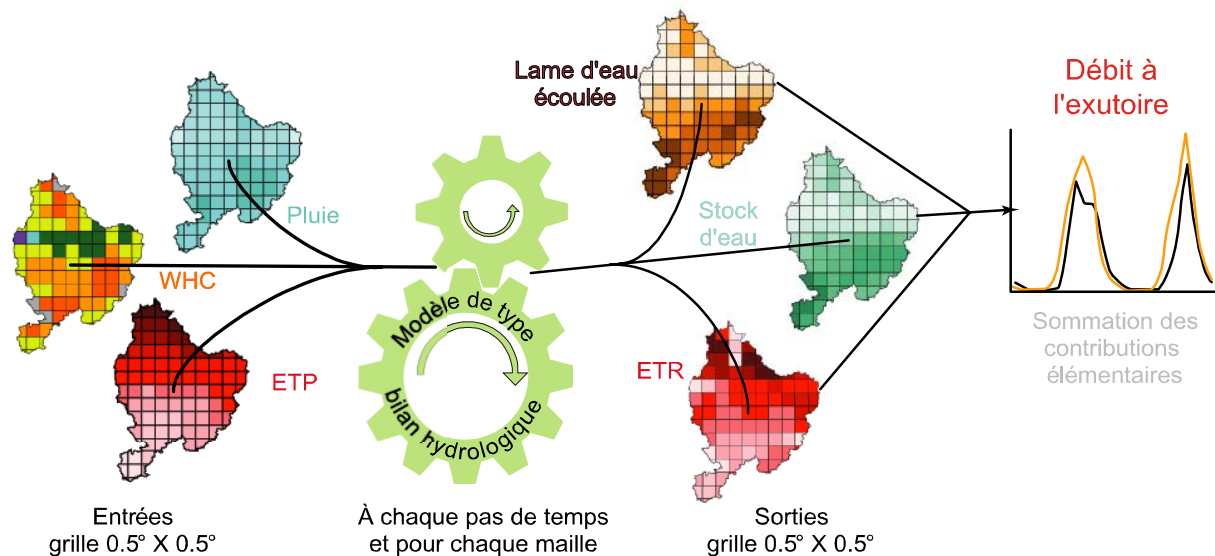


Figure 3.1 – Schéma de fonctionnement de la modélisation pluie-débit employée (WHC : capacité en eau du sol ; ETP : évapotranspiration potentielle ; ETR : évapotranspiration réelle).

Les deux modèles retenus (GR2M et WBM) pour cette étude sont des modèles de bilan d'eau fonctionnant au pas de temps mensuel et utilisant les mêmes données d'entrée (pluie, évapotranspiration potentielle, débit et capacité de rétention en eau des sols). Les paramètres sont obtenus après optimisation d'un critère de qualité des débits générés par ces modèles. Le mode de fonctionnement général des deux modèles est le suivant :

- une fraction de la pluie mensuelle participe à l'écoulement direct,
- le niveau d'un réservoir qui représente le stock d'eau évolue en fonction de la fraction de pluie restante et de l'évapotranspiration potentielle par l'intermédiaire d'une évapotranspiration réelle,
- une vidange progressive de ce stock d'eau produit l'écoulement retardé.

2.1. Le modèle GR2M

La particularité du modèle GR2M, développé au CEMAGREF (Edijatno et Michel, 1989 ; Kabouya, 1990), réside dans sa simplicité. Ce modèle conceptuel global fonctionne au pas de temps mensuel et ne comporte que deux paramètres à caler. En outre, il a déjà été appliqué dans notre zone d'étude (Paturel *et al.*, 1995 ; Aka, 1999 ; Lecomte, 2000 ; Dray, 2001 ; Mahé *et al.*, 2001 ; Ouedraogo, 2001). Le modèle GR2M est constitué d'un réservoir sol qui régit la fonction de production et est caractérisé par son remplissage maximal **A**, qui correspond à la capacité en eau du sol, nommée **WHC** dans cette étude. Il comporte également un réservoir eau gravitaire qui régit la fonction de transfert. Le schéma conceptuel est présenté en figure 3.2.

Les deux entrées pluie (**P**) et évapotranspiration potentielle (**ETP**) sont modulées dans la même proportion et concomitamment en multipliant les valeurs de ces entrées par un coefficient **X₁** ($0 < X_1 < 1$) qui est un des paramètres du modèle. Ce paramètre agit comme un coefficient d'ajustement des entrées, supposant que les précipitations et les ETP sont des variables souvent douteuses et qu'on préfère le modèle décider de la valeur corrective à attribuer. Une quantité **U** est ensuite soustraite à la pluie modulée **P'** (**P' = X₁.P**) et à l'évapotranspiration potentielle modulée **ETP'** (**ETP' = X₁.ETP**) du mois considéré. Cette quantité joue le rôle d'interception et permet de calculer les précipitations et les ETP nettes participant à l'écoulement. Au pas de temps mensuel, cette quantité sert à amortir l'effet brutal des entrées dans le modèle. La quantité **U** est de la forme :

$$U = (P'.ETP') / (\sqrt{P'} + \sqrt{ETP'})^2$$

Ces opérations sur la pluie et l'évapotranspiration donnent respectivement :

$$P_n = X_1.P - U \quad \text{et} \quad E_n = X_1.ETP - U$$

Soit **H** le niveau du réservoir sol en début du pas de temps. Une partie de **P_n** augmente le niveau du réservoir, qui devient **H₁** :

$$H_1 = (H + A.V) / (1 + H.V/A) \quad \text{avec} \quad V = \tanh P_n/A$$

Le complément de **P_n** est donc : $P_e = P_n - (H_1 - H)$

Sous l'effet de **E_n**, le niveau **H₁** du réservoir sol devient **H₂** :

$$H_2 = H_1(1-W) / (1+W(1-H_1/A)) \quad \text{où } W = \tanh E_n/A$$

H_2 correspond au niveau du réservoir sol pour le pas de temps suivant. L'évapotranspiration réelle peut être déduite par différence des niveaux du réservoir sol au début et à la fin de chaque pas de temps.

Le réservoir eau gravitaire reçoit $(1-\alpha)P_e$, tandis que αP_e s'écoule directement. Le niveau S du réservoir eau gravitaire au début du mois considéré augmente et devient S_1 : $S_1 = S + (1-\alpha)P_e$

Le débit délivré par ce réservoir est : $Q_g = X_2.S_1$, avec $0 < X_2 < 1$, X_2 étant le second paramètre du modèle.

Le niveau S_2 du réservoir à la fin du pas de temps de calcul est alors : $S_2 = S_1 - Q_g$

L'écoulement total Q s'écrit alors : $Q = Q_g + \alpha P_e$

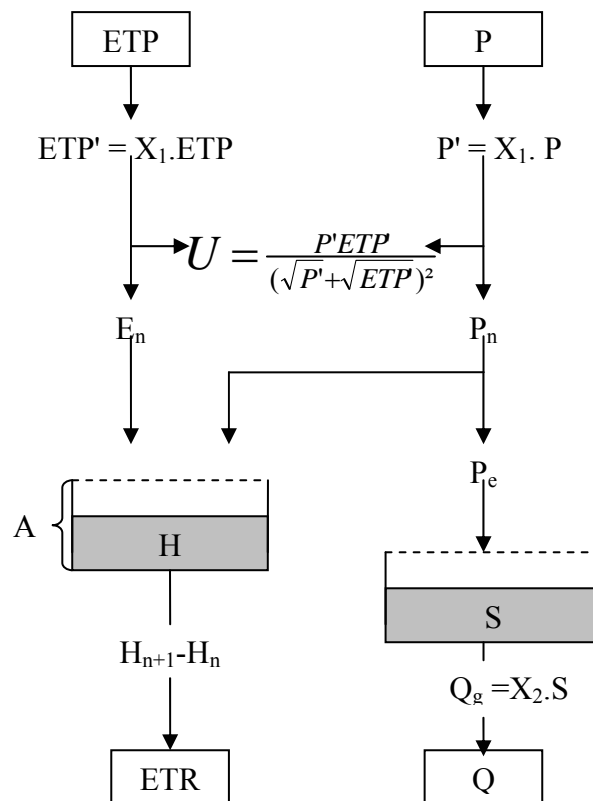


Figure 3.2 – Schéma conceptuel du modèle GR2M.

Dans les travaux précédents, la fraction α qui régit la part de précipitations participant à l'écoulement direct était fixée à 1/5. Cette fraction semble être adaptée pour des bassins versants français (Maklhoul et Michel, 1994). Cependant, pour des conditions climatiques et physiographiques différentes, cette fraction prend d'autres valeurs. Ainsi, Lubès *et al.* (2003) montrent que, sur 16 bassins versants d'Afrique de l'Ouest et Centrale, α prend une valeur nulle. À l'échelle mensuelle, le modèle GR2M ne reproduit donc pas d'écoulement direct. Nous avons décidé de simplifier la structure du modèle GR2M en n'utilisant pas de variable représentant l'écoulement direct mais seulement le débit en sortie de réservoir gravitaire.

2.2. Le modèle WBM (Water Balance Model)

Ce modèle de bilan d'eau a été développé par Vörösmarty (1989) et validé pour le haut Nil Bleu en Égypte par Conway (1997). Maillé, et non directionnel, il contient deux paramètres, un pour l'écoulement direct et un pour l'écoulement retardé, et fonctionne au pas de temps mensuel (Figure 3.3). Il a été également validé sur des sous-bassins du haut Niger en Guinée et au Mali (Conway et Mahé, *sous-pressé*), pour lesquels il donne des résultats excellents (coefficients de Nash jusqu'à 95 %).

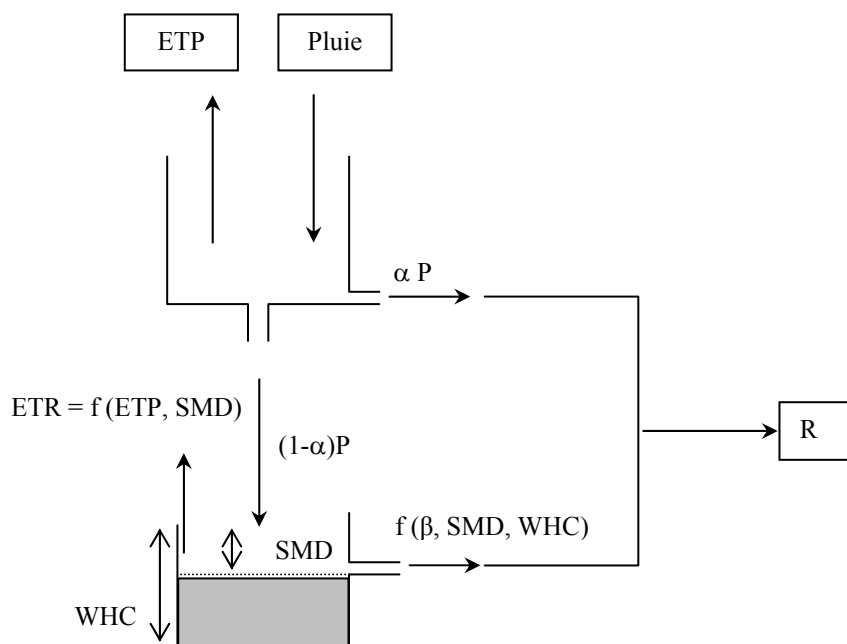


Figure 3.3 – Schéma conceptuel du modèle WBM.

Le modèle comporte un seul réservoir, dont la capacité est définie suivant la capacité de rétention en eau du sol (**WHC**). Sa vidange suivant une loi exponentielle inverse, il joue le rôle de nappe de versant et produit l'écoulement de base en saison sèche. Pour que l'écoulement **R** (runoff) se produise, il faut que la pluie excède l'**ETP** et satisfasse le déficit d'humidité du sol **SMD** (Soil Moisture Deficit). Une proportion α (premier paramètre du modèle) de la pluie se transforme en écoulement direct avant l'établissement du bilan d'eau. Durant les mois où la pluie excède l'**ETP** et où **SMD** est satisfaite, le surplus s'ajoute au stock d'eau du mois précédent (**SR_{i-1}**) pour constituer l'eau potentiellement disponible (**AR_i**) du mois considéré :

$$AR_i = (P_i - \alpha P_i) + SR_{i-1} - ETP_i + SMD_{i-1}$$

Une fraction β (second paramètre du modèle) de **AR_i** s'ajoute à l'écoulement direct pour donner l'écoulement total :

$$R_i = \alpha P_i + \beta \cdot AR_i$$

Le complément forme l'eau disponible pour le prochain mois et **SMD** est remis à zéro :

$$SR_i = (1 - \beta) AR_i$$

Lorsque la pluie est insuffisante pour satisfaire l'**ETP** et combler le **SMD**, l'humidité contribue à satisfaire en partie la demande évaporatoire et **SMD** s'accroît :

$$SMD_i = SMD_{i-1} + (P_i - \alpha P_i) - ETR_i$$

Plus le sol s'assèche, plus il est difficile de satisfaire la demande évaporatoire. C'est ainsi que l'**ETR** est exprimée par : $ETR_i = K \cdot ETP_i$, où **K** dépend de l'état d'humidité du sol :

- si $SMD_{i-1} > -25$ mm, alors $K = 1$
- si $-0.5 \text{ WHC} < SMD_{i-1} < -25$, alors $K = 0.5 + 0.5 (\text{WHC} + SMD_{i-1}) / (0.5 \text{ WHC} - 25)$
- si $SMD_{i-1} < -0.5 \text{ WHC}$, alors $K = 0.1$.

Le débit total est alors donné par la relation : $R_i = \alpha P_i + \beta \cdot SR_{i-1}$

2.3. Principe d'application des modèles

Afin de prendre en compte l'organisation spatiale des caractéristiques climatiques et physiographiques de chaque bassin versant, les modèles conceptuels retenus sont appliqués sur des grilles au maillage régulier. Ce choix repose en grande partie sur la disponibilité des données à la résolution du demi degré carré. Arnell et Reynards (1996) estiment qu'un maillage de dimension supérieure conduirait à perdre la qualité de représentation de la variabilité spatiale et une résolution plus fine nécessiterait une quantité importante de données, malheureusement pas toujours disponibles. Le principe d'application des modèles est le suivant.

On superpose aux grilles de données d'entrée les contours des bassins versants. La méthode consiste alors à estimer les lames d'eau mensuelles sur chaque maille du bassin versant, en fonction de la pluie, de l'évapotranspiration potentielle et de la capacité en eau du sol. Ces lames sont donc calculées pour chaque maille, indépendamment les unes des autres, et ce pour chaque pas de temps. L'écoulement total à l'exutoire de chaque bassin est obtenu par sommation des contributions élémentaires des différentes mailles qui le constituent. Lorsqu'une limite de bassin versant coupe une maille, ce calcul sera pondéré par la superficie du bassin versant au sein de cette maille.

3. Protocole d'identification et d'analyse des paramètres

L'optimisation des paramètres des systèmes non-linéaires, que sont les modèles pluie-débit, est une étape délicate et certains auteurs s'accordent à dire que la qualité des paramètres d'un modèle dépend notamment de la puissance et de la robustesse de l'algorithme utilisé (Duan *et al.*, 1992). L'optimisation ou phase de calage a pour but de trouver le ou les jeux de paramètres qui rapprochent le plus possible le comportement du modèle de celui du bassin modélisé, la similitude des comportements étant quantifiée par un critère ou fonction objectif. Dans notre cas, la procédure est automatisée de manière à pouvoir traiter un grand nombre de bassins versants en enchaînant deux méthodes d'optimisation locales, décrites ci-après.

3.1. Fonction objectif ou critère d'optimisation

La fonction critère ou critère numérique de calage est "l'objet" numérique de référence lors du calage automatique d'un modèle. Cette fonction doit tendre vers une valeur donnée (minimum, maximum, ou constante donnée) lorsque les valeurs calculées tendent vers les valeurs observées. La fonction critère que nous avons retenue est celle proposée par Nash et Sutcliffe (1970), que nous désignerons par l'appellation "Nash". Elle est définie par :

$$Nash = 100 \left[1 - \frac{\sum_i (Q_o^i - Q_c^i)^2}{\sum_i (Q_o^i - Q_m^i)^2} \right]$$

avec Q_o^i débit mensuel observé ; Q_c^i débit mensuel calculé ; Q_m^i débit moyen mensuel observé et i mois considéré.

Le modèle ajusté est meilleur quand la valeur du critère se rapproche de 100 %. Ce critère adimensionnel permet de juger de la qualité d'ajustement des modèles et facilite la comparaison entre les bassins, dont les écoulements sont d'ordre de grandeur différent. Nash et Sutcliffe (1970) indiquent qu'il n'y a eu aucun essai objectif sur la signification de leur critère puisque l'on ne connaît pas les degrés de liberté du modèle. Cependant, on peut dire qu'un critère de moins de 60 % ne donne pas une concordance satisfaisante entre les hydrogrammes observés et simulés par le modèle.

3.2. Coefficients d'appréciation du bilan volumique

Utiliser seulement le critère de Nash pour juger de l'adéquation des modèles n'est pas toujours suffisant. À cet indice de qualité des modèles, nous avons ajouté des coefficients d'appréciation du bilan volumique, élément essentiel lorsque l'on s'intéresse à la ressource en eau plus qu'aux valeurs extrêmes. Calculés à partir des lames mensuelles, ils permettent d'apprécier la proximité des hydrogrammes observés et calculés. Nous en avons utilisé six, définis ci-après (Figure 3.4):

$$— \text{ bilan1} = \sum_i (L_o^i - L_c^i)$$

$$\begin{aligned}
 \text{--- } bilan2 &= \sum_i |L_o^i - L_c^i| \\
 \text{--- } bilan3 &= \sum_i (L_o^i - L_c^i) \text{ si } L_o^i < L_m^i \\
 \text{--- } bilan4 &= \sum_i |L_o^i - L_c^i| \text{ si } L_o^i < L_m^i \\
 \text{--- } bilan5 &= \sum_i (L_o^i - L_c^i) \text{ si } L_o^i > L_m^i \\
 \text{--- } bilan6 &= \sum_i |L_o^i - L_c^i| \text{ si } L_o^i > L_m^i
 \end{aligned}$$

avec L_o^i et L_c^i lame mensuelle respectivement observée et calculée ; L_m^i lame mensuelle moyenne observée et i mois considéré. Ces bilans tendent vers 0 quand L_c^i tend vers L_o^i .

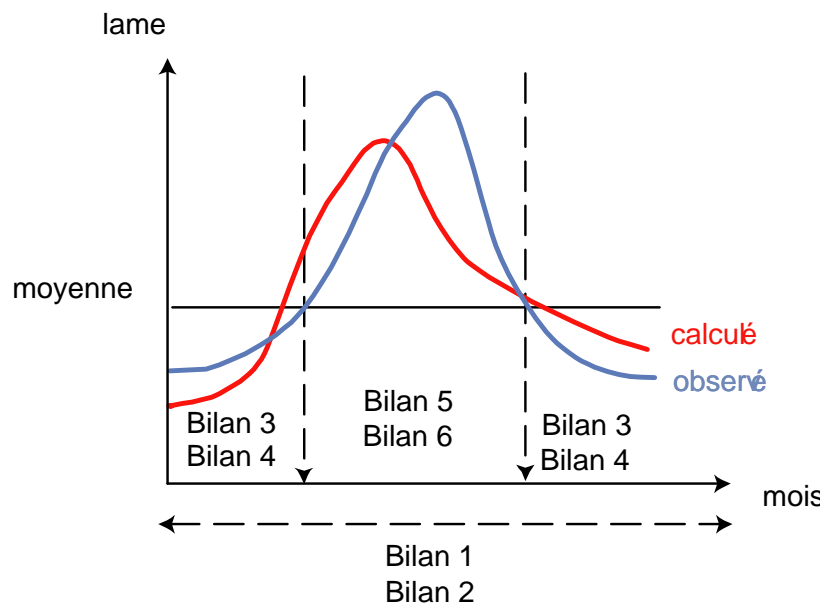


Figure 3.4 – Répartition des zones d'application des critères de bilan volumique.

Ces bilans pris indépendamment ne peuvent suffire car des compensations numériques peuvent intervenir qui donneront une faible valeur au bilan 1 sans que pour autant l'hydrogramme calculé soit de bonne qualité. Le bilan 2 ne peut suffire non plus dans la mesure où l'on peut accepter, malgré tout, des oscillations légères de part et d'autre de l'hydrogramme observé. Celles-ci conféreront une valeur élevée à bilan 2 alors que l'allure

générale de l'hydrogramme observé et le volume de la crue seraient bien restitués. Il en va de même pour les quatre autres bilans, sachant que les bilans 3 et 4 caractérisent la période de basses eaux et que les bilans 5 et 6 caractérisent la période de hautes eaux ou de crues. Tous ces critères sont donc complémentaires. Les bilans 1, 3 et 5 indiquent si les modèles reproduisent correctement les volumes écoulés : un bilan négatif correspond à une surestimation des volumes calculés ($L_o < L_c$) alors qu'un bilan positif correspond à une sous-estimation ($L_o > L_c$). Les bilans 2, 4 et 6 quantifient les variations absolues entre les lames calculées et observées.

3.3. Méthodes numériques d'optimisation

Les deux méthodes d'optimisation non-linéaire retenues sont les algorithmes développés par Rosenbrock (1960) et Nelder et Mead (1964). Couramment utilisées en hydrologie, nous ne présenterons pas le détail des opérations effectuées par chaque algorithme, qui a fait déjà l'objet de nombreuses publications (Rosenbrock, 1960 ; Nelder et Mead, 1964 ; Guilbot, 1971 ; Servat et Dezetter, 1988). Nous rappellerons simplement le principe de ces deux méthodes. Dites locales indirectes, elles adoptent une stratégie itérative dans laquelle partant d'un point de l'espace des paramètres, on se déplace dans une direction qui améliore continûment la valeur de la fonction critère jusqu'à ne plus pouvoir générer d'amélioration (Perrin, 2000). Le jeu de paramètre trouvé correspond, alors, à l'optimum de la fonction critère.

3.3.1. Principe de la méthode de Rosenbrock (1960)

Cette méthode a la particularité de permettre le calcul de l'optimum d'une fonction qui n'est ni dérivable, ni continue (Guilbot, 1971; Servat, 1986). Partant d'un point donné, cette méthode procède par recherches unidimensionnelles successives le long d'un jeu de n directions orthonormées dans l'espace des paramètres à optimiser. La recherche débute en introduisant une modification d'un pas de Δx_1 dans la 1^{ère} direction, correspondant à l'axe du premier paramètre. Si la valeur de la fonction critère à ce nouveau point est inférieure ou égale à la valeur du point précédent (succès) le pas Δx_1 est alors multiplié par un facteur α positif, et on remplace le premier point par ce nouveau point. Si la valeur est supérieure à celle du point précédent (échec) le premier point n'est pas remplacé et le pas de recherche Δx_1 est multiplié

par un facteur β négatif. Rosenbrock recommande l'utilisation de $\alpha=3$ et $\beta=0,5$. Cela signifie que lorsqu'on se déplace dans une bonne direction sur un axe, le pas de recherche est multiplié par 3 dans la même direction ($\alpha>0$) et lorsqu'on se déplace dans une mauvaise direction, le pas de recherche est divisé par 2 ($\beta<0$) dans la direction opposée. Ce processus se poursuit jusqu'à enregistrer un succès suivi d'un échec. On change alors de systèmes d'axes. Le point d'arrivée, celui où la valeur du critère est la plus faible depuis le début du processus, sert à définir le premier axe du nouveau système d'axes. On répète le processus jusqu'à ce qu'on enregistre à nouveau un succès suivi d'un échec sur chaque axe. L'arrêt de la méthode s'effectue à partir d'un nombre donné d'étapes de recherches (ou itérations) ou lorsque les variations de la fonction critère restent inférieures à une valeur donnée. C'est une version modifiée que nous avons utilisée, afin d'être mieux adaptée à la modélisation pluie-débit (Servat et Dezetter, 1988). Cette version limite le nombre d'échecs successifs à 5 fois le nombre de paramètres : on se replace alors au début de l'algorithme. Une succession d'échecs entraîne en effet une forte réduction du pas de recherche et gêne ainsi les possibilités de progression de la méthode (Dezetter, 1991).

3.3.2. Principe de la méthode de Nelder et Mead (1964)

La méthode proposée est basée sur un algorithme antérieur, la méthode du Simplex de Spendley *et al.* (1962). Un Simplex est un polyèdre régulier à $n+1$ sommets dans un espace à n dimensions (E^n). Dans le cas de la recherche du minimum d'une fonction critère $f(x)$, on peut sélectionner des valeurs de x en des points de l'espace E^n situés aux sommets du Simplex. La fonction critère peut être évaluée en chacun des sommets du Simplex. On peut alors faire une projection du point présentant la valeur la plus élevée passant par le barycentre des autres sommets. Ce point est alors supprimé et un nouveau Simplex obtenu par "réflexion" peut être constitué à partir des points restants et du nouveau point projeté. L'utilisation de cette procédure, à savoir l'élimination systématique du sommet présentant la valeur la plus élevée de la fonction critère et de quelques règles permettant de réduire la taille du Simplex, permet une recherche directe à pas fixe mais à direction variable. Certaines difficultés pratiques ont conduit à concevoir différentes améliorations. Dans le cas de Nelder et Mead, le Simplex peut avoir une forme modifiée. Si le principe général de la méthode est identique, l'idée nouvelle est l'adaptation du Simplex au problème local par accroissement ou contraction selon que l'on se rapproche ou non du minimum. Les modifications que l'on peut

ainsi apporter à la taille et à la forme du polyèdre (extension, réduction, contraction) lui permettent de s'adapter à des surfaces complexes aux formes variées.

4. Phase de calage

La méthodologie de calage employée comprend deux optimisations successives : procédure de Rosenbrock (nommée Rosen par la suite) suivie de la procédure de Nelder et Mead (nommée Simplex par la suite). Cette succession des deux méthodes permet une progression rapide : Rosen s'approche rapidement de l'optimum puis Simplex utilise comme point de départ le point d'arrivée de la méthode précédente et affine les résultats. En pratique, l'arrêt de l'optimisation se fait, soit lorsque le nombre maximum d'itérations est atteint (Rosen), soit lorsque les variations de la fonction critère deviennent insignifiantes (Simplex). Pour l'utilisation de Rosen, un nombre de 50 itérations par paramètres à optimiser est recommandé.

4.1. Analyse de l'influence du point de départ

Les méthodes locales d'optimisation nécessitent le choix d'un jeu initial de paramètres comme point de départ du calage. Quelques études ont été menées sur l'influence du point de départ pour des méthodes locales (Ibitt et O'Donnell, 1971b ; Gupta et Sorooshian, 1985 ; Hendrickson *et al.*, 1988). Toutes ont été réalisées sur des données synthétiques. Il apparaît que plus le jeu de paramètres initial est éloigné du jeu de paramètres optimum, moins la méthode réussit à converger vers cet optimum. Inspiré des procédures multidépart, Perrin (2000) évalue l'influence de l'introduction d'un second point de départ sur les performances en calage de la méthode d'optimisation "pas à pas". Il montre ainsi que l'utilisation de deux points de départ au lieu d'un seul dans le processus d'optimisation double la durée de la procédure et ne permet qu'une très faible amélioration des performances moyennes en calage. Le nombre de cas où la valeur de la fonction critère reste inchangée, est généralement élevé. Cette constance de la fonction critère sous-entend l'existence de plusieurs jeux de paramètres acceptables qui donnent des solutions équivalentes ou du moins de qualité semblable. Le nombre de calages où l'on constate une amélioration sensible de la fonction objectif reste toujours minoritaire.

L'influence du point de départ dans l'optimisation a été testée pour les modèles GR2M et WBM. Nous utilisons quatre bassins versants tests choisis au regard de leurs caractéristiques climatiques (pluie, ETP), géographiques (positionnement sur la zone d'étude, taille du bassin), pédologiques (capacité en eau) (Tableau 3.1). Il s'agit du Sénégal à Bakel, de la Gambie à Gouloumbo, du Sassandra à Semien et du Chari à Sahr. On espère ainsi être le plus représentatif possible de notre zone d'étude.

Tableau 3.1 – Caractéristiques des 4 bassins versants tests. Pmoy, ETPmoy et WHCmoy sont exprimées en millimètres et calculées sur la période d'observation.

Bassin	Station	Surf. Km ² (nb mailles)	Période d'observation	P moy	ETP moy	WHC moy
Sénégal	Bakel	220 818 (103)	1952-1995	820	2161	103
Gambie	Gouloumbo	42 642 (30)	1972-1995	1020	2020	149
Sassandra	Semien	29 900 (19)	1956-1995	1514	1472	179
Chari	Sahr	191 992 (91)	1952-1995	1007	1896	293

Alors qu'une méthode multidépart sélectionne au hasard les points de départ, nous avons choisi de prendre des points couvrant la gamme de variation des paramètres avec un pas de 0,1. Pour chacun des modèles pluie-débit testés, deux paramètres compris entre 0 et 1 doivent être calés. On a donc 121 jeux de paramètres comme points de départ (Figure 3.5), représentant, au total, 968 calages.

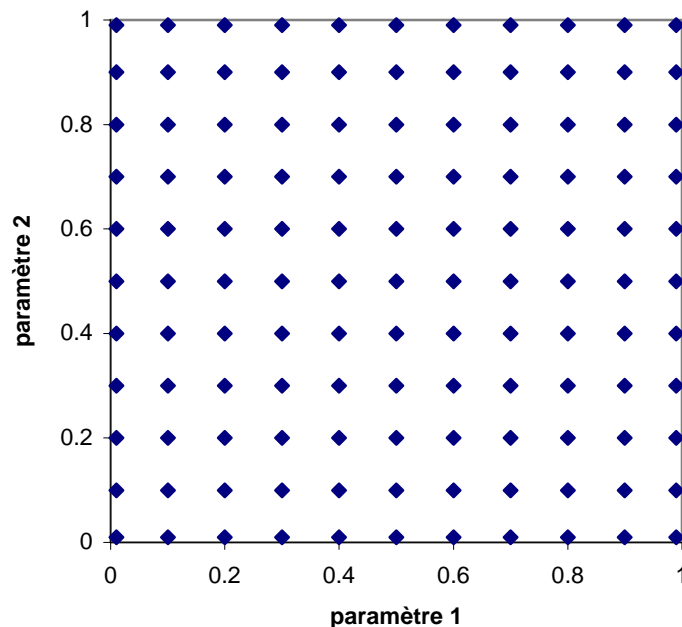


Figure 3.5 – Grille des points de départ utilisés dans l'espace des paramètres. Le paramètre 1 est $X1$ pour GR2M et α pour WBM ; le paramètre 2 est $X2$ pour GR2M ou β pour WBM.

La méthode d'évaluation employée est la suivante :

- on effectue une première série de calage par la méthode Rosen ;
- les paramètres ainsi obtenus sont utilisés comme point de départ pour la seconde série de calage par la méthode Simplex ;
- on analyse la valeur des paramètres calés par les deux méthodes ainsi que les performances de la fonction critère.

4.1.1. Analyse des paramètres calés

Dans un premier temps, nous représentons le nuage des paramètres calés dans l'espace-plan des paramètres. L'échantillon de bassins retenus présente des conditions hydrologiques très différentes, générant par conséquent un nuage de points dispersés. Nous avons choisi d'illustrer nos propos avec les résultats obtenus pour le bassin versant du Sénégal à Bakel.

Ces représentations montrent que les procédures d'optimisation utilisées ont une grande capacité à converger vers le même optimum et ce, quel que soit le point de départ. Pour le modèle GR2M (Figure 3.6) l'optimisation par la méthode de Rosen aboutit à une douzaine de jeux de paramètres significativement différents. Dans 2,5 % des cas (soit 3 sur 121) le paramètre X_1 est très proche de 1. Avec Simplex, il n'y a plus qu'un seul jeu de paramètres optimum et un jeu de paramètres "hors limite". C'est-à-dire qu'ils sont en dehors de leur gamme de variation (ici, paramètre $X_1 > 1$). Ceci correspond à un échec de la méthode d'optimisation. La valeur du critère est arbitrairement fixée à une valeur très forte, modifiant la surface de la fonction critère en créant des "murs" numériques infranchissables. Ce cas correspond à des points de départ proches de la limite de variation des paramètres. Nous avons identifié trois points de départ de la forme $[X_1 ; X_2]$ aboutissant à ce résultats : $[0,8 ; 0,01]$, $[0,9 ; 0,01]$ et $[0,99 ; 0,01]$.

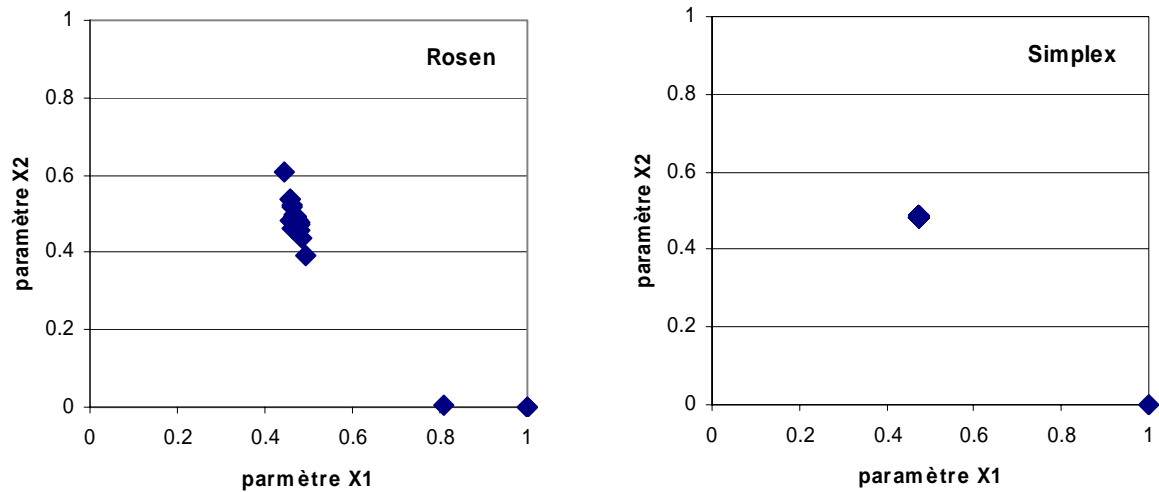


Figure 3.6 – Paramètres $X1$ et $X2$ optimisés par le modèle GR2M pour le bassin versant du Sénégal à Bakel sur la période 1952-1970.

Pour le modèle WBM (Figure 3.7), la dispersion du nuage de points après Rosen tend à indiquer une certaine dépendance des paramètres optimisés vis-à-vis du point de départ de la méthode. Après Simplex, on obtient un seul jeu de paramètres optimum, ce qui prouve que là aussi, la méthodologie employée réussit à converger vers le même optimum et ce quel que soit le point de départ. À la différence du modèle GR2M, on n'observe pas de paramètres "hors limite".

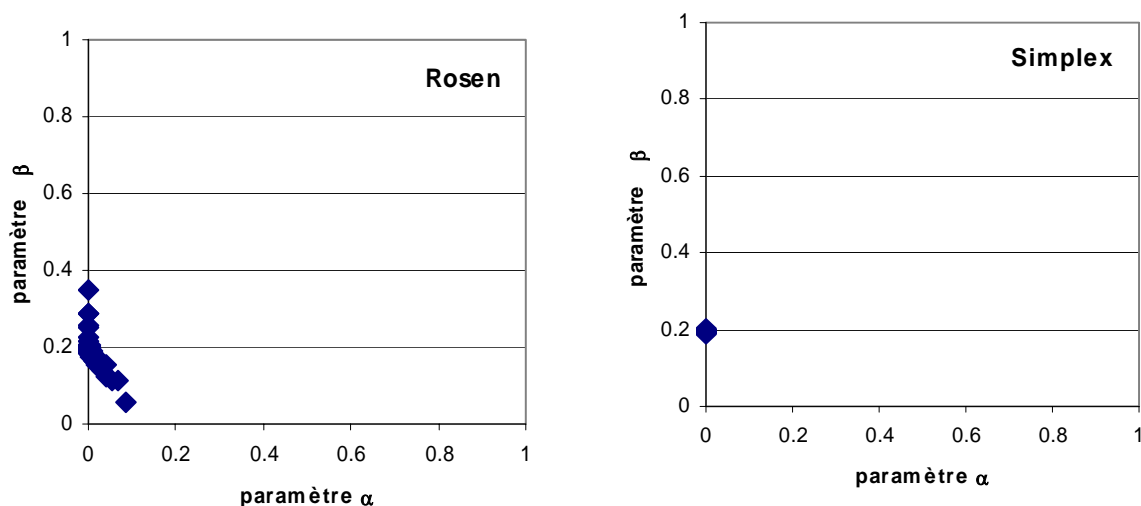


Figure 3.7 – Paramètres α et β optimisés par le modèle WBM pour le bassin versant du Sénégal à Bakel sur la période 1952-1970.

Pour expliquer plus en détail les fluctuations constatées sur les jeux de paramètres en passant d'une optimisation à l'autre, le tableau 3.2 fournit, pour chaque modèle, les variations moyennes absolues des paramètres. Nous avons également indiqué, entre parenthèses, le taux de variation correspondant, par rapport à la valeur moyenne de chaque paramètre obtenue par l'optimisation Rosen.

Tableau 3.2 – Variation moyenne absolue des paramètres

	Paramètre	Rosen \Rightarrow Simplex
GR2M	X_1	0,03 (7 %)
	X_2	0,26 (61 %)
WBM	α	0,13 (2281 %)
	β	0,18 (139 %)

L'importante variabilité constatée pour les paramètres du modèle WBM s'explique en partie par les très faibles valeurs du paramètre α et par la distribution des paramètres calés dans l'espace des paramètres. Cette forte variabilité peut être synonyme d'interdépendance et donc de compensation entre les paramètres (Perrin, 2000). Les paramètres calés du modèle GR2M affichent au contraire une plus forte stabilité avec des taux de variations plus faibles.

Ces résultats tendent à montrer une certaine influence du point de départ sur les paramètres optimisés avec la procédure d'optimisation Rosen. La paramétrisation du modèle par l'ajout de la procédure Simplex joue un rôle essentiel dans la détermination du jeu de paramètres optimum pour des points de départ différents. Ces remarques sur les paramètres doivent être complétées par une analyse des performances en calage.

4.1.2. Analyse des performances : comportement de la fonction critère

Nous considérons les valeurs du critère de Nash obtenues après l'enchaînement Rosen-Simplex, et ce, pour chaque modèle. L'analyse des paramètres calés montre qu'il existe de nombreux cas où des jeux différents de paramètres initiaux conduisent à des optima similaires en terme de performance de la fonction objectif (Figure 3.8). Ces représentations correspondent au Sénégal à Bakel, mais les mêmes conclusions s'appliquent aux trois autres bassins.

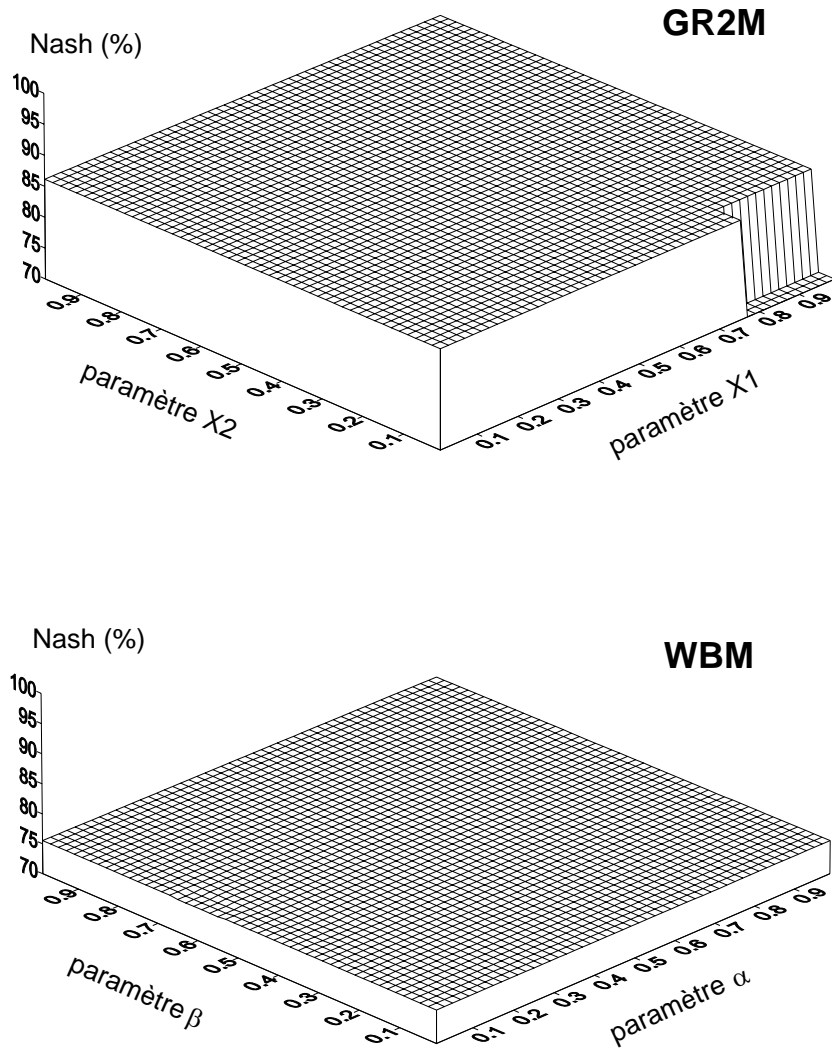


Figure 3.8 – Surface de la fonction objectif pour le Sénégal à Bakel (1952-1970).

On observe une stabilité prononcée pour les modèles GR2M et WBM. Cette stabilité est à rapprocher de la stabilité des paramètres précédemment constatée. Ceci renforce d'autant plus l'idée qu'il existe sur la surface de réponse des solutions équivalentes. La figure 3.9 présente l'évolution des distributions cumulées des critères de calage obtenus pour les deux optimisations Rosen puis Simplex depuis la grille de points de départ.

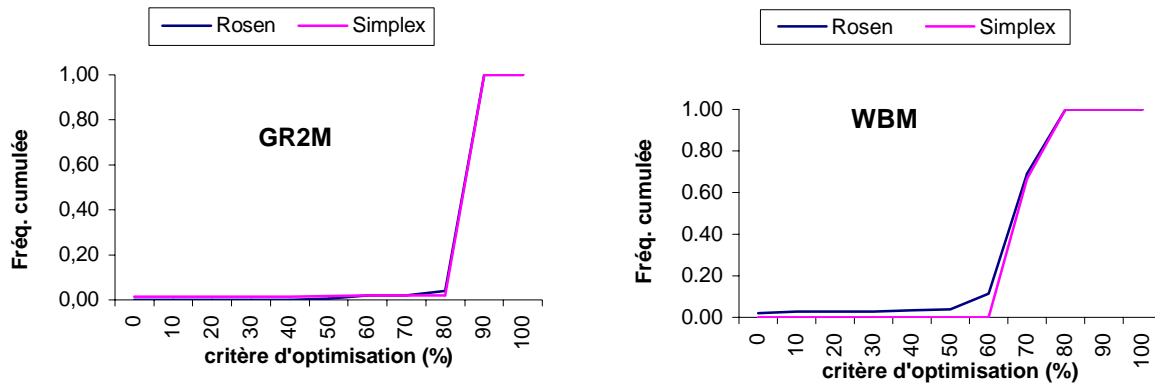


Figure 3.9 – Distributions des critères d'optimisation pour les modèles GR2M et WBM, cas du Sénégal à Bakel sur la période 1952-1970.

Ces distributions varient très peu d'une optimisation à l'autre et sont pratiquement confondues dans le cas de GR2M. Le tableau 3.3 complète ces commentaires, il indique les performances globales du critère d'optimisation sur l'échantillon.

Tableau 3.3 – Performances globales du critère d'optimisation sur l'échantillon ;
F(0) est le pourcentage de critères négatifs

		Rosen	Simplex
GR2M	Maximum	86.2	86.2
	Moyenne	76.8	75.2
	Minimum	32.1	-166.3
	F(0)	0	1.03
WBM	Maximum	75.5	75.5
	Moyenne	50.3	66.6
	Minimum	-187.2	27.9
	F(0)	6.80	0

Pour le modèle GR2M, on observe une diminution des performances moyennes du critère entre Rosen et Simplex, du fait de jeux de paramètres "hors limite" associés à des valeurs de critère fortement négatives. Si l'on exclut ces mauvais jeux de paramètres, on observe alors un très faible gain en terme de performance moyenne (+ 0,15 points). Pour le modèle WBM, malgré des critères fortement négatifs à l'issue de l'optimisation selon la procédure Rosen, on observe un gain de performance moyenne de 16,3 points. Si l'on fait abstraction des jeux de paramètres pour lesquels la fonction objectif est négative, on a alors un gain de performance de 1,8 points seulement.

Considérons maintenant les performances des 484 calages par modèles. On évalue alors le nombre de calages où l'utilisation de la procédure Simplex à la suite de celle de Rosen permet d'augmenter les valeurs de la fonction objectif (Tableau 3.4). Dans ce tableau, deux valeurs de la fonction objectif sont considérées identiques si elles diffèrent de moins de 0,1 points, seuil en deçà duquel les différences sont considérées comme non significatives.

Tableau 3.4 – Nombre de calages pour lesquels on observe variation ou non de la fonction objectif par l'utilisation de la procédure Simplex après celle de Rosen

	GR2M	WBM
	Rosen \Rightarrow Simplex	Rosen \Rightarrow Simplex
diminution	16	2
équivalence	434	154
augmentation	34	328

Pour un très faible nombre de cas (3,3 % pour GR2M et 0,4 % pour WBM) il y a une diminution de la fonction objectif. Pour la majorité des calages, la valeur de la fonction objectif reste inchangée ou présente une amélioration. Les résultats obtenus consécutivement au réajustement des points de départ (passage de Rosen à Simplex) sont généralement plus stables avec une proportion accrue de fonction objectif inchangée ou améliorée, stabilité à rapprocher de celles des paramètres constatées précédemment.

Il ressort de ce qui précède, les points importants suivants :

- le choix du point de départ modifie de façon négligeable les résultats moyens de l'échantillon, indiquant une certaine stabilité des performances à mettre en lien avec celle relative aux paramètres calés ;
- il existe des situations d'équivalence d'optima sur la surface de la fonction critère.

Tout ceci semble indiquer que la procédure de calage employée (enchaînement Rosen-Simplex) permet de localiser des optima de qualité équivalente, et ce, quel que soit le point de départ. Pour ne pas être confronté à des jeux de paramètres "hors limite", le point de départ retenu est [0,2 ; 0,2].

4.2. Identification des options optimales de modélisation

En vue de simuler les écoulements pour les décennies à venir, nous avons cherché à optimiser la procédure de calage dans le but de trouver le ou les couples de paramètres optimaux pour

chaque bassin versant. Ceci passe par la détermination d'options de calage, à savoir le choix des données d'entrée, parmi toutes celles disponibles, aboutissant au meilleur critère et par la sélection des périodes de calage et de validation.

4.2.1. Meilleure combinaison de données d'entrée

Précédemment, nous avons décrit les données disponibles pour cette étude. Notre but final étant de modéliser les écoulements pour des scénarii futurs (jusqu'en 2099), nous n'avons pas cherché à comparer les différentes grilles de données entre elles. La représentativité spatio-temporelle des résultats obtenus sera donc fonction des données utilisées et de la méthode de constitution des grilles employées. Il existe des études complémentaires sur le sujet, en particulier sur la pluviométrie et ses impacts sur l'estimation des débits modélisés. Ainsi, Ouedraogo (2001) montre que les différences observées entre les grilles de pluies de source CRU et celles complétées par des données IRD sont principalement dues au mode de sélection des stations, basé sur des critères autres comme la quantité d'information et la couverture spatiale de la zone d'étude. Globalement, ces différences sont significatives au voisinage des limites de la zone d'étude, les effets de bords pouvant biaiser les valeurs obtenues lors de l'interpolation. Sur le Burkina Faso, Girard *et al.* (2002a) établissent une relation entre les écarts observés entre les différentes grilles de source CRU ou IRD et la valeur absolue de la pluviométrie : plus la pluviométrie annuelle est élevée, moins les écarts sont importants. Le biais lié à la densité des réseaux de mesure serait de l'ordre de 4 % à 8 %, celui dû à la méthode d'interpolation (krigeage ou fonction Spline) de l'ordre de 3 % à 4 %. Ces biais influent sur les résultats de la modélisation puisqu'une différence de 10 % sur la pluviométrie pour une maille de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ induit des variations du critère de Nash de l'ordre de 20 % et des variations de débits calculés de l'ordre de 30 % en période de crue et 60 % le reste de l'année. A priori, la grille qui intègre le plus grand nombre de postes pluviométriques devrait être meilleure, puisque cela diminue l'erreur commise sur l'estimation de la pluie mensuelle (Lebel *et al.*, 1998).

Afin de déterminer la meilleure combinaison de données d'entrée conduisant aux Nash les plus élevés, 2016 calages correspondant aux combinaisons « 2 modèles \times 3 ETP \times 2 pluies \times 4 WHC » ont été effectués pour les 42 bassins versants sur l'ensemble de la période disponible. Pour chaque bassin et pour chaque terme de la combinaison « pluie \times ETP \times WHC », on établit un classement des performances du critère de Nash auquel on attribue un

rang (rang 1 pour le meilleur, rang 24 pour le plus mauvais). On somme ainsi les différents rangs obtenus et l'on obtient ainsi un "score" pour chaque terme de la combinaison, pour l'ensemble des calages effectués. Le score le plus faible est obtenu pour les données donnant le critère le plus élevé (Tableau 3.5). Avec cette démarche, on obtient un classement des différents termes qui permet de dégager une combinaison "optimale".

Tableau 3.5 – Résultats en terme de score pour l'ensemble des données sur les 42 bassins pour les sous populations de pluie, d'ETP et de WHC

Type	Données	Score
PLUIE	CRU	46.6
	IRD (Thiessen)	53.4
ETP	FAO	33.8
	PEN	32.8
	TO	33.4
WHC	CRU	30.1
	FAOmax	20.1
	FAOmoy	23.0
	FAOSaxton	26.8

En ce qui concerne la donnée pluie, le score le plus faible est obtenu pour la grille CRU. Les trois formulations d'ETP donnent des résultats très proches, mais l'ETP Penman standard semble être la plus performante. Pour la capacité en eau du sol, la grille du CRU montre le score le plus élevé, au contraire de la grille FAOmax. Il est également possible de déterminer la combinaison qui permet d'obtenir le meilleur calage. Pour cela, il suffit de calculer le pourcentage de cas, où chaque type de données conduit aux valeurs du critère les plus élevées (Figure 3.10).

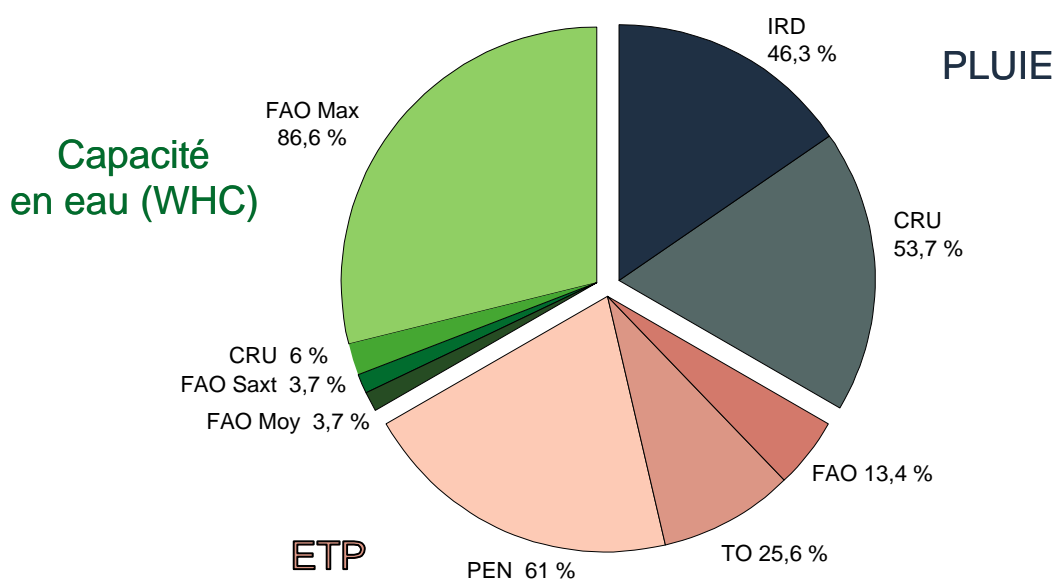


Figure 3.10 – Résultats en terme de meilleurs calages pour l'ensemble des données sur les 42 bassins pour les sous populations de pluie, d'ETP et de WHC.

La grille de pluie CRU conduit à de meilleurs résultats dans 53,7 % des cas. Ceci peut paraître surprenant puisque l'amélioration de la spatialisation des pluies en intégrant des postes supplémentaires (grille IRD-THIESSSEN) devait aboutir à une meilleure reconstitution des écoulements générés. Cette différence est probablement liée au choix de la méthode de construction des grilles (interpolation par fonction Spline pour le CRU et méthode des polygones de Thiessen pour l'IRD) liée à une répartition spatiale des stations utilisées différente. On observe des différences de valeur de pluie entre les deux grilles pouvant atteindre jusqu'à 8 %. La grille d'ETP PEN conduit à des valeurs de critères plus élevées que les deux autres formulations et représente 61 % des cas de meilleur calage. Concernant la grille de capacité en eau des sols, les WHC issues des données FAO fournissent les meilleurs résultats. 86,6 % des meilleurs calages utilisent la grille FAOmax comme entrée. Soulignons le fait paradoxal que la grille WHC CRU qui comprend l'information la plus complète (intégrant la profondeur racinaire de la végétation) n'est pas la plus performante.

La combinaison « pluie CRU × ETP PEN × WHC FAOmax » semble donc la plus performante puisqu'elle conduit aux valeurs du critère les plus élevées pour la majorité des cas, et ce quel que soit le modèle considéré. Cette combinaison est donc retenue comme optimale et utilisée dans les prochains tests de modélisation.

4.2.2. Meilleure "période" de calage/validation

Dans ce paragraphe, nous complétons l'évaluation des options optimales de modélisation par le choix de la période de calage/validation à retenir. En effet, les séries hydrologiques employées peuvent avoir une influence sur la détermination des paramètres. Plusieurs auteurs se sont intéressés à cette problématique : Gupta et Sorooshian (1985, 1995), Yapo *et al.* (1996) et Perrin (2000). Ce dernier montre que, sur un échantillon de 429 bassins et 35 modèles, 5 années en moyenne sur des sous périodes de 8 ans semblent suffisantes en calage pour ne pas affecter la qualité de simulation des modèles plus ou moins complexes. Ce qui correspond à une division de la période en $2/3$ pour le calage et $1/3$ pour la validation.

Sur notre échantillon de 42 bassins versants, les longueurs des séries de débits sont très variables avec des mesures s'étalant entre 1907 et 2000, mais dont la grande majorité commence dans les années 50. Comme les données de pluies et d'ETP à notre disposition s'étalent de 1950 à 1995, les séries hydrologiques retenues varient entre 23 et 44 ans (Figure 3.11) avec un nombre moyen d'années disponibles de 36 ans.

Si les périodes les plus longues incluent généralement une bonne variabilité d'événements hydrologiques et sont représentatives de la gamme de conditions pouvant se produire sur les bassins, les périodes les plus courtes, en revanche, peuvent être dépendantes de conditions plus extrêmes affectant la période considérée. Dans ces conditions, il nous est impossible de ne pas tenir compte du changement des régimes pluviométriques et hydrologiques survenu entre 1969 et 1971. Les conditions très particulières qui en découlent ont un impact non négligeable lors de la procédure de calage. Si les périodes longues permettent l'obtention de paramètres soi-disant plus robustes, le fait de tester les modèles sur des conditions contrastées peut mieux mettre en valeur les qualités de robustesse des dits modèles (Perrin, 2000).

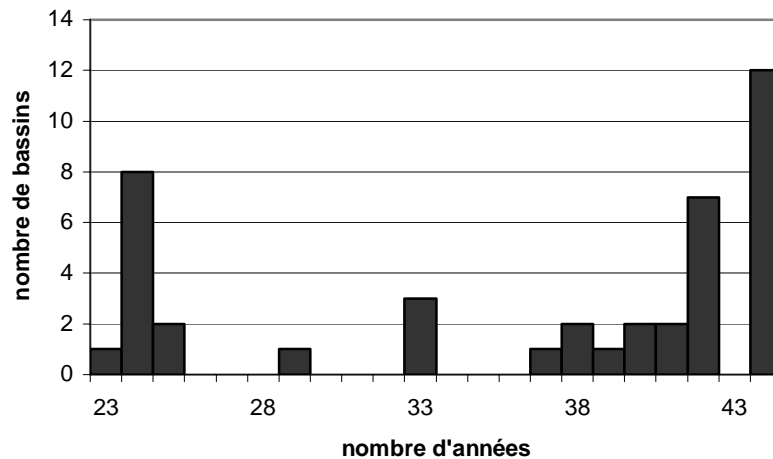


Figure 3.11 – Répartition du nombre de bassin selon la longueur de données disponibles.

L'évaluation des modèles GR2M et WBM s'appuie sur le principe du *differential split-sample test* (Klemeš, 1986). Ce test consiste à séparer la période disponible en deux sous périodes indépendantes et présentant un caractère non-stationnaire (caractéristiques climatiques différentes d'une période à l'autre), de caler le modèle sur la première période et de valider sur la seconde, puis inversement. Nous avons procédé au découpage des séries en deux sous périodes de part et d'autre de 1970-1971. Quatre possibilités de calage/validation s'offrent à nous (Figure 3.12). Les deux premières répondent aux conditions du *differential split-sample test* : le découpage 1 correspond au calage sur la période humide (avant 1971) et à la validation sur la période sèche (à partir de 1971) ; le découpage 2 correspond au calage sur la période sèche et à la validation sur la période humide. Les deux dernières se conforment au *split-sample test* de Klemeš (1986), aux recommandations de Gupta et Sorooshian (1985, 1995) et aux résultats de Perrin (2000) : calage sur les deux tiers de l'échantillon de données disponibles et validation sur le dernier tiers et ce, sur la période sèche (découpage 3) et sur la période humide (découpage 4). Les quatre situations ont été testées pour les 42 bassins versants avec la combinaison de données identifiée précédemment, ce qui représente 168 calages/validations par modèle.

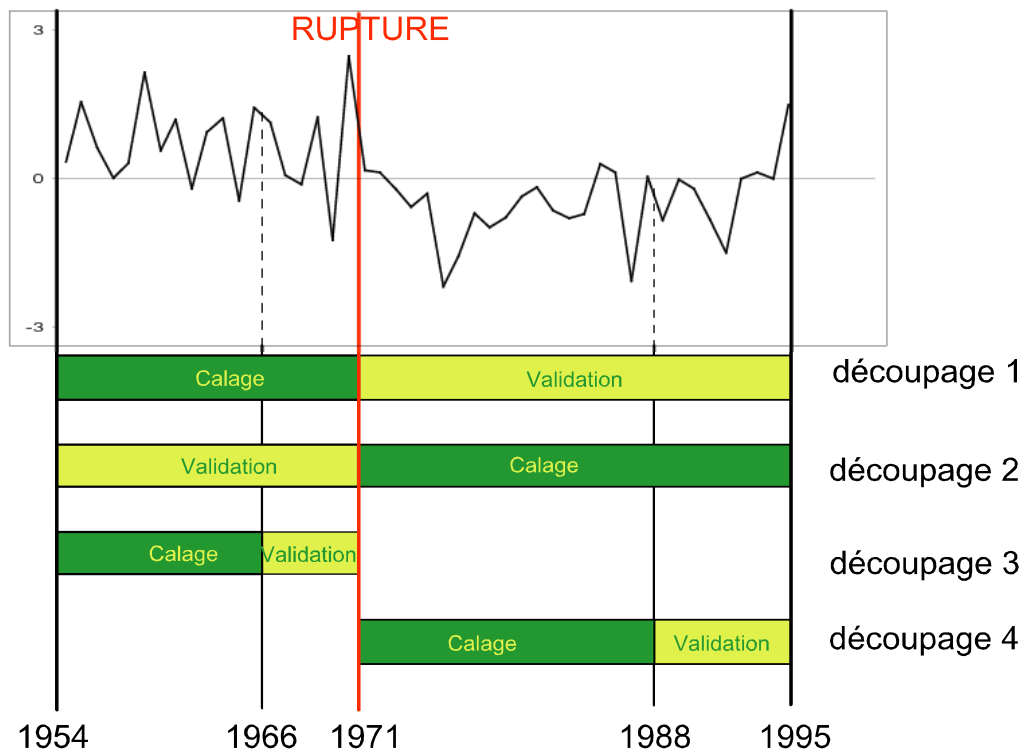


Figure 3.12 – Exemple de découpages des périodes de calage/validation pour le Sassandra à Semien, sur la période 1954-1995.

Le choix d'une bonne initialisation est déterminant dans la démarche des simulations de débits puisqu'elle permet de définir les états initiaux des systèmes. L'avantage des modèles à réservoirs réside dans le fait que les états du système sont généralement bornés et tendent à rejoindre une position nulle en absence d'entrée d'eau dans le système. Les erreurs sur les états initiaux tendent à s'atténuer avec le temps. Nous avons donc utilisé, en début de chaque sous-période, deux années complètes de mise en route, ce qui permet d'atténuer ou d'effacer totalement les effets de cette première initialisation "grossière". Les résultats sur ces deux années ne sont pas pris en compte pour le calcul de la fonction objectif (Nash) et les critères d'appréciations volumiques (bilans 1 à 6).

Le tableau 3.6 regroupe les performances de la fonction objectif pour les quatre découpages, en calage et en validation. Nous comparons les résultats obtenus en calage sur la période sèche (découpage 1 vs découpage 3) et en calage sur la période humide (découpage 2 vs découpage 4).

Tableau 3.6 – Performances de la fonction objectif en terme de calage et de validation pour les quatre découpages ; N(0) le nombre de critères négatifs

		Calage		Validation	
		GR2M	WBM	GR2M	WBM
découpage 1	Moy	81.1	54.4	45.2	13.5
	Max	94.2	76.6	88.6	61.3
	Min	29.9	22.7	-247.4	-58.0
	N(0)	0	0	1	8
découpage 2	Moy	77.0	52.4	69.8	37.0
	Max	92.4	72.2	91.4	67.2
	Min	50.0	21.5	30.7	1.3
	N(0)	0	0	0	0
découpage 3	Moy	81.5	54.2	80.2	54.1
	Max	94.5	76.8	93.3	76.0
	Min	36.4	22.3	12.0	20.1
	N(0)	0	0	0	0
découpage 4	Moy	81.7	55.8	66.8	48.5
	Max	93.8	78.1	88.7	70.1
	Min	62.0	20.8	11.2	21.0
	N(0)	0	0	0	0

En terme de calage, les performances moyennes obtenues avec les découpages 3 et 4 sont meilleures que celles obtenues avec les découpages 1 et 2. Le Nash moyen varie de 77 % à 81,7 % pour le modèle GR2M et de 52 % à 55,8 % pour le modèle WBM. On note une augmentation du critère inférieure à 5 points, et ce, quel que soit le modèle considéré. Les différences interviennent surtout au niveau de la validation. Avec le découpage 1, on observe des critères de Nash fortement négatifs pour un seul bassin versant avec GR2M et pour 8 bassins versants avec WBM. Ces critères affectent la valeur du Nash moyen, qui présente dès lors, de faibles valeurs. De ce fait, le découpage 3 apparaît bien meilleur puisque le Nash moyen en validation augmente de 35 points pour GR2M et de 40,6 points pour WBM, et un maximum augmenté de près de 5 points avec GR2M et de 15 points avec WBM. Il apparaît aussi comme le plus stable puisque les écarts entre calage et validation sont très faibles. Mais la période étudiée présente des caractéristiques climatiques constantes. Entre les découpages 2 et 4, les performances moyennes du Nash diminuent de 3 points pour GR2M et augmentent de 11,5 points pour WBM. La Figure 3.13 illustre ces variations du Nash moyen entre les différents découpages et ce, pour chaque modèle.

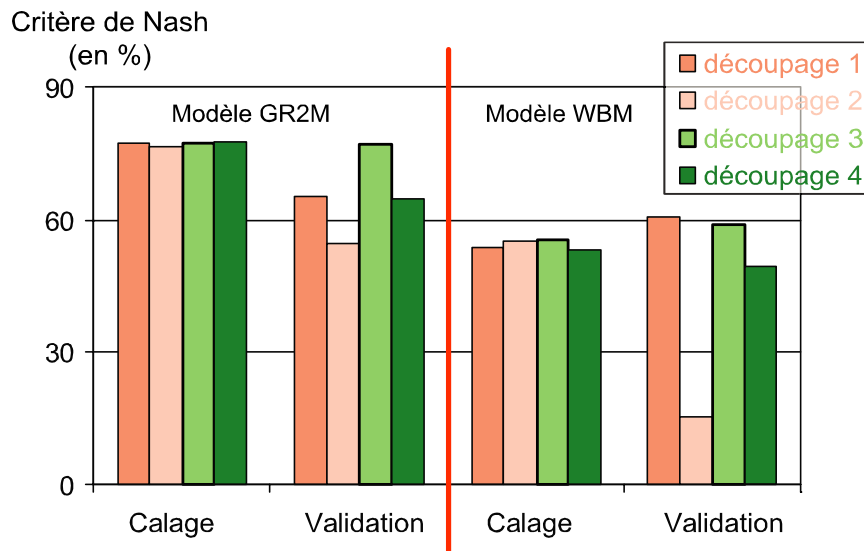


Figure 3.13 – Comparaison des critères de Nash moyen obtenus en calage et en validation avec les quatre découpages, pour chacun des deux modèles étudié.

En plus des variations moyennes du critère de Nash, il est possible de regarder les variations par rapport aux bassins versants (Tableau 3.7). Ainsi, les pourcentages de bassins où l'on observe une augmentation de la fonction objectif (N1), celui où la fonction objectif a diminué (N2) et celui où la fonction objectif est restée identique (N3) sont calculés. Dans ce tableau, deux valeurs de la fonction objectif sont considérées identiques si elles diffèrent de moins de 0,1 points.

Tableau 3.7 – Pourcentage de bassins pour une augmentation (N1), une diminution (N2) ou une équivalence (N3) de la fonction objectif.

		Calage		Validation	
		GR2M	WBM	GR2M	WBM
1 =>3	N1	47.1	50.0	97.1	100
	N2	44.1	44.1	2.9	0
	N3	8.8	5.9	0	0
2 =>4	N1	85.3	55.9	47.1	61.8
	N2	14.7	44.1	52.9	38.2
	N3	0	0	0	2.9

En calage, l'utilisation des découpages 3 et 4 améliore le critère de Nash pour une majorité de bassins versants, et en particulier avec le découpage 4 : 85,3 % des bassins versants pour le modèle GR2M et 55,9 % des bassins versants pour le modèle WBM sont concernés. En validation, le découpage 3 améliore les résultats pour presque tous les bassins versants, à l'exception de l'Ouham à Batafango avec le modèle GR2M. En revanche, si l'utilisation du

découpage 4 dégrade le critère de Nash pour 52,9 % des bassins versants avec le modèle GR2M, il permet d'accroître le Nash pour 61,8 % des bassins versants avec le modèle WBM.

Ces résultats montrent que le découpage des périodes de calage-validation dans les proportions 2/3-1/3 sur chacune des deux sous périodes (avant 1971 et à partir de 1971) améliore significativement les performances de la fonction objectif. Procéder au calage des séries sur des périodes réduites mais caractérisées par des conditions climatiques particulières semble augmenter les performances du critère de Nash pour la majorité des bassins versants étudiés. Comme les données hydrométriques du bassin versant de la Gambie (7 stations concernées) ne sont disponibles qu'à partir de 1970, la procédure de calage-validation sur la période 1971-1995 permet de travailler avec l'ensemble des bassins versants. Avec la perspective d'utiliser les modèles dans la continuité chronologique des observations pour simuler les écoulements, cette procédure semble donc la mieux adaptée.

4.3. Analyse de la sensibilité des modèles aux paramètres

L'analyse de sensibilité est employée pour montrer l'effet des variations des données d'entrée ou des paramètres sur les sorties de modèles, tant en terme de performances qu'en terme de volumes écoulés. Cette analyse est utile non seulement pour le développement des modèles mais aussi pour leur validation et la réduction des incertitudes (Hamby, 1994). Il existe différentes méthodes d'analyse de sensibilité (Beven, 2001).

Conventionnellement, on étudie la sensibilité des modèles aux variations des paramètres en fixant un pourcentage de la valeur initiale desdits paramètres. Cette méthode est cependant problématique pour deux raisons. D'une part, si la réponse du modèle aux variations des paramètres n'est pas linéaire, alors les résultats dépendent essentiellement du choix de la valeur initiale des paramètres. Ainsi, une petite valeur initiale implique une petite variation et inversement. D'autre part, si la valeur initiale des paramètres est localisée près d'une limite supérieure ou inférieure de l'espace des paramètres, la variation peut conduire à des valeurs inaccessibles par la procédure d'optimisation. Lenhart *et al.* (2002) testent une approche alternative pour définir la variation des paramètres. Il s'agit non pas de faire varier les paramètres par un pourcentage fixé de la valeur initiale, comme on le trouve fréquemment dans la littérature, mais par un pourcentage fixé de la gamme de valeur des paramètres. Leurs travaux montrent que les deux approches d'analyses de sensibilité fournissent des résultats approximativement semblables et peuvent être considérées comme équivalentes. Nous avons

cependant retenu la 1^{ère} approche, variation des paramètres par un pourcentage fixé, car elle a l'avantage d'être facilement applicable et est probablement la manière la plus simple d'effectuer une analyse de sensibilité. C'est pourquoi nous avons choisi, à l'instar de Nandakumar et Mein (1997), de modifier la valeur des paramètres en appliquant des variations de -10 % à +10 %, par pas de 1 %.

4.3.1. Calage/validation des modèles GR2M et WBM

Pour analyser la sensibilité des modèles aux variations des paramètres, nous avons d'abord procédé aux calages/validations sur les quatre bassins versants tests retenus, selon les conditions optimales définies auparavant. Les résultats décrits ci-après permettent de mieux cerner les variations induites sur la performance des modèles lors des tests de sensibilité.

D'une manière générale, le calage des quatre bassins versants avec le modèle GR2M est de bonne qualité (Tableau 3.8). Le critère de Nash moyen est égal à 81,9 %. Seul le Chari à Sahr montre une valeur inférieure avec un critère de Nash de près de 65 %. Le Sénégal à Bakel et le Sassandra à Semien présentent les plus fortes valeurs de critère, supérieures à 90 %. En validation, la valeur du critère se dégrade, la moyenne n'étant que de 52,3 %. Le Sassandra à Semien obtient le plus mauvais critère de Nash avec une valeur de 26,2 %. En ce qui concerne les valeurs des paramètres, X_1 varie de 0,26 à près de 0,40, avec une moyenne de l'ordre de 0,35. Le paramètre X_2 est légèrement plus élevé, avec une moyenne de 0,53. Il varie de 0,32 à 0,68.

Tableau 3.8 – Résultats en calage (1971-1987) et validation (1988-1995) pour les quatre bassins versants tests avec le modèle GR2M

bassins	paramètre X_1	paramètre X_2	Nash calage	Nash validation
Bakel	0.358	0.605	90.3	74.9
Gouloumbo	0.392	0.530	82.0	57.1
Sahr	0.262	0.323	64.9	50.8
Semien	0.386	0.675	90.2	26.2
moyenne	0.349	0.533	81.9	52.3

Le modèle GR2M conduit à une bonne reproduction de la forme des hydrogrammes observés tant en période de calage qu'en période de validation. (Figure 3.14). Les débits de pointe calculés sont bien situés dans le temps mais sont souvent sous-estimés comme les années à

fort débit 1974, 1975 ou 1994. Les étiages sont également sous-estimés et on observe un léger décalage lors du tarissement.

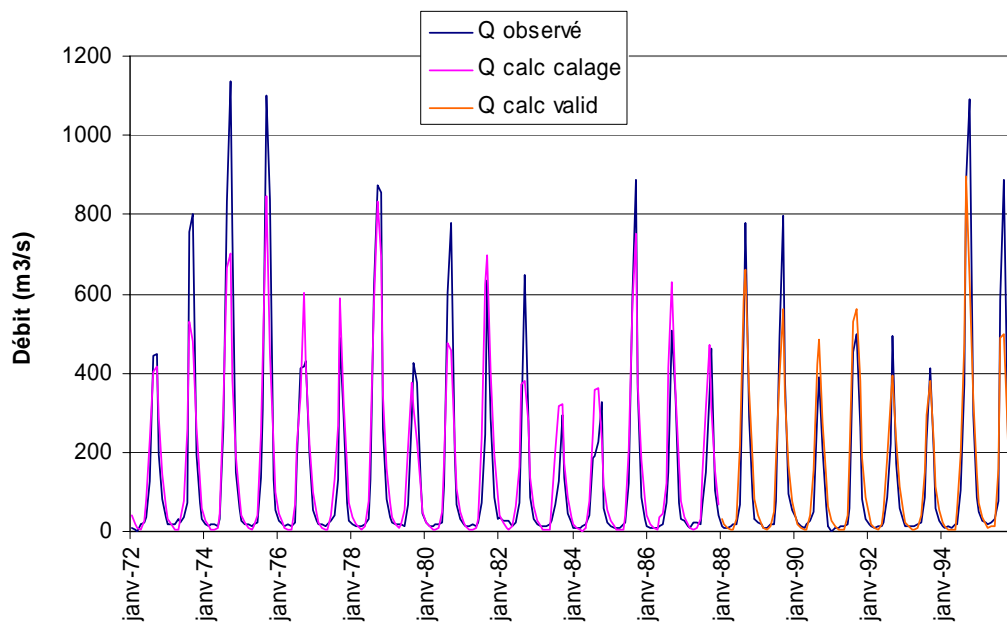


Figure 3.14 – Tracés des hydrogrammes observés et calculés en calage et en validation par GR2M pour le bassin versant de la Gambie à Gouloumbo entre 1972 et 1995.

Les calages avec le modèle WBM sont de moins bonne qualité (Tableau 3.9). La moyenne du critère de Nash n'est que de 57,1 %. Là encore, le Chari à Sahr présente la plus faible valeur du critère en calage, au contraire du Sénégal à Bakel. En validation, le critère se dégrade fortement, la moyenne n'étant que de 39,5 %. Le Sassandra à Semien présente la plus faible valeur, et seul le Chari à Sahr montre un critère de Nash supérieur en validation par rapport au calage. Le paramètre α est presque nul, soulignant la difficulté du modèle à reproduire un écoulement direct. Ce résultat conforte ceux obtenus avec GR2M (Lubès *et al.*, 2003) et justifie d'autant plus la simplification effectuée. Le paramètre β est faible également, avec une valeur moyenne de 0,089.

Tableau 3.9 – Résultats en calage (1971-1987) et validation (1988-1995) pour les 4 bassins tests avec le modèle WBM

bassins	paramètre α	paramètre β	Nash calage	Nash validation
Bakel	9.12E-05	0.116	75.7	58.1
Gouloumbo	2.33E-06	0.118	61.2	39.1
Sahr	1.10E-06	0.013	32.5	37.6
Semien	7.54E-04	0.107	58.8	23.2
moyenne	2.12E-04	0.089	57.1	39.5

La forme des hydrogrammes calculés concorde assez bien avec celle de l'hydrogramme observé, cependant les plus forts débits de pointe ne sont jamais bien reproduits (Figure 3.15). Le modèle WBM les sous-estime bien plus que le modèle GR2M.

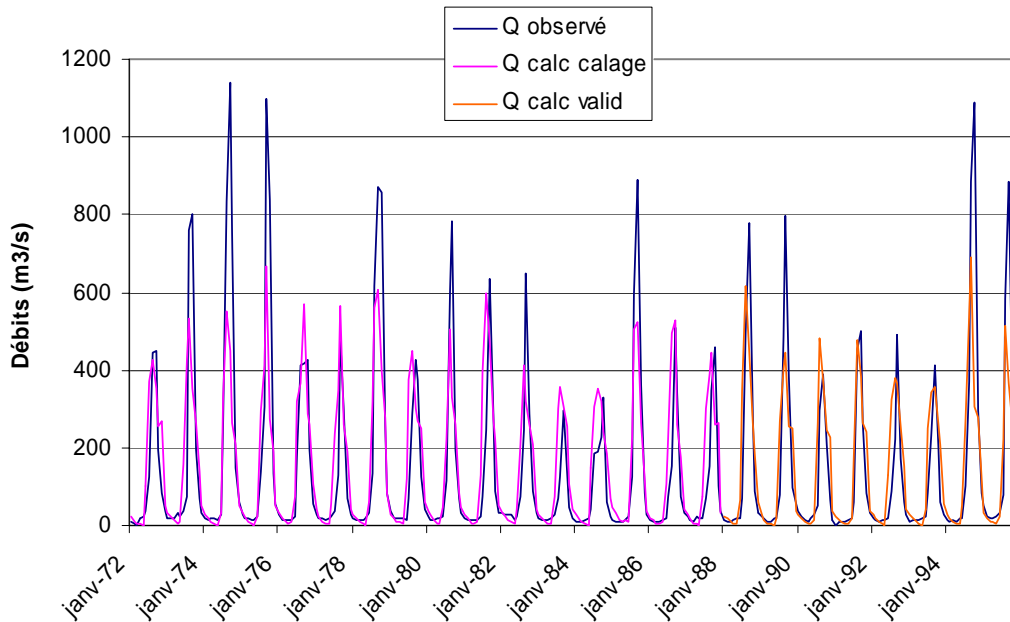


Figure 3.15 – Tracés des hydrogrammes observés et calculés en calage et en validation par WBM pour le bassin versant de la Gambie à Gouloumbo entre 1972 et 1995.

Ces calages et validations "initiaux" nous permettent de mettre en évidence un certain nombre d'éléments :

- le modèle GR2M semble plus performant que le modèle WBM ;
- ces deux modèles ne permettent pas de reproduire correctement les écoulements directs à l'échelle spatio-temporelle retenue ;
- les paramètres optimisés pour GR2M varient entre 0,26 et 0,68, alors que pour WBM, le paramètre α est presque nul et le paramètre β varie de 0,01 à 0,12 ;
- le bassin du Chari à Sahr, situé sur la fenêtre Centre de la zone d'étude, présente les plus mauvais résultats avec des valeurs de critère très faibles quel que soit le modèle employé. Au contraire, le bassin versant du Sénégal à Bakel obtient les plus fortes valeurs du critère.

4.3.2. Sensibilité des modèles aux paramètres en terme de performance de la fonction objectif

On génère pour chaque bassin et chaque période, 840 nouveaux jeux de paramètres en appliquant des variations de -10 % à +10 %, par pas de 1 %, aux jeux de paramètres optimaux "initiaux". Pour conserver une certaine clarté dans les graphiques, nous avons choisis de ne représenter qu'un jeu de paramètres générés sur quatre, soit 220 jeux de paramètres. Afin de quantifier l'impact de ces modifications sur la qualité des simulations, nous avons examiné les tracés de la surface de la fonction objectif. La croix bleue représente le jeu de paramètres optimisés initial, et les croix rouges les jeux de paramètres générés à partir des variations de -10 % à +10 %. Les meilleures valeurs du critère de Nash correspondent aux zones les plus claires sur les tracés. On observe que la forme de la fonction objectif et l'influence des paramètres varient suivant le modèle considéré.

Ainsi pour le modèle GR2M (Figure 3.16), la fonction objectif présente une forme ellipsoïdale. Ceci indique qu'il existe une sensibilité de la fonction objectif qui diffère selon les paramètres optimisés. Si l'on considère un Nash de 90 %, la projection de l'ellipse correspondante sur les axes montre que la gamme de variations du paramètre X_1 est plus réduite que celle du paramètre X_2 . Ceci correspond à des variations maximales de ± 4 % sur la valeur du paramètre X_1 contre des variations maximales de ± 8 % sur la valeur du paramètre X_2 . Le modèle est donc plus sensible aux variations sur le paramètre X_1 . Pour une variation donnée sur le paramètre X_1 , des variations deux fois plus importantes sur le paramètre X_2 conduisent à la même valeur du critère. En effet, pour le Sénégal à Bakel, 51 jeux de paramètres (soit 23 %) permettent d'obtenir un critère de Nash supérieur ou égal à 90 % en calage sur la période 1971-1987. Pour le modèle GR2M, le paramètre X_1 a un plus grand degré de sensibilité que le paramètre X_2 , comme Makhoulf et Michel (1994) le démontrent sur les zones tempérées. On aboutit à des observations similaires en ce qui concerne les autres bassins versants tests.

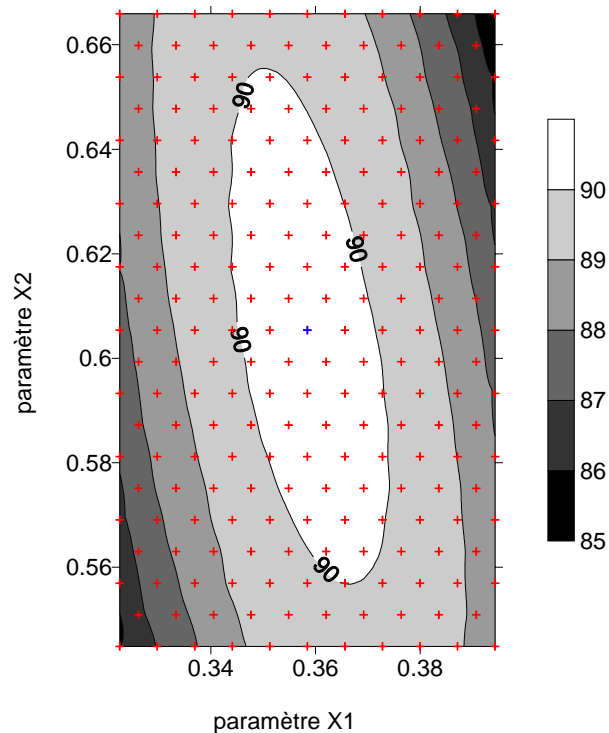


Figure 3.16 – Tracé de la surface de la fonction objectif pour le Sénégal à Bakel (1971-1987) pour le modèle GR2M.

Pour le modèle WBM (Figure 3.17), du fait des très faibles valeurs prises par le paramètre α , nous avons dû modifier l'échelle de l'axe des abscisses en multipliant les valeurs par 10^3 . Les courbes d'isovaleurs du critère sont parallèles à l'axe du paramètre α : une variation de $\pm 10\%$ sur le paramètre α ne semble guère modifier la valeur du critère de Nash. Par ailleurs, des variations maximales de $\pm 2\%$ sur le paramètre β conduisent à la même valeur du critère. En effet, il existe 42 jeux de paramètres $[\alpha, \beta]$ qui conduisent à un critère de Nash supérieur ou égal à 75,6 % en calage sur la période 1971-1987 pour le Sénégal à Bakel. Pour le modèle WBM, le paramètre β manifeste donc un plus haut degré de sensibilité, comparé au paramètre α qui semble extrêmement peu sensible. Cependant, il s'agit probablement d'un cas particulier lié aux très faibles valeurs prises par α dans ce contexte. Ces remarques sont également applicables aux autres bassins versants tests.

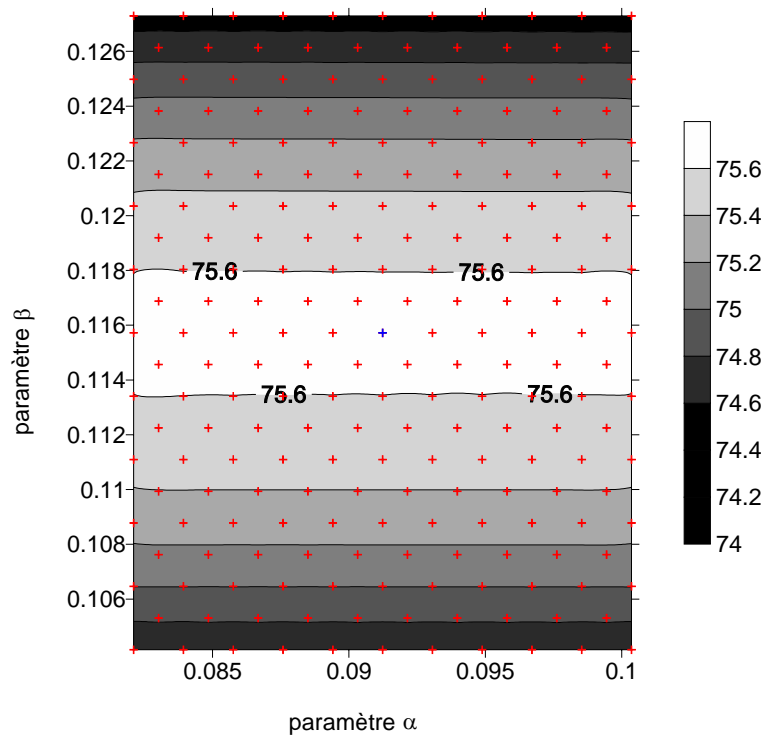


Figure 3.17 – Tracé de la surface de la fonction objectif pour le Sénégal à Bakel (1971-1987) pour le modèle WBM. L'axe des abscisses a été multiplié par 10^3 .

Ces analyses nous montrent les différentes sensibilités des modèles aux variations des paramètres. Il semble donc que le modèle GR2M soit plus sensible aux variations sur le paramètre X_1 . Ce paramètre module l'entrée pluie et l'entrée ETP dans le modèle. Au contraire le modèle WBM est plus sensible aux variations du paramètre β . Ce paramètre intervient dans la détermination de l'écoulement retardé après avoir établi le bilan hydrologique. Pour les deux modèles, on observe des plages à l'intérieur desquelles, des variations sur la valeur des paramètres optimisés ne modifient guère la valeur du critère de Nash. Qu'en est-il du point de vue des bilans volumiques ?

4.3.3. Sensibilité des modèles aux paramètres en terme de bilans volumiques

Dans la section précédente, les tests de sensibilité effectués soulignent le problème d'équifinalité (Beven, 1993 ; Hreiche, 2003) : plusieurs jeux de paramètres conduisent à des Nash équivalents. La diversité des causes de l'équifinalité rend le problème du choix d'un jeu de paramètres extrêmement difficile. C'est pourquoi, nous avons utilisé six critères de bilans volumiques afin de comparer les volumes simulés par les modèles aux volumes mesurés, pour des variations de $\pm 10\%$ de la valeur des paramètres optimisés initiaux. L'objectif est de

regarder si pour un critère de Nash équivalent, un jeu de paramètres différent de l'optimum obtenu par calage permet de mieux reproduire les volumes écoulés, tant en période de crue, qu'en période d'étiages. Ces différents bilans permettent donc d'apprécier la proximité des hydrogrammes observés et calculés.

Les critères de bilans volumiques, associés aux jeux de paramètres optimaux obtenus par calage avec le modèle GR2M, sont présentés dans le tableau 3.10. Sur l'ensemble de la période 1971-1987, le bilan 1 est négatif, et ce quel que soit le bassin versant test considéré. Il indique une surestimation des lames écoulées calculées par le modèle GR2M. Ces différences atteignent jusqu'à 759 mm pour le Sassandra à Semien. Les bilans 3 et 5 permettent d'appréhender la répartition de ces différences par rapport à un hydrogramme moyen. Ainsi, le bilan 3 est négatif pour tous les bassins versants. Le modèle GR2M semble donc surestimer les écoulements lorsque $L_o^i < L_m^i$. Les différences calculées varient de 98 mm à 294 mm. À l'opposé, le bilan 5 est positif, à l'exception du Sénégal à Bakel ; le modèle GR2M sous-estime donc les écoulements lorsque $L_o^i > L_m^i$. Sur les bassins versants tests, le bilan 6 indique 87 mm à 465 mm d'écart entre les lames observées et calculées sur l'ensemble de la période. Les bassins versants de la Gambie à Gouloumbo et du Sassandra à Semien sont ceux pour lesquels les différences entre l'hydrogramme observé et calculé sont les plus importantes.

Tableau 3.10 – Critères d'appréciation du bilan volumique, pour le jeu de paramètres optimum obtenu en calage avec le modèle GR2M ; les bilans sont exprimés en mm

	X_1	X_2	Nash	Lame totale
Bakel	0.358	0.605	90.3	1004
Gouloumbo	0.392	0.530	82.0	1754
Sahr	0.262	0.323	87.3	339
Semien	0.386	0.675	90.2	3193

	bilan 1	bilan 2	bilan 3	bilan 4	bilan 5	bilan 6
Bakel	-101	286	-91	98	-11	188
Gouloumbo	-149	692	-224	278	75	414
Sahr	-58	190	-103	103	45	87
Semien	-73	759	-140	294	67	465

Il est possible d'analyser les bilans associés aux variations de $\pm 10\%$ sur les paramètres optimisés initiaux. En effet, à critère de Nash équivalent correspondent des jeux de paramètres différents, mais les hydrogrammes restitués montrent des variations importantes. Pour chaque

jeu de paramètres modifiés, les bilans correspondants ont été calculés. La Figure 3.18 représente les bilans 1 à 6 superposés aux courbes d'isovaleurs de Nash.

Dans le cas du Sénégal à Bakel, les modifications des paramètres initiaux impliquent des différences entre l'hydrogramme observé et celui calculé par le modèle : de -264 mm à 138 mm pour les bilans 1, 3 et 5, de 69 mm à 379 mm pour les bilans 2, 4 et 6. Dans l'espace des paramètres modifiés, le bilan 1 présente des valeurs positives lorsqu'on sous-estime le paramètre X_1 de -7 % à -10 %. Le bilan 5 présente également des valeurs positives pour une sous-estimation du paramètre X_1 et des valeurs négatives dans le cas contraire. La fonction objectif est représentée par une ellipse dont le contour détermine une zone où les bilans varient peu :

- les bilans 1 et 3 conservent leur signe, quelles que soient les variations sur les paramètres X_1 et X_2 . Le bilan 5 oscille entre signe positif et signe négatif, mais les valeurs associées varient peu ;
- les bilans 2, 4 et 6 diffèrent de moins de 50 mm.

On peut donc affirmer qu'il existe une certaine stabilité puisque plusieurs jeux de paramètres conduisent à des critères de Nash équivalents (supérieurs à 90 %, pour le Sénégal à Bakel) sans modifications majeures des hydrogrammes restitués.

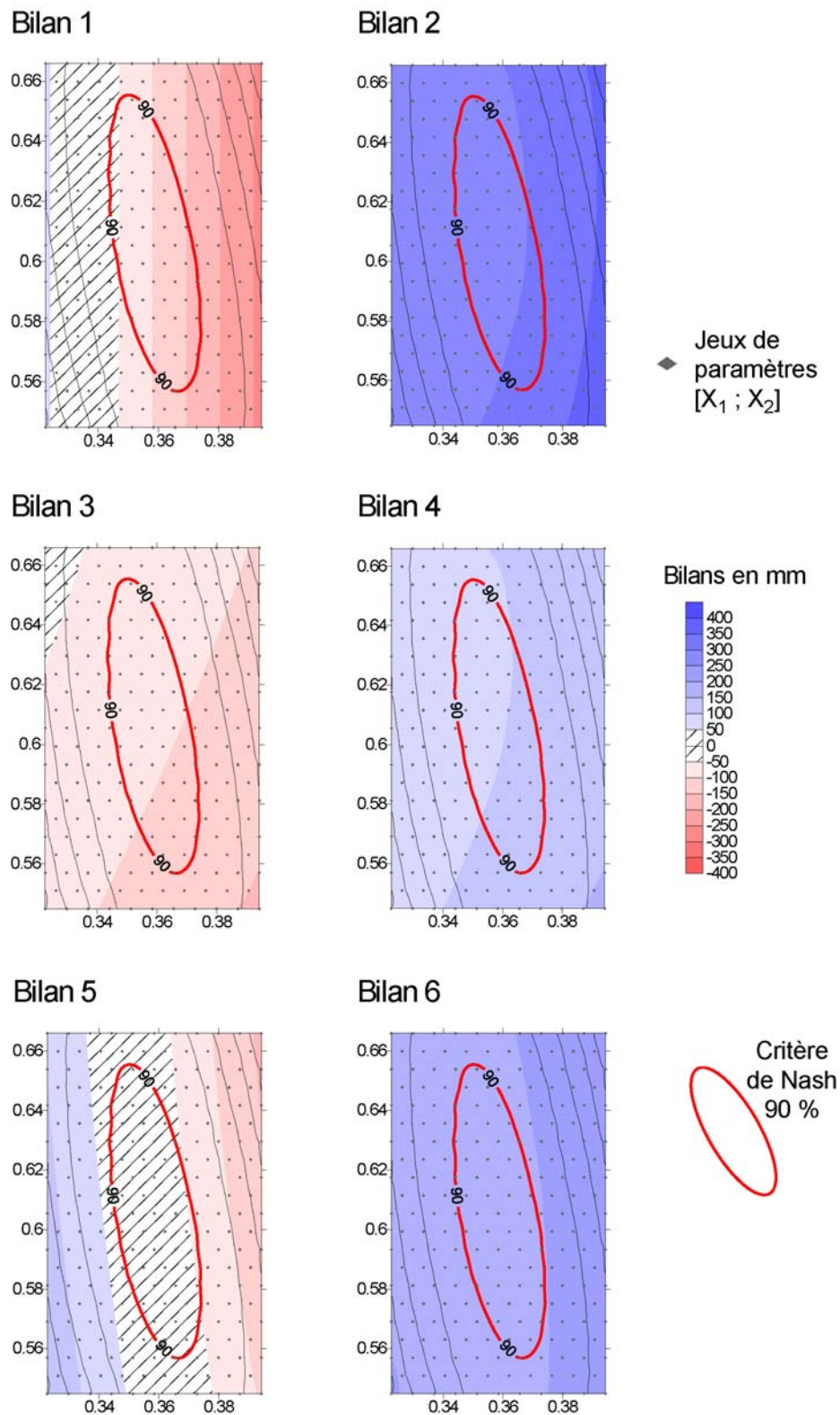


Figure 3.18 – Représentation des bilans 1 à 6 et du critère de Nash dans l'espace des paramètres $[X_1, X_2]$ pour le Sénégal à Bakel sur la période 1971-1987 avec le modèle GR2M.

Les critères de bilans volumiques, associés au jeu de paramètre optimum obtenu par calage avec le modèle WBM, sont présentés dans le tableau 3.11. On remarque que les bilans 1, 3 et

5 sont du même signe que ceux calculés avec le modèle GR2M. Mais les bilans 2, 4 et 6 présentent de plus fortes valeurs. Les différences entre l'hydrogramme observé et celui calculé par le modèle WBM sont donc plus importantes que celles obtenues avec le modèle GR2M. Ainsi, le bilan 1 est négatif, indiquant une surestimation des lames écoulées calculées par le modèle WBM. À l'exception du Sassandra à Semien, les valeurs prises par le bilan 1 sont proches de celles obtenues avec le modèle GR2M. Cependant, le bilan 2 présente des valeurs supérieures, atteignant jusqu'à 1981 mm pour le Sassandra à Semien. Le bilan 3 présente également des valeurs négatives pour tous les bassins versants. Le modèle WBM semble donc surestimer les écoulements lorsque $L_o^i < L_m^i$. Les différences calculées varient de 159 mm à 1160 mm. À l'opposé, le bilan 5 est positif; le modèle WBM sous-estime donc les écoulements lorsque $L_o^i > L_m^i$. Le bilan 6 indique 119 mm à 822 mm d'écart entre les lames observées et calculées sur l'ensemble de la période. Là encore, les bassins versants de la Gambie à Gouloumbo et du Sassandra à Semien sont ceux pour lesquels les différences entre l'hydrogramme observé et calculé sont les plus importantes.

Tableau 3.11 – Critères d'appréciation du bilan volumique, pour le jeu de paramètres optimum obtenu en calage avec le modèle WBM ; les bilans sont exprimés en mm

	α	β	Nash	Lame totale
Bakel	9.12E-05	0.116	75.7	1004
Gouloumbo	2.33E-06	0.118	61.2	1754
Sahr	1.10E-06	0.013	32.5	339
Semien	7.54E-04	0.107	58.8	3193

	bilan 1	bilan 2	bilan 3	bilan 4	bilan 5	bilan 6
Bakel	-111	458	-113	164	2	293
Gouloumbo	-102	966	-341	404	239	561
Sahr	-59	278	-155	159	96	119
Semien	-631	1981	-1159	1160	528	822

Comme pour le modèle GR2M, nous avons calculé les bilans 1 à 6 pour les jeux de paramètres modifiés (Figure 3.19). Dans le cas du Sénégal à Bakel, les différences entre hydrogrammes observé et calculé par le modèle WBM varient de -218 mm à 87 mm pour les bilans 1, 3 et 5, de 146 mm à 488 mm pour les bilans 2, 4 et 6. Le bilan 1 présente des valeurs positives pour une sous-estimation du paramètre X_2 de -9 % à -10 %. Le bilan 5 est positif lorsque le paramètre X_2 est sous-estimé et négatif dans le cas contraire. Entre les courbes définissant le meilleur critère, on observe également une zone de stabilité où les bilans 1, 3 et 5 conservent leur signe et où les bilans 2, 4 et 6 varient de moins de 50 mm.

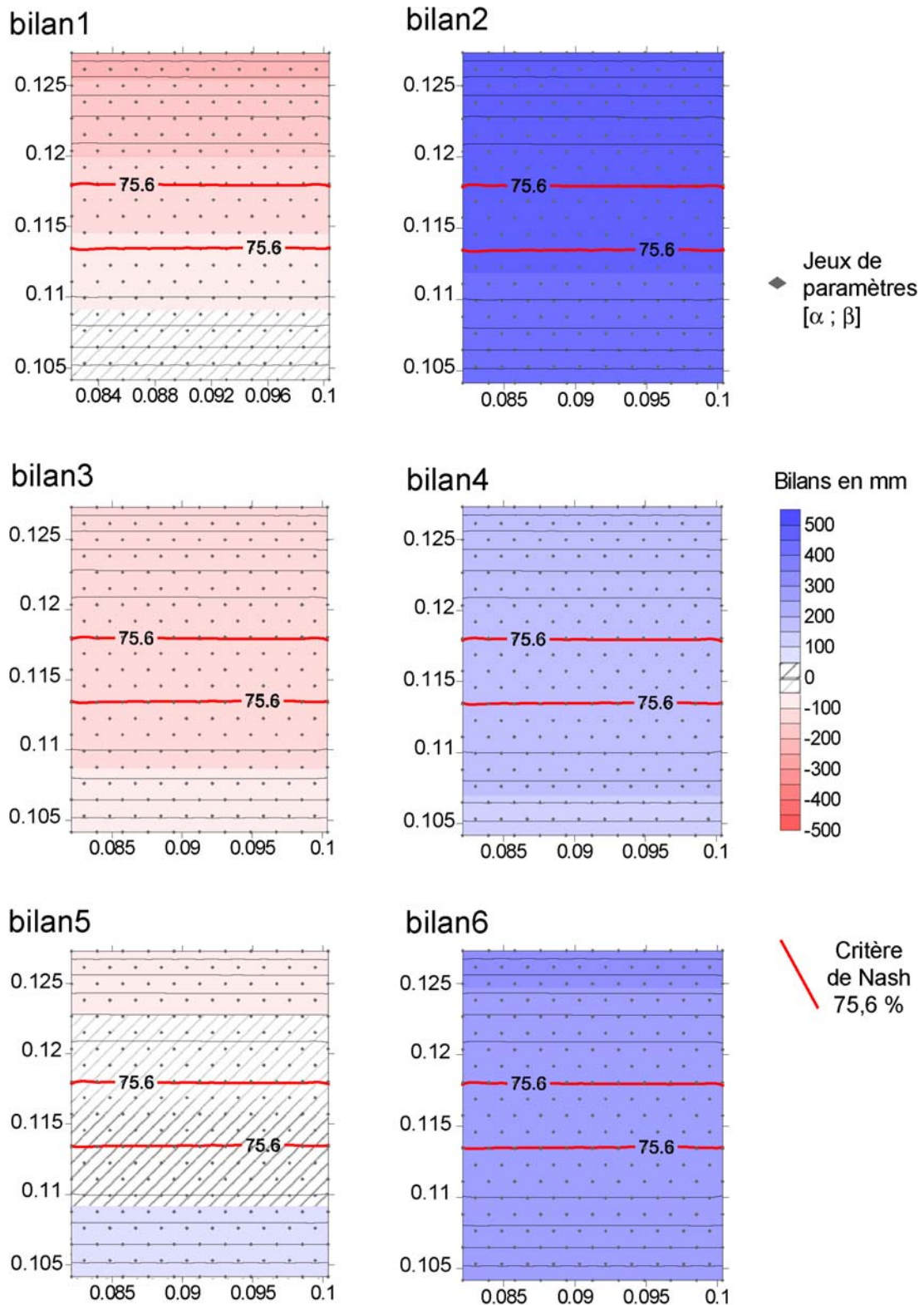


Figure 3.19 – Représentation des bilans 1 à 6 et du critère de Nash dans l'espace des paramètres $[X_1, X_2]$ pour le Sénégal à Bakel sur la période 1971-1987 avec le modèle WBM.

4.3.4. Conclusions sur la sensibilité des modèles aux paramètres

Les tests mis en œuvre établissent la sensibilité des modèles GR2M et WBM aux paramètres. Ainsi des variations de $\pm 10\%$ sur les paramètres optimum initiaux montrent que :

- le paramètre X_1 du modèle GR2M présente un haut degré de sensibilité comparé au paramètre X_2 ;
- le paramètre α du modèle WBM étant presque nul, la sensibilité porte essentiellement sur le paramètre β .

En outre, les tracés de la fonction objectif dans l'espace des paramètres modifiés révèlent qu'il existe des jeux de paramètres conduisant à des critères de Nash équivalents. Ceci soulève le problème d'équifinalité au sein des modèles conceptuels. Les critères d'appréciation du bilan volumique nous permettent d'appréhender ce problème en terme de qualité d'hydrogrammes restitués. Ils montrent une certaine stabilité des modèles par rapport aux variations des paramètres puisque, pour un Nash équivalent, les bilans associés varient de moins de 50 mm sur la période 1971-1987. Ces tests de sensibilité révèlent la robustesse des algorithmes utilisés qui convergent vers une solution optimale tant en terme de performance qu'en terme de volumes écoulés.

4.4. Analyse de la sensibilité des modèles aux données d'entrée

Dans cette section, nous étudions le fonctionnement des modèles en ce qui concerne l'introduction d'erreurs relatives sur les données d'entrée. De telles erreurs peuvent influencer sérieusement la qualité des résultats obtenus et fausser les conclusions quant à la robustesse et à l'adaptabilité des modèles. Il a été admis que les données d'entrée peuvent être seulement affectées par des erreurs systématiques afin d'évaluer la sensibilité des modèles.

4.4.1. Sensibilité des modèles aux erreurs relatives de précipitations

La réponse des modèles aux variations de précipitations a été étudiée par l'application d'erreurs systématiques de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$, $\pm 20\%$ et $\pm 30\%$. L'erreur relative induite sur les débits moyens annuels varie presque linéairement comme une fonction de l'erreur relative de précipitations.

Pour le modèle GR2M, lorsque la pluie est surestimée, la pente de variation d'erreur relative de l'écoulement est supérieure à 1 : le modèle amplifie l'erreur initiale. Sous-estimer la pluie conduit naturellement à sous-estimer l'écoulement. Dans ce cas, l'erreur relative est négative, mais la pente de variation d'erreur relative de l'écoulement est plus faible que pour une surestimation. Ceci est illustré pour les quatre bassins versants tests sur la Figure 3.20.

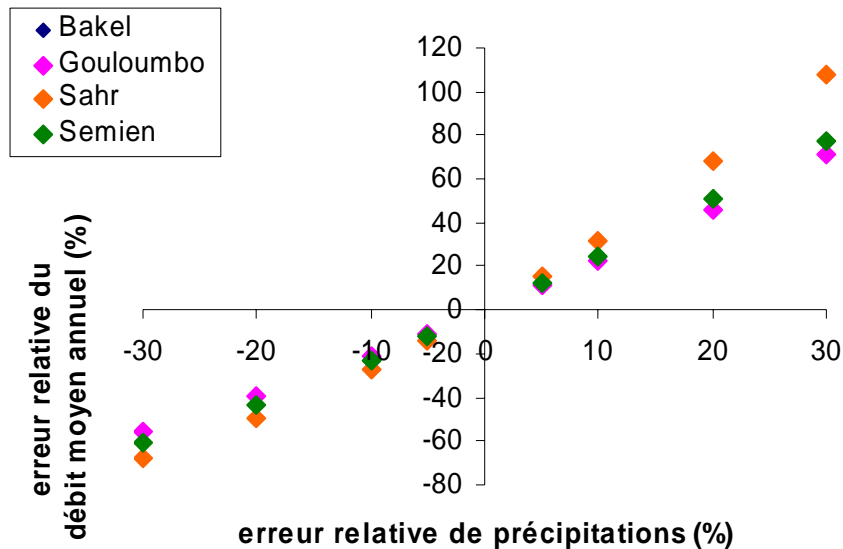


Figure 3.20 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur les débits moyens annuels avec le modèle GR2M, pour les quatre bassins versants tests. Les résultats pour le Sénégal à Bakel sont masqués par ceux de la Gambie à Gouloumbo.

Pour une surestimation des précipitations de 30 %, les débits calculés par le modèle GR2M augmentent de 71 % à 108 %, selon les bassins considérés. En revanche, une sous-estimation des précipitations de 30 % conduit à une sous-estimation des débits calculés de -56 % à -67 %. Le Chari à Sahr est le bassin versant qui présente les plus grandes variations. L'algorithme utilisé a tendance à amplifier les erreurs d'autant plus s'il s'agit d'une surestimation.

La Figure 3.21 illustre les variations du critère de Nash associées aux erreurs relatives de précipitations. Qu'il s'agisse d'une surestimation ou d'une sous-estimation, le critère de Nash se dégrade. Cependant, on note que le critère de Nash diminue d'autant plus que les précipitations sont surestimées, et en particulier pour le Chari à Sahr. Ainsi pour des erreurs relatives de ± 30 % sur les précipitations, le Nash correspondant varie de -65 % à -203 % selon les bassins versants considérés.

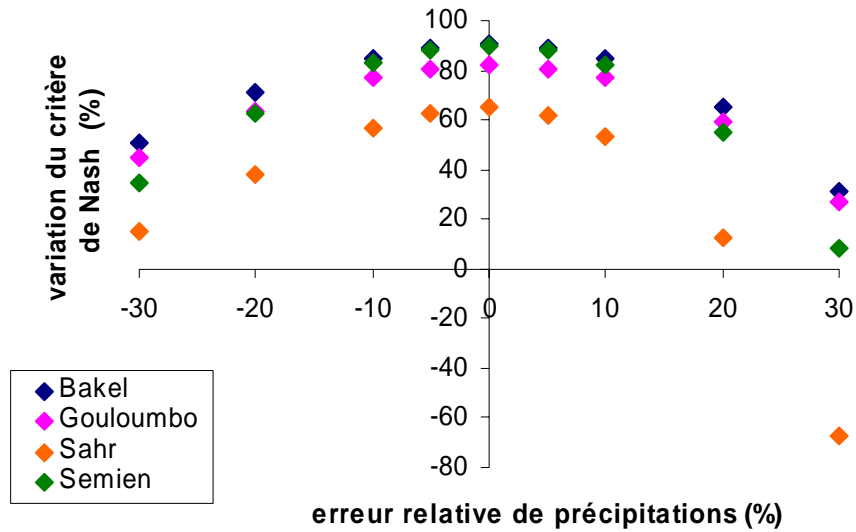


Figure 3.21 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur le critère de Nash avec le modèle GR2M, pour les quatre bassins versants tests.

Paturel *et al.* (1995) considèrent l'évolution mensuelle de l'erreur relative d'écoulement comme une fonction linéaire de l'erreur initiale des précipitations. La pente de variation d'erreur relative est également supérieure à 1 mais elle est plus faible pour les mois où s'amorce la montée des eaux, quand l'amplitude d'erreur relative des précipitations excède 15-20 % (Figure 3.22).

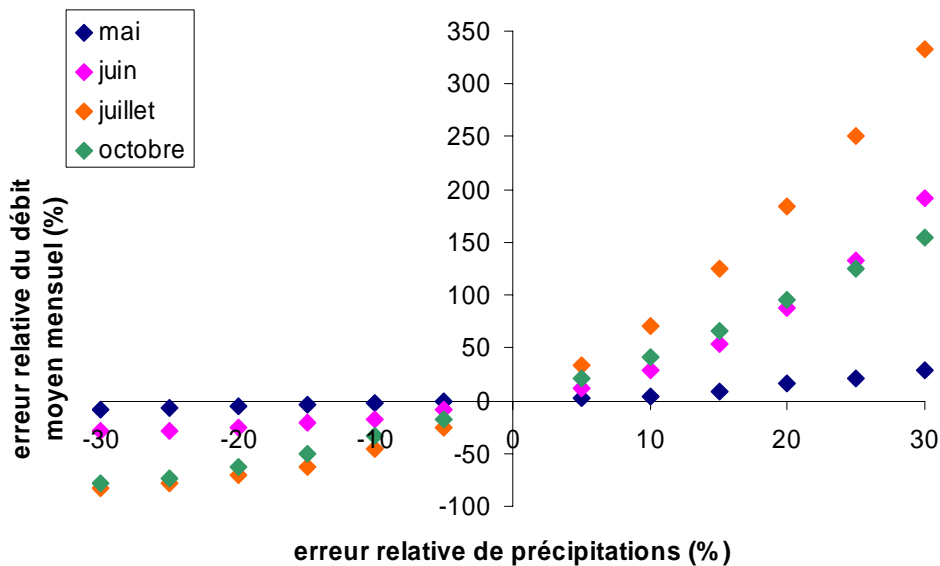


Figure 3.22 – Variation mensuelle de l'erreur relative d'écoulement en fonction de l'erreur relative des précipitations pour le Bandama à Séguékiélé, année 1982 (d'après Paturel *et al.*, 1995).

Ces courbes révèlent que les valeurs maximales d'erreur relative sont atteintes pendant la phase de montée des eaux de l'hydrogramme, qui est une période sensible pour ce type d'algorithme (Servat et Dezetter, 1991). Après cette phase, l'erreur diminue graduellement. Sur plus de quatre années consécutives, aucun effet d'amplification ou cumulatif d'une année à l'autre n'a pu être mis en évidence : les hydrogrammes et leurs courbes d'erreurs associées sont indépendants (Figure 3.23).

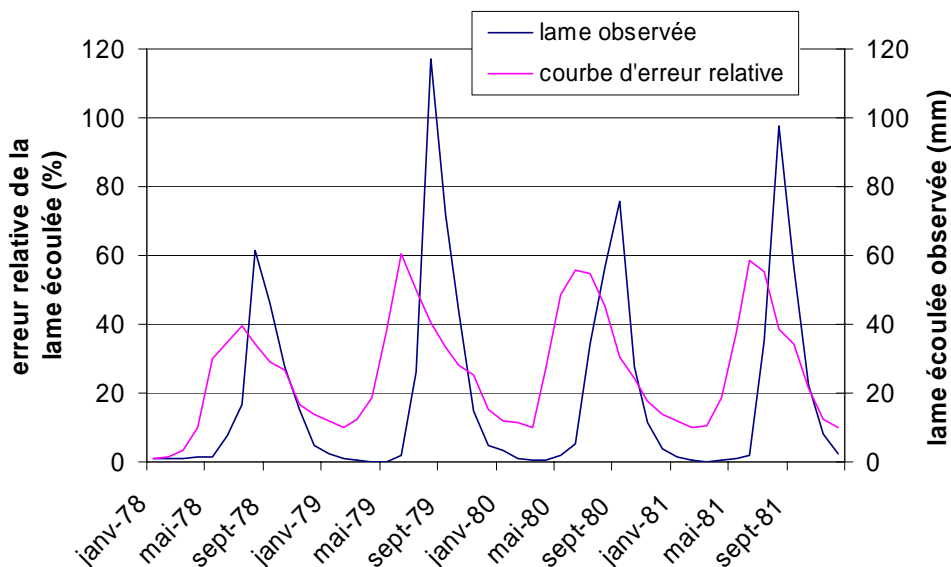


Figure 3.23 – Évolution de la courbe d'erreur relative d'écoulement pour une surestimation de 10 % des précipitations, exemple du Sien à Nafana-Sienso entre 1978 et 1981 (d'après Paturel et al., 1995).

Pour le modèle WBM, nous avons appliqué les mêmes erreurs systématiques. Il y a également une relation linéaire entre l'erreur relative des précipitations et les variations induites sur les débits moyens annuels. À la différence du modèle GR2M, l'algorithme utilisé par le modèle WBM n'amplifie pas ou peu l'erreur initiale (Figure 3.24). Ainsi, pour une surestimation des précipitations de 30 %, les débits moyens annuels correspondant montrent une augmentation de 19 % à 32 %. Pour une sous-estimation de même ampleur, les débits moyens annuels diminuent de 20 % à 31%. Curieusement, le Chari à Sahr est le bassin qui présente le moins de variation dans l'étude de sensibilité avec le modèle WBM, au contraire des résultats obtenus avec le modèle GR2M.

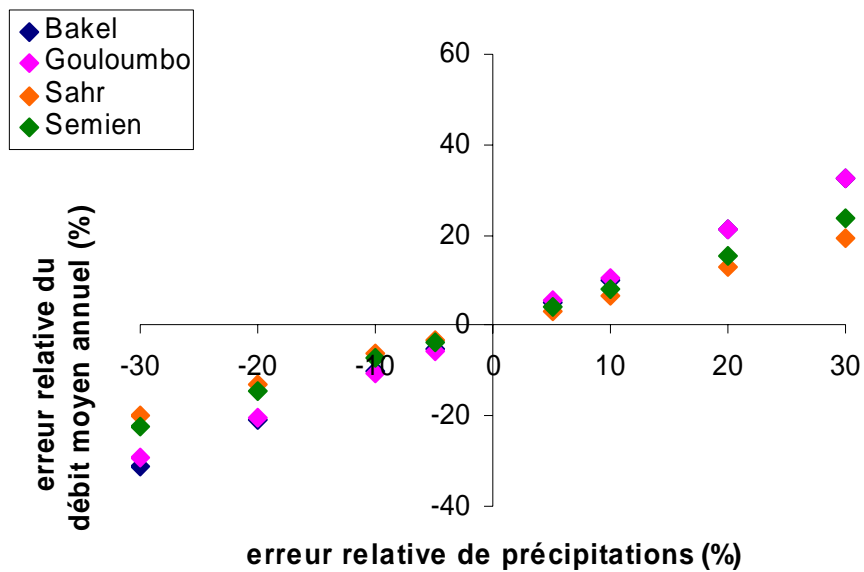


Figure 3.24 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur les débits moyens annuels avec le modèle WBM, pour les quatre bassins versants tests

Les variations du critère de Nash associées aux erreurs relatives de précipitations présentent également une forme parabolique mais les variations sont inférieures à celles obtenues avec le modèle GR2M (Figure 3.25). En effet, pour des erreurs relatives de $\pm 30\%$ de précipitations, le critère de Nash correspondant varie de -19% à -32% , selon le bassin versant considéré. Au-delà de $\pm 10\%$ d'erreur relative, le Nash obtenu pour une surestimation est inférieur à celui obtenu pour une sous-estimation de même amplitude.

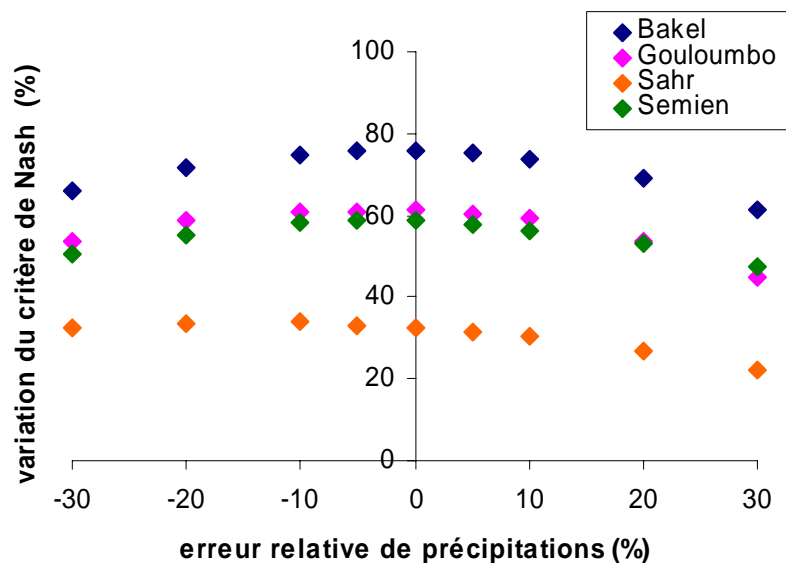


Figure 3.25 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur le critère de Nash avec le modèle WBM, pour les quatre bassins versants tests.

Au vu des résultats, il est possible d'affirmer que les deux modèles retenus sont sensibles aux variations sur les pluies, et en particulier le modèle GR2M. En effet, ce modèle amplifie l'erreur initiale, aussi bien en surestimation qu'en sous-estimation. Quelle est la sensibilité des modèles aux autres données d'entrée, à savoir l'ETP et la capacité en eau du sol ?

4.4.2. Sensibilité des modèles aux erreurs relatives d'ETP

En ce qui concerne l'ETP, nous n'avons pas procédé aux mêmes tests de sensibilité, car GR2M et WBM sont des modèles conceptuels où les fonctions de production sont empiriques. Dans les régions étudiées, l'ETP ne constitue pas un facteur limitant à l'évaporation au contraire des réserves d'eau dans le sol. Ardoin *et al.* (2001) ont obtenu de très bons résultats en modélisant les débits journaliers de petits bassins dans le nord de la Côte d'Ivoire par l'utilisation d'une fonction de production sans référence à l'ETP mais plutôt d'une valeur d'évaporation réelle liée à la disponibilité en eau du sol. Au pas de temps mensuel, cette manière de procéder ne modifie pas la qualité des calages, voire l'améliore (Ardoin, 2000). De plus, les deux modèles retenus pour cette étude ne sont pas vraiment sensibles à la formule utilisée pour calculer l'ETP, comme le confirment les travaux récents de Paturel *et al.* (2003). La sensibilité des deux modèles à l'ETP ayant été testée par ailleurs, nous limiterons le développement de cette section en rappelant les conclusions des précédents travaux.

Ainsi la sensibilité du modèle GR2M a été étudiée pour des bassins versants du Niger, du Bandama et du Sassandra par Paturel *et al.* (1995). Le modèle apparaît moins sensible aux erreurs relatives d'ETP qu'à celles des précipitations. Les auteurs ont appliqué une erreur systématique de $\pm 5\%$ à $\pm 25\%$. Du fait de sa structure, le modèle GR2M se comporte différemment dans le cas d'une surestimation des précipitations (menant à une surestimation de l'écoulement) et dans le cas d'une surestimation de l'ETP (conduisant à une sous-estimation de l'écoulement). Au contraire, une sous-estimation des précipitations mène à une sous-estimation de l'écoulement tandis qu'une sous-estimation de l'ETP surestime l'écoulement. En général, l'erreur relative d'écoulement calculée par l'algorithme est en fait plus faible que celle due à une erreur systématique de même ampleur sur les précipitations.

La sensibilité du modèle WBM a été étudiée dans le cas du bassin du Haut Nil Bleu en Éthiopie par Conway (1997). L'auteur utilise le modèle WBM pour examiner la variabilité spatiale de la sensibilité de l'écoulement aux modifications de la hauteur des précipitations et de l'ETP. D'après cette étude, il semble que la sensibilité du modèle à l'ETP soit affectée par

la proportion de ruissellement au niveau de la maille : elle augmente lorsque le ruissellement diminue, pour une augmentation de 4 % d'ETP. De façon intéressante, on observe deux courbes de réponses aux variations d'ETP, dont l'effet est dû à la saisonnalité des précipitations qui varie considérablement sur le bassin. Les mailles qui ont une plus grande sensibilité à l'ETP présentent un régime bimodal, où 4 % d'augmentation d'ETP produit un impact plus important sur l'écoulement que la même augmentation sur un régime unimodal.

Les tests réalisés dans les travaux précédents montrent que les modèles GR2M et WBM sont moins sensibles à l'ETP qu'aux précipitations. Ceci s'explique d'une part, par les conditions climatiques des régions où ils sont appliqués et d'autre part, par la structure même des modèles retenus. L'impact des modifications des états de surface sur la capacité en eau du sol et la modélisation des écoulements est évalué dans la section suivante.

4.4.3. Sensibilité des modèles aux erreurs relatives de WHC

Il est certain que la capacité en eau du sol est une donnée essentielle pour le bon fonctionnement des modèles, au même titre que les précipitations. Du fait du manque d'informations sur la variabilité des types de sols, de la végétation et de l'utilisation des sols, ces facteurs ne sont pas explicitement traités dans les modèles. Il est possible que des erreurs sur ces informations puissent être masquées par les réponses des modèles aux erreurs sur les précipitations.

Les modifications des états de surface s'expriment par une variation de la capacité en eau du sol. Le rôle potentiel de ces modifications sur la production des écoulements a été estimé sur le bassin du Nakambé au Burkina Faso, en utilisant des valeurs de WHC évolutives dans le temps basées sur des cartes historiques d'occupation des sols (Mahé *et al.*, 2001 et 2003). Cette prise en compte a permis d'augmenter significativement les résultats de la modélisation pluie-débit. La performance des modèles GR2M et WBM semble donc être reliée aux variations des caractéristiques des bassins versants, comme la capacité en eau du sol, en raison de modifications des états de surface. Seulement, ces données évolutives ne peuvent être obtenues pour les 42 bassins versants étudiés. Il faut donc tester la sensibilité des modèles aux données de capacité en eau du sol fixes dans le temps. Seule la prise en compte de cette donnée au sein des modèles peut être évaluée.

La méthodologie développée permet d'estimer l'apport d'une modélisation spatialisée tenant compte de la diversité spatiale et de l'hétérogénéité des données "sol" en comparaison d'une simple modélisation globale. C'est ainsi que le modèle GR2M a été utilisé en mode semi-distribué sur des mailles élémentaires puis sur des parcelles de sol intra-maille dans le cadre d'une étude réalisée par Haziza (2003) et que nous avons encadrée. Ces différentes approches ont été appliquées sur quatre bassins versants de notre zone d'étude : la Gambie à Gouloumbo, le Sénégal à Galougo, la Pende à Gore et le Sassandra à Soubre. Ainsi dans le fonctionnement du modèle GR2M à l'échelle de la maille, on calcule l'écoulement à travers un polygone de sol "fictif" dont la capacité en eau correspond à la moyenne pondérée des capacités en eau de chaque polygone de sol constitutif de la maille (Figure 3.26). À l'échelle intra-maille, le passage de la pluie et de l'ETP s'effectue à travers chaque polygone de sol, mais les données sont calculées initialement à l'échelle de la maille. On obtient l'écoulement à travers chaque polygone de sol dont l'agrégation permet d'obtenir l'écoulement total de la maille (Figure 3.27).

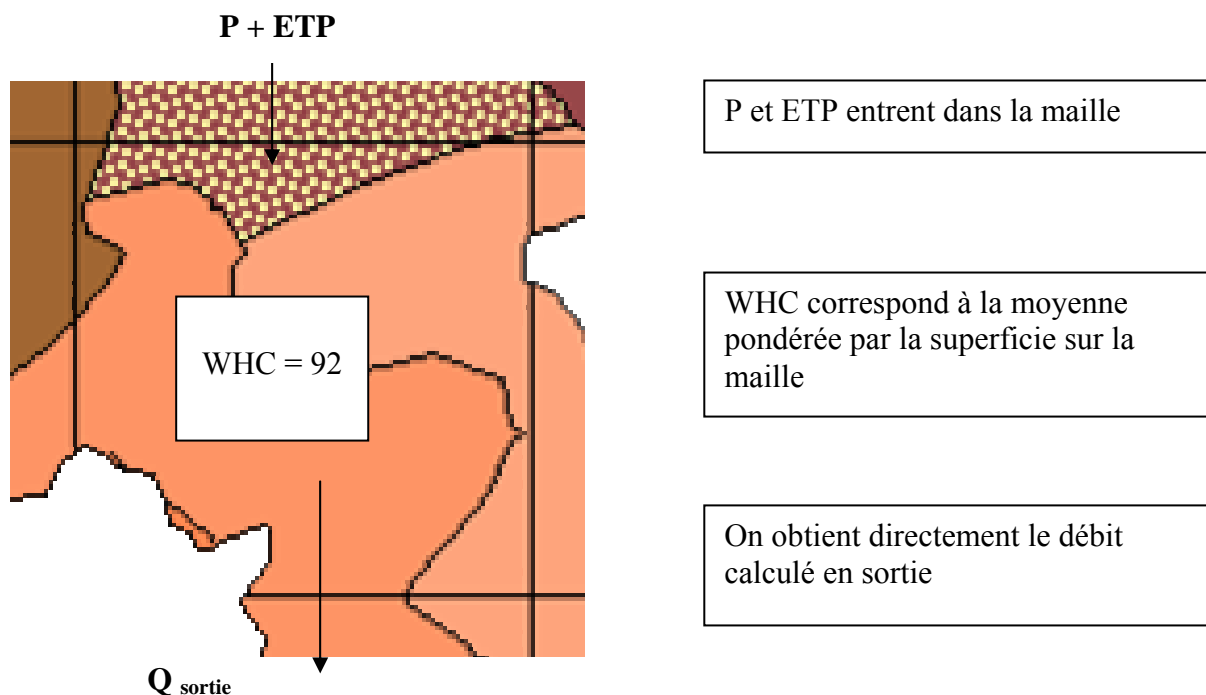


Figure 3.26 – Fonctionnement du modèle GR2M à l'échelle de la maille (d'après Haziza, 2003).

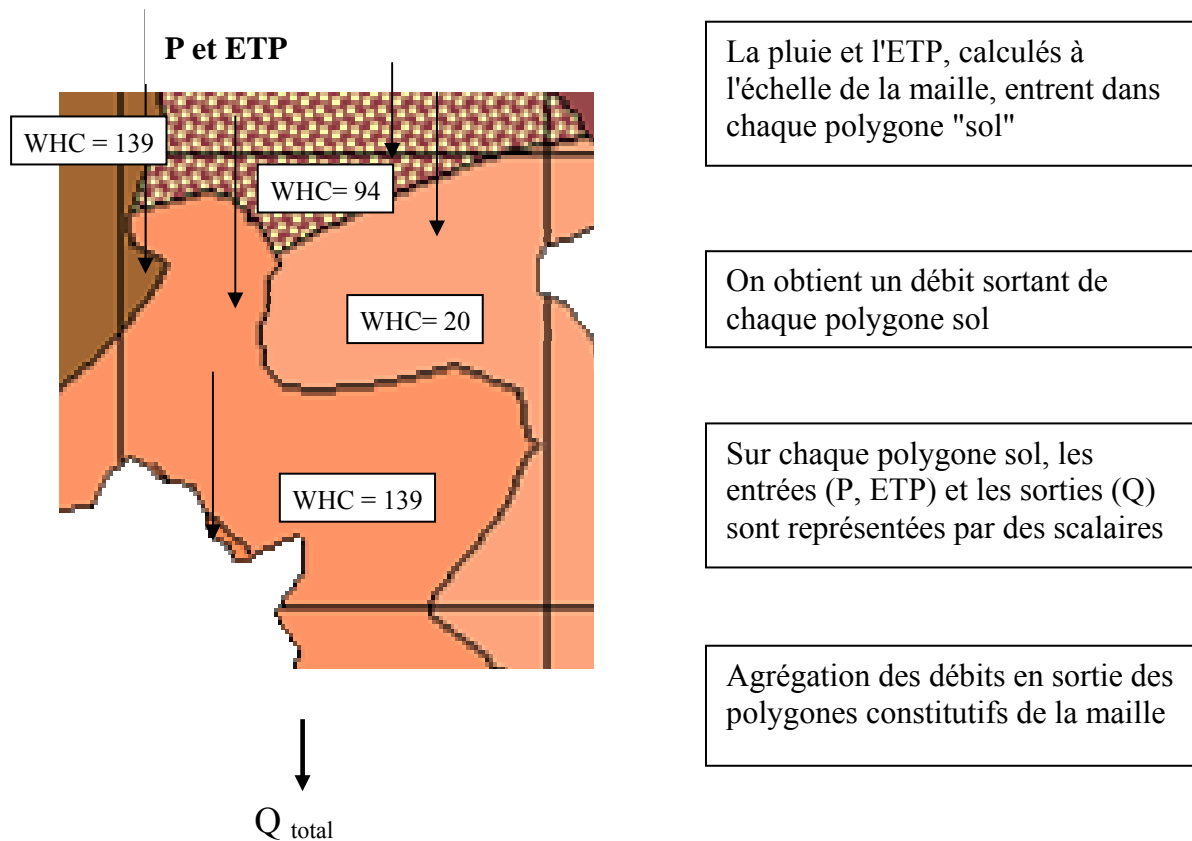


Figure 3.27 – Fonctionnement du modèle GR2M à l'échelle intra-maille (d'après Haziza, 2003).

À l'échelle de la maille, l'absence de données de débits observés ne permet pas de calculer le critère de Nash. Les résultats reposent sur la comparaison des débits calculés entre la distribution intra-maille et le mode global sur la maille (Figure 3.28). Les différences sont faibles entre les deux hydrogrammes, à l'exception des années à faible pluviométrie où la pointe de crue de l'hydrogramme est légèrement plus importante en mode semi-distribué intra-maille.

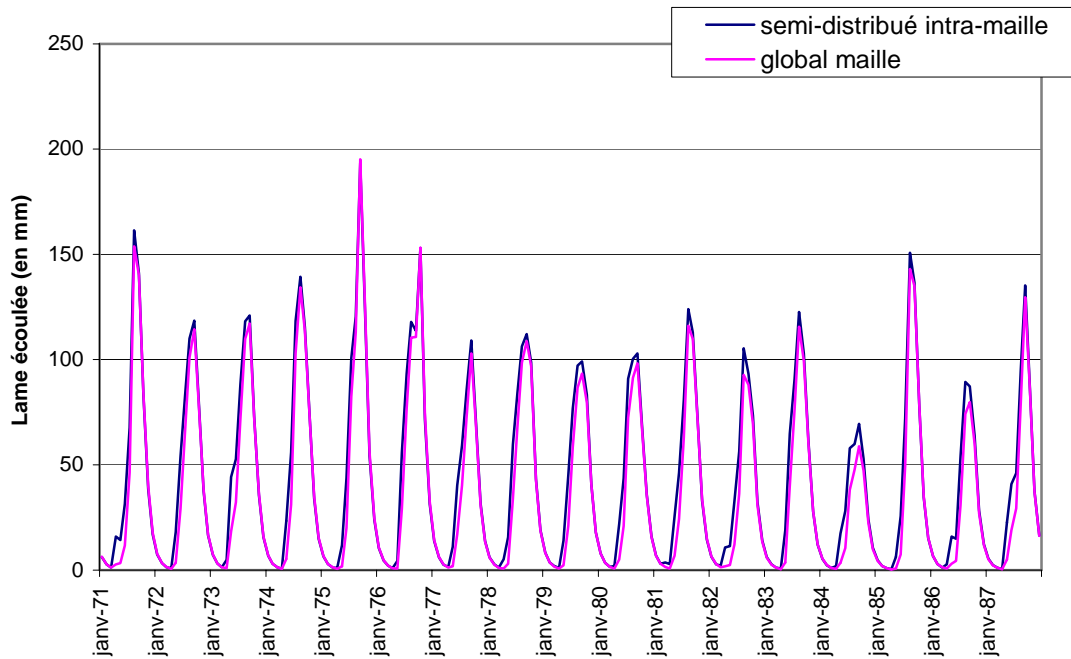


Figure 3.28 – Comparaison entre les hydrogrammes issus du mode semi-distribué et du mode global sur une maille du bassin versant de Galougo entre 1972 et 1987 (d'après Haziza, 2003).

À l'échelle du bassin versant, les critères de Nash obtenus en calage et en validation par les deux approches sont presque identiques : ils diffèrent de moins de 2 points (Tableau 3.12).

Tableau 3.12 – Critères de Nash obtenus en calage et en validation pour les modes semi-distribués à l'échelle intra-maille et à l'échelle de la maille (d'après Haziza, 2003)

		Intra-maille		Maille	
		Calage	Validation	Calage	Validation
Galougo	1971-1995	84.4	73.9	85.5	75.2
Gouloumbo	1985-1995	62.3	80.6	62.7	81.1
Gore	1971-1995	68.9	75.6	69.4	76.2
Soubre	1971-1980	76.9	74.2	77.1	74.4

Ces résultats montrent clairement que le critère de Nash en mode semi-distribué pour un découpage intra-maille est toujours moins bon que celui obtenu en mode semi-distribué pour un découpage par maille. La distribution de la donnée sol n'apporte donc pas d'amélioration significative du critère de qualité du modèle. Le modèle GR2M n'est donc pas sensible aux différentes méthodes de prise en compte de la capacité en eau du sol pour simuler les écoulements.

4.4.4. Conclusions sur la sensibilité des modèles aux données d'entrée

Avec l'objectif d'utiliser les modèles GR2M et WBM pour simuler les écoulements des décennies à venir, l'analyse de leur sensibilité aux données d'entrée est essentielle. Les tests mis en œuvre révèlent plusieurs aspects. Dans le cas d'une erreur systématique sur les précipitations, on observe :

- une amplification de l'erreur initiale sur les précipitations, tant dans le cas d'une surestimation que d'une sous-estimation, et en particulier par le modèle GR2M ;
- une variation du comportement selon les phases de l'hydrogrammes : amplification des erreurs lors des pics de crues et pendant les étiages.

Ces remarques s'appliquent également dans le cas d'erreurs systématiques sur l'ETP, cependant l'effet sur les écoulements calculés par les modèles est opposé : une sous-estimation d'ETP (surestimation) conduit à une surestimation (sous-estimation) des écoulements. Du fait de leur structure et des conditions climatiques des régions étudiées, les deux modèles sont bien moins sensibles à l'ETP qu'aux précipitations.

En outre, la réponse du modèle WBM est influencée par le ruissellement sur les mailles. Or sur certains bassins versants de la zone soudano-sahélienne, les coefficients de ruissellements ont augmenté depuis 1970 bien que les précipitations aient largement diminué. Les modifications des états de surface génèrent des variations de capacité en eau du sol, affectant la production des écoulements. Cependant, cette dimension temporelle ne peut être intégrée, à l'heure actuelle, dans les modèles pour l'ensemble des bassins versants étudiés. Des tests sur une meilleure prise en compte de WHC fixes dans le temps au sein des modèles n'améliore pas leurs performances. Les modèles sont donc plus sensibles aux modifications des caractéristiques des bassins versants, comme celles des WHC, qu'à leur prise en compte. Ces tests de sensibilité montrent la puissance des algorithmes utilisés qui sont capables "d'absorber" des erreurs systématiques sur les données d'entrée pour qu'une solution optimale soit obtenue.

5. Protocole de calage pour tous les bassins étudiés

Les différents tests menés sur les deux modèles pluie-débit, que sont GR2M et WBM, soulignent la puissance des algorithmes utilisés. En outre, nous avons pu identifier une combinaison de données à utiliser en entrée des modèles ainsi que la période de calage et de validation à appliquer. À partir de ces considérations, nous expliquons la procédure de calage employée sur l'ensemble des bassins versants étudiés et les résultats obtenus.

5.1. Description du protocole

Nous avons choisi de caler les 42 bassins versants selon le même protocole. Ceci permet de conserver une certaine homogénéité quant à l'interprétation des résultats en calage et en validation. Les tests effectués précédemment nous permettent de définir la démarche adoptée. Le calage s'effectue à partir des quatre conditions suivantes :

- la procédure de calage comprend deux optimisations successives : la procédure de Rosenbrock (1960) suivie de celle de Nelder et Mead (1964). Cet enchaînement permet de localiser des optima de qualité équivalente et ce quel que soit le point de départ des procédures. Pour ne pas être confronté à des jeux de paramètres "hors limite", le point de départ retenu est $[0,2 ; 0,2]$;
- la fonction critère permet de juger de la qualité d'ajustement des modèles et facilite la comparaison entre bassins versants. Le critère utilisé ici est celui défini par Nash et Sutcliffe (1970). Également, des critères d'appréciation du bilan volumique ont été définis afin de quantifier les écarts entre hydrogrammes observés et calculés par les modèles ;
- parmi toutes les données disponibles, il s'avère que la combinaison « pluie CRU x ETP PEN x WHC FAOmax » est la plus performante, puisqu'elle conduit aux valeurs du critère les plus élevées pour la majorité des cas, et ce quel que soit le modèle utilisé ;
- le découpage des périodes de calage-validation dans les proportions 2/3-1/3 améliore significativement les performances des deux modèles. Au vu des données disponibles, et en particulier pour le bassin de la Gambie, la procédure de calage sur la période 1971-1987 et de validation sur 1988-1995 semble donc la mieux adaptée.

En définitive, nous possédons un jeu de paramètres $[X_1 ; X_2]$ (pour le modèle GR2M) et $[\alpha ; \beta]$ (pour le modèle WBM) calés sur la période 1971-1987 pour chaque bassin versant, avec la combinaison de données d'entrée « pluie CRU x ETP PEN x WHC FAOmax ».

5.2. Présentation des résultats

Dans cette section, nous présenterons les résultats obtenus en calage et en validation pour les 42 bassins versants étudiés et ce, pour chaque modèle pluie-débit. Nous examinerons les valeurs des paramètres calés ainsi que les valeurs prises par la fonction critère. Cependant, le seul examen de ces valeurs ne peut suffire à juger de la qualité des modèles en terme d'hydrologie. Pour cela, il faut également examiner les tracés des hydrogrammes observés et calculés. Nous avons donc tracé les graphiques des séries observées et calculées pour l'ensemble des calages et des validations effectués avec chaque modèle. Nous ne présenterons pas ici l'ensemble des graphiques qui, dans certains cas, n'apporterait rien.

5.2.1. Calage-validation du modèle GR2M

Les valeurs des paramètres X_1 et X_2 ainsi que les critères de Nash obtenus en calage et en validation sont présentés dans le tableau 3.13. Pour le calage, sont indiqués en gras les critères de Nash supérieurs à 90 % et en italique souligné ceux inférieurs à 70 %. Pour la validation, sont indiqués en gras les critères de Nash supérieurs à 80 % et en italique souligné ceux inférieurs à 50 %.

Le comportement en phase de calage du modèle GR2M est plutôt satisfaisant. Le critère de Nash est toujours supérieur à 60 %. Seulement cinq bassins versants présentent des critères de Nash compris entre 60 % et 70 %. Comme le montre la figure 3.29, il s'agit de bassins versants situés sur le Logone, le Chari et le Sassandra. Tous les autres bassins versants présentent des critères de Nash en calage supérieurs à 70 %, dont huit supérieurs à 90 % : le Sénégal à Daka Saïdou, à Soukoutali, à Galougo, à Kayes et à Bakel, le Sassandra à Bafingdala et Semien et enfin, le Logone à Moundou.

Tableau 3.13 – Calage-validation du modèle GR2M pour les 42 bassins versants étudiés : valeurs des paramètres X_1 et X_2 , critères de Nash.

Bassin	Station	Période calage	Période validation	X1	X2	Nash calage	Nash validation
Logone	Gore	1971-1987	1988-1995	0.585	0.642	<u>69.1</u>	69.6
	Doba	1971-1987	1988-1995	0.411	0.531	<u>66.9</u>	72.4
	Baibokoum	1971-1987	1988-1995	0.559	0.538	82.0	75.6
	Moundou	1971-1987	1988-1995	0.594	0.573	90.3	87.8
	Lai	1971-1987	1988-1995	0.526	0.509	89.2	84.7
	Bongor	1971-1987	1988-1995	0.391	0.420	82.0	76.0
Chari	Bossangoa	1971-1987	1988-1995	0.456	0.569	74.5	71.1
	Batafango	1971-1987	1988-1995	0.383	0.506	74.7	<u>11.2</u>
	Moissala	1971-1987	1988-1995	0.393	0.512	82.8	75.1
	Manda	1971-1987	1988-1995	0.372	0.468	79.4	76.4
	Sahr	1971-1987	1988-1995	0.262	0.323	<u>64.9</u>	<u>26.2</u>
	Hellibongo	1971-1987	1988-1995	0.284	0.334	<u>64.2</u>	<u>47.9</u>
	Bouso	1971-1987	1988-1995	0.311	0.334	77.3	55.8
	Mailao	1971-1987	1988-1995	0.242	0.309	70.3	66.6
	Ndjamena	1971-1987	1988-1995	0.320	0.313	76.6	68.4
Sassandra	Vialadougou	1972-1987	1988-1995	0.363	0.826	85.1	<u>21.1</u>
	Bafingdala	1971-1987	1988-1995	0.412	0.592	90.1	60.9
	Nibehibe	1971-1987	1988-1995	0.220	0.593	<u>62.0</u>	56.6
	Guiglo	1971-1976	1977-1979	0.401	0.799	78.1	64.6
	Sorotona	1971-1987	1988-1995	0.385	0.702	88.2	<u>45.4</u>
	Semien	1971-1987	1988-1995	0.386	0.675	90.2	50.8
	Guessabo	1971-1977	1978-1980	0.308	0.736	88.5	83.4
	Soubre	1971-1977	1978-1980	0.385	0.582	84.8	61.2
Gambie	Missirah	1972-1987	1988-1995	0.437	0.534	77.8	73.6
	Kedougou	1972-1987	1988-1995	0.453	0.570	81.9	79.1
	Mako	1972-1987	1988-1995	0.448	0.578	81.6	76.7
	Simenti	1972-1987	1988-1995	0.418	0.603	83.4	79.8
	WassadouAmt	1972-1987	1988-1995	0.420	0.580	83.0	79.1
	WassadouAvl	1972-1987	1988-1995	0.375	0.599	84.6	84.4
	Gouloumbo	1972-1987	1988-1995	0.392	0.530	82.0	57.1
Sénégal	DakaSaidou	1971-1987	1988-1995	0.547	0.574	92.3	88.7
	Gourbassy	1971-1987	1988-1995	0.347	0.670	78.4	83.0
	Toukoto	1971-1983	1984-1989	0.268	0.684	82.6	76.1
	BafingMakana	1971-1987	1988-1995	0.483	0.560	89.9	86.3
	Soukoutali	1971-1987	1988-1995	0.495	0.549	93.8	88.4
	KidiraUhea	1971-1987	1988-1995	0.331	0.726	82.3	81.0
	Dibia	1971-1987	1988-1995	0.473	0.544	89.1	58.2
	Siramakana	1971-1983	1984-1995	0.194	0.751	79.9	33.7
	Oualia	1971-1984	1985-1990	0.263	0.709	84.3	57.3
	Galougo	1971-1987	1988-1995	0.343	0.625	90.6	67.2
	Kayes	1971-1987	1988-1995	0.337	0.609	92.8	71.2
	Bakel	1971-1987	1988-1995	0.358	0.605	90.3	74.9

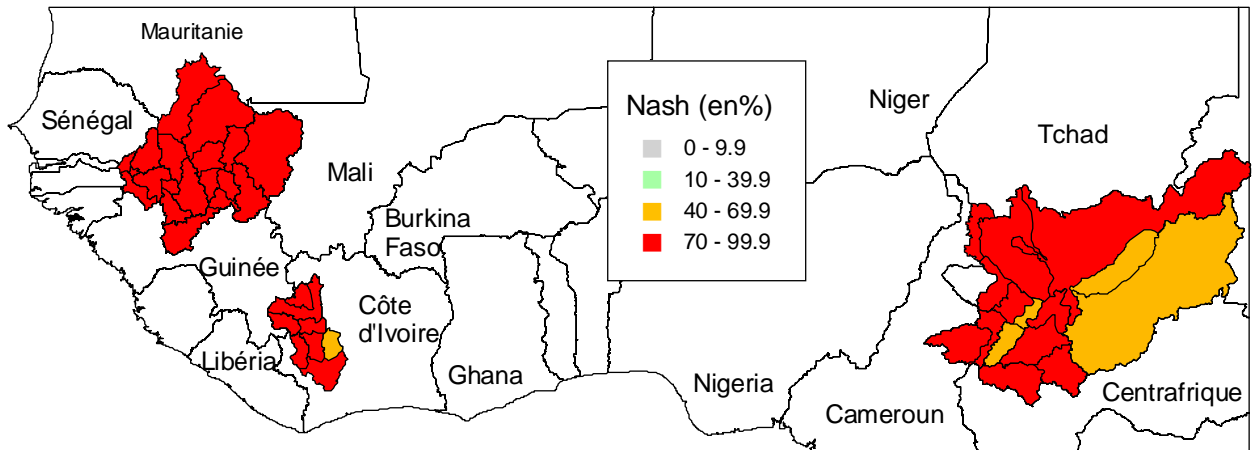


Figure 3.29 – Cartographie des critères de Nash obtenus en calage avec le modèle GR2M

Les hydrogrammes calés obtenus sont également de bonne qualité, la dynamique des écoulements étant bien respectée. La figure 3.30 montre les hydrogrammes observés et calculés pour Soukoutali (Sénégal) sur la période de calage. Le critère de Nash atteint 93,8 %. La dynamique des écoulements est parfaitement reproduite.

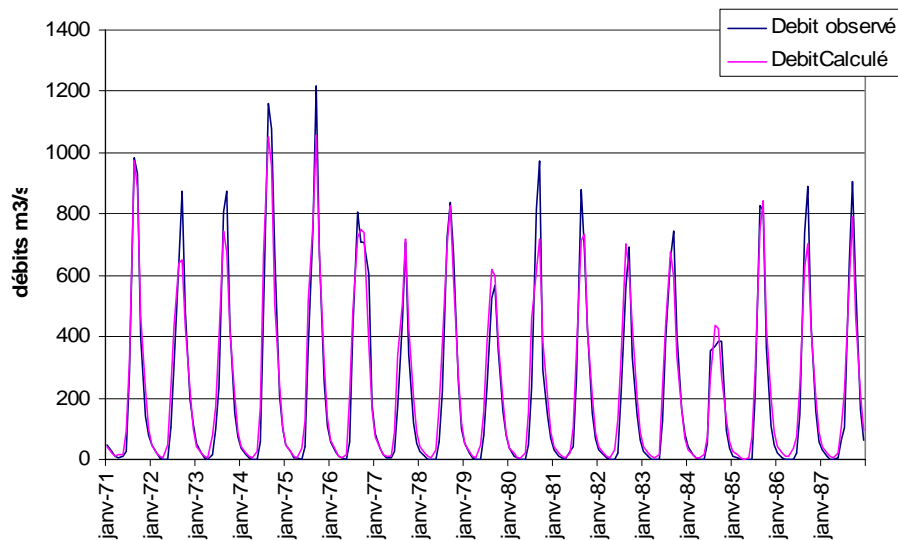


Figure 3.30 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en calage sur la période 1971-1987, pour Soukoutali (Sénégal).

La figure 3.31 représente les hydrogrammes observés et calculés pour Sahr (Chari) en calage. Le critère de Nash est de 64,9 %. Plusieurs observations peuvent expliquer ce résultat. Tout d'abord les étiages ne sont jamais correctement reproduits et l'on observe des écarts importants entre les deux hydrogrammes sur les pointes de crues, notamment en 1971 et 1975. Egalement, les débits observés en 1984 sont très faibles et manifestement erronés. Toutes ces perturbations font que le Nash obtenu en calage est faible.

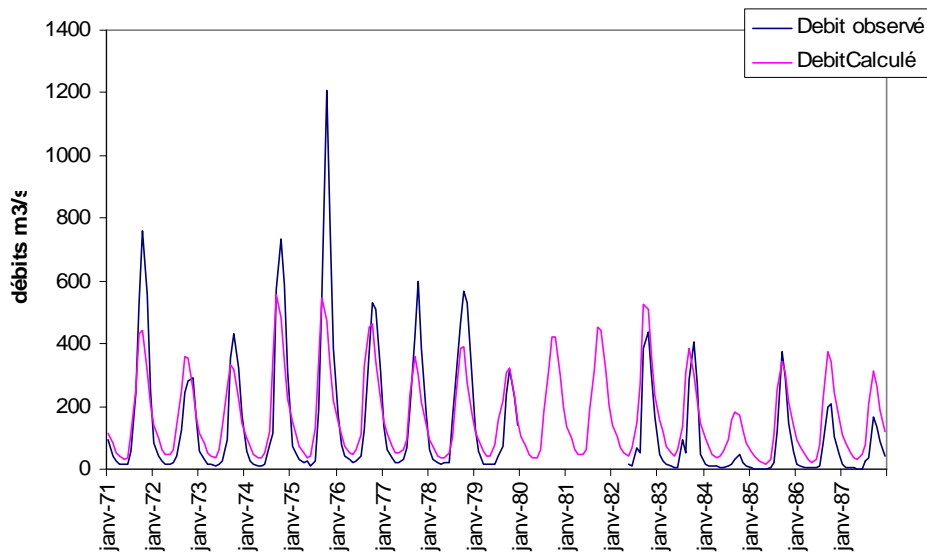


Figure 3.31 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en calage sur la période 1971-1987, pour Sahr (Chari).

En validation, le critère de Nash est compris entre 11,2 % et 88,7 %. Les dégradations enregistrées par le critère de Nash en validation vis-à-vis du calage sont parfois importantes. Elles varient entre -64 et -0,2 points. On note que pour trois bassins versants le critère de Nash en validation est meilleur que celui obtenu en calage. Cette augmentation varie de +0,5 à +5,5 points. Quatre bassins versants présentent un critère de Nash inférieur à 40 % et neuf un critère supérieur à 80 %. La position de ces bassins apparaît sur la figure 3.32. On constate que les critères de Nash les plus faibles sont obtenus pour des bassins versants situés en amont des grandes unités hydrographiques : Siramakana pour le Sénégal, Vialadougou pour le Sassandra, enfin Sahr et Batafango pour le Chari. Au contraire, les bassins versants qui présentent les plus fortes valeurs du critère de Nash concernent principalement les bassins versants du Sénégal, de la Gambie, du Logone et de trois bassins du Chari (Bossangoa, Moissala et Manda).

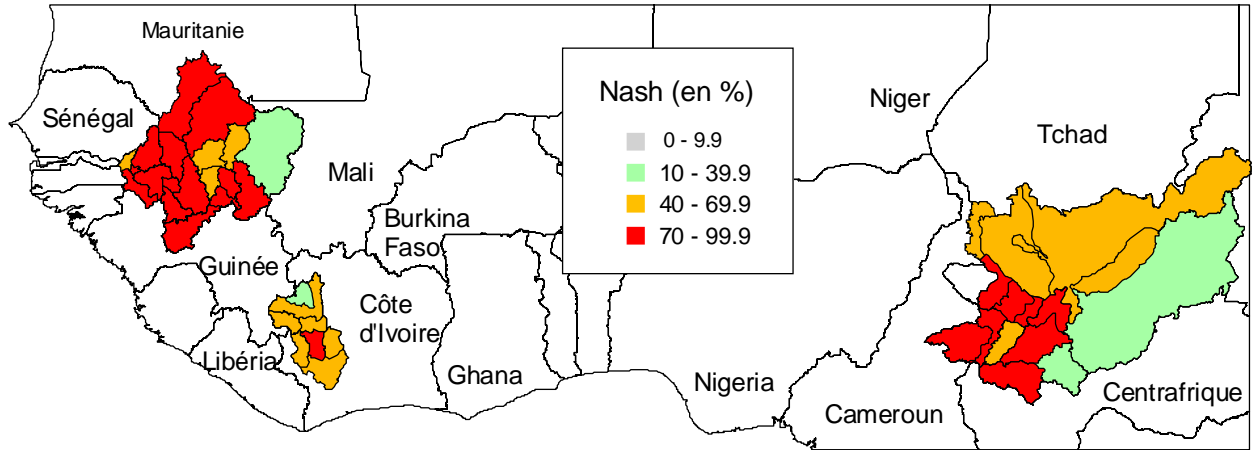


Figure 3.32 – Cartographie des critères de Nash obtenus en validation avec le modèle GR2M.

Nous sommes surpris par les valeurs de critère de Nash très faibles obtenues pour des bassins versants présentant de très bons résultats en calage, comme Batafango (Chari) ou Vialadougou (Sassandra). Le tracé des hydrogrammes permet de souligner certains problèmes rencontrés sur ces bassins versants. La figure 3.33 correspond aux hydrogrammes observés et calculés pour Batafango sur la période de validation. On constate que les données de débits observés pour l'année 1992 et 1993 sont manifestement fausses. De ce fait, l'écart maximum entre les hydrogrammes en 1992 influe sur la valeur du critère de Nash, qui n'est que de 11,2 % en validation pour 74,7 % en calage. Sans tenir compte de ces deux années, le critère de Nash en validation passe à 79,2 %.

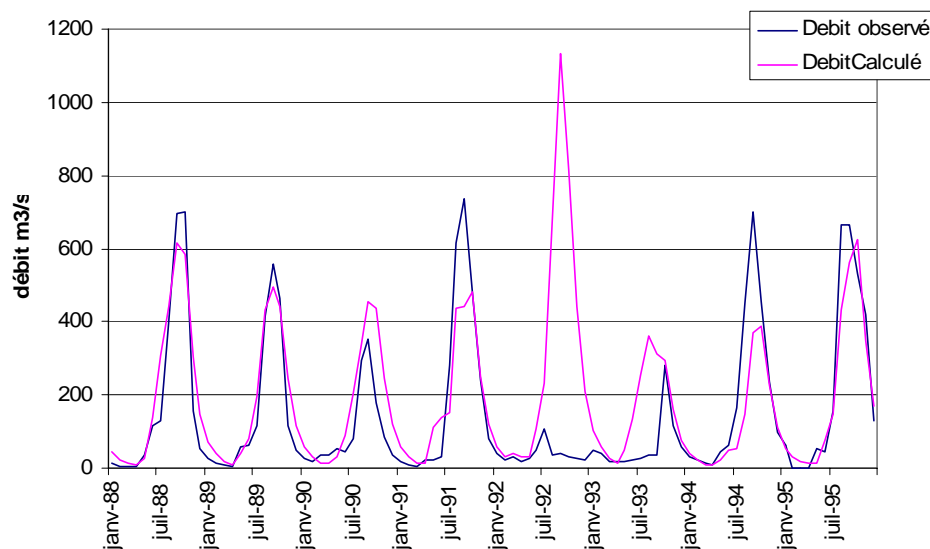


Figure 3.33 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en validation sur la période 1988-1995, pour Batafango (Chari).

La figure 3.34 correspond aux hydrogrammes observés et calculés pour Vialadougou (Sassandra). Dans ce cas, il s'agit d'erreurs sur les données de pluies en 1992 et 1993, qui sont sous-estimées. Le modèle GR2M produit alors de très faibles débits sur ces deux années et le critère de Nash atteint 21,1 %, contre 85,1 % en calage. Sans ces deux années, le critère de Nash atteint 71,9 %.

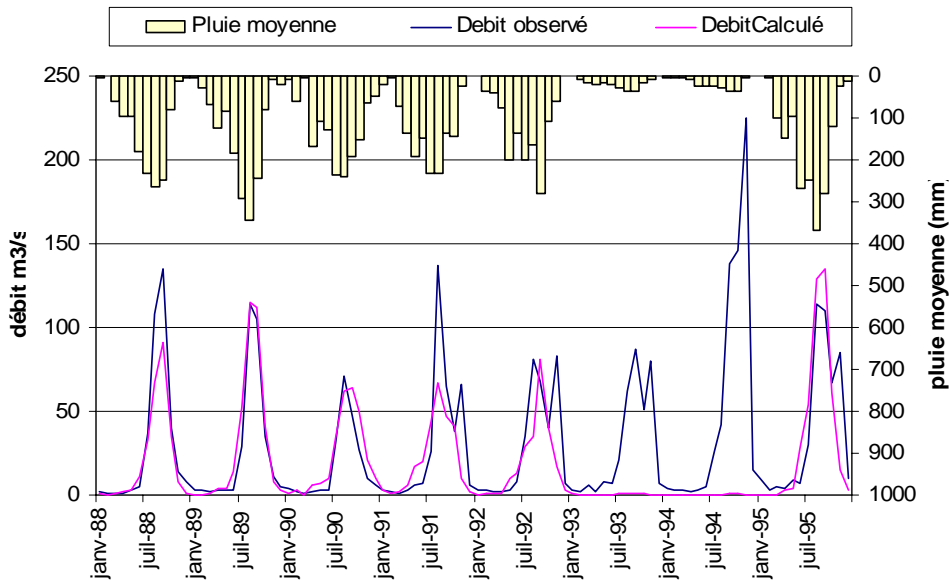


Figure 3.34 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en validation sur la période 1988-1995, pour Vialadougou (Sassandra).

Afin de compléter ces résultats, nous nous sommes également intéressés à la représentation cartographique des paramètres calés X_1 et X_2 du modèle GR2M. On constate que les paramètres X_1 les plus faibles correspondent aux bassins versants présentant les plus mauvais critères de Nash en calage (Figure 3.35) : Siramakana (Sénégal), Nibehibe (Sassandra), Hellibongo et Sahr (Chari). Le paramètre X_1 neutralise les précipitations et les ETP en entrée du système. Un paramètre X_1 faible revient à diminuer les apports d'eau au système, puisque les précipitations sont réduites et l'ETP augmentée, le modèle GR2M a donc du mal à produire les écoulements correspondants.

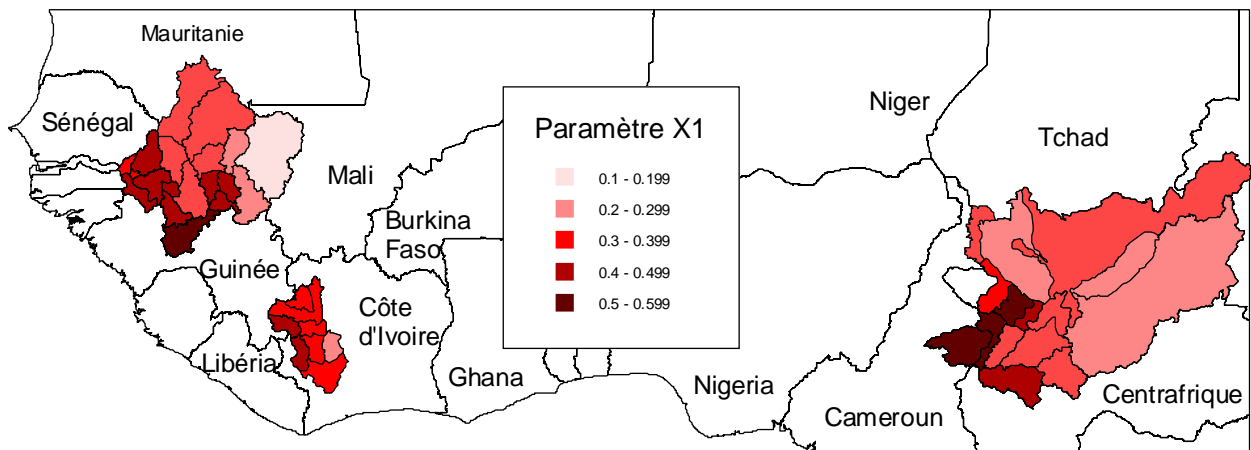


Figure 3.35 – Représentation cartographique du paramètre X_1 calé sur 1971-1987.

La répartition du paramètre X_2 est légèrement différente (Figure 3.36). Ce sont les bassins versants du Chari qui présentent les paramètres X_2 les plus faibles (<0,4). Au contraire, les bassins versants du Sénégal et du Sassandra présentent les paramètres X_2 les plus élevés (>0,8). Ce paramètre régule la vidange du réservoir gravitaire pour produire l'écoulement. Pour des paramètres X_2 faibles (forts), la vidange du réservoir est réduite (augmentée).

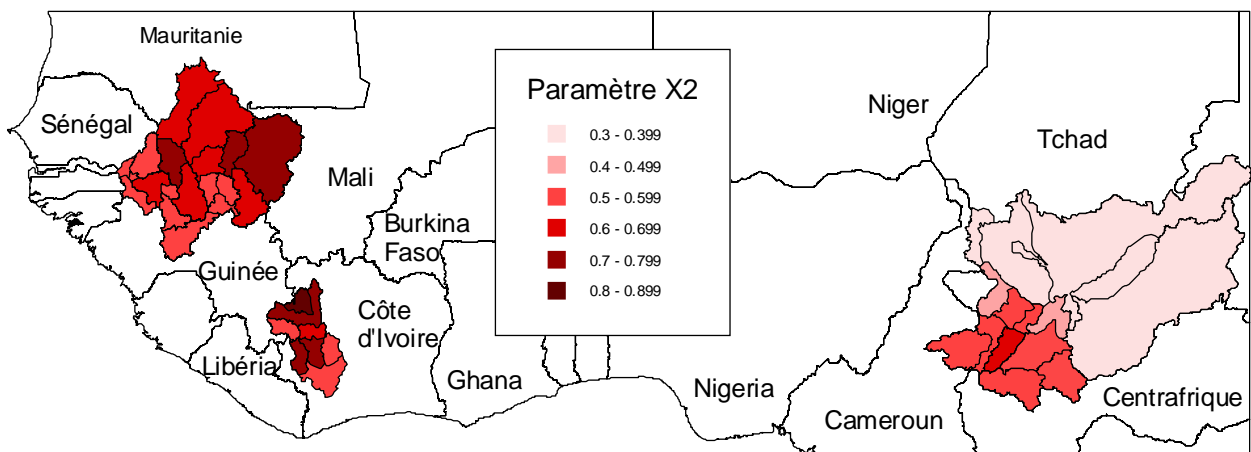


Figure 3.36 – Représentation cartographique du paramètre X_2 calé sur 1971-1987.

En dehors du fait que les données d'entrée contiennent des erreurs qui influent sur le calcul de la fonction critère, les plus mauvais calages peuvent être attribués à des paramètres X_1 faibles, traduisant une diminution des apports d'eau dans le système, associé aux paramètres X_2 les plus faibles (forts) provoquant une accentuation (réduction) de la vidange du réservoir gravitaire.

Dans l'ensemble, les résultats obtenus avec le modèle GR2M sont très satisfaisants. Les critères de Nash sont supérieurs à 60 % en calage pour l'ensemble des bassins, dépassant même 90 % pour sept d'entre eux. En validation, les critères sont généralement supérieurs à 50 %, à l'exception de quatre bassins versants. Le modèle GR2M utilisé en calage à l'aide du critère de Nash permet de reproduire correctement la grande majorité des hydrogrammes observés tant en terme de dynamique et qu'en terme de volumes. Ils révèlent aussi les erreurs sur les données de précipitations ou de débits sur des bassins versants pour lesquels les critères de Nash sont très faibles.

5.2.2. Calage-validation du modèle WBM

Le tableau 3.14 présente les valeurs des paramètres α et β ainsi que les critères de Nash obtenus en calage et en validation. Dans ce tableau, sont indiqués en gras les critères de Nash supérieurs à 70 % et en italique souligné ceux inférieurs à 50 %.

D'une manière générale, les critères de Nash obtenus avec le modèle WBM sont plus faibles que ceux obtenus avec GR2M. En calage, le critère de Nash varie de 20,8 % à 78,1 %. Seuls six bassins versants du Sénégal présentent un critère de Nash supérieurs à 70 %. À l'exception de Nibehibe (Sassandra), tous les bassins versants présentant un critère de Nash inférieurs à 40 % sont situés sur le Logone-Chari (Figure 3.37).

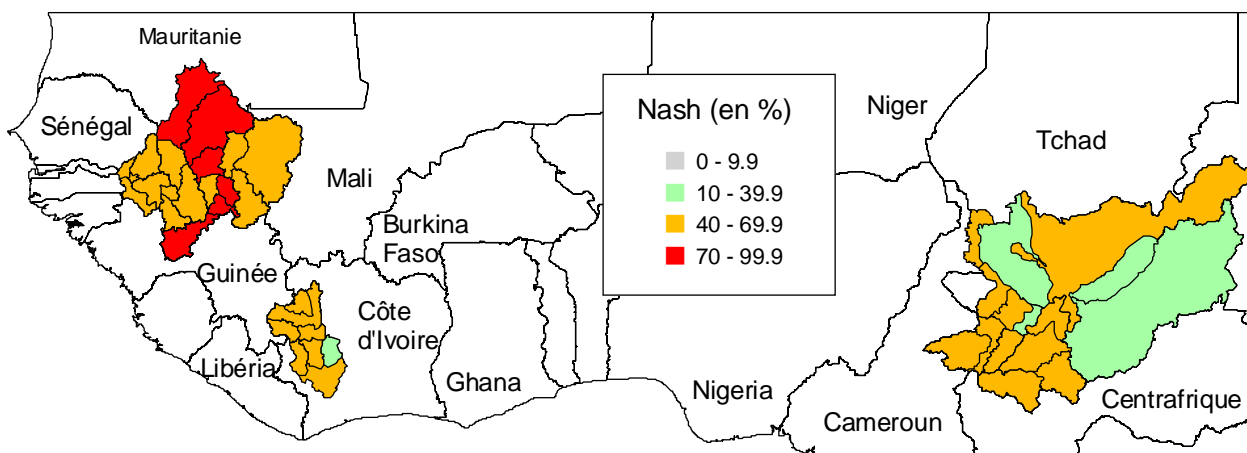


Figure 3.37 – Cartographie des critères de Nash obtenus en calage avec le modèle WBM.

Tableau 3.14 – Calage-validation du modèle WBM pour les 42 bassins versants étudiés : valeurs des paramètres α et β , critères de Nash.

Bassin	Station	Période calage	Période validation	α	β	Nash calage	Nash validation
Logone	Gore	1971-1987	1988-1995	5.20E-03	0.161	<u>45.9</u>	54.6
	Doba	1971-1987	1988-1995	5.26E-06	0.136	<u>38.0</u>	51.5
	Baibokoum	1971-1987	1988-1995	4.54E-03	0.299	58.9	59.7
	Moundou	1971-1987	1988-1995	1.72E-03	0.201	65.5	70.1
	Lai	1971-1987	1988-1995	1.76E-06	0.126	63.5	69.0
	Bongor	1971-1987	1988-1995	3.80E-06	0.144	<u>43.3</u>	<u>44.2</u>
Chari	Bossangoa	1971-1987	1988-1995	1.16E-04	0.130	<u>48.1</u>	56.2
	Batafango	1971-1987	1988-1995	5.59E-06	0.096	<u>40.4</u>	<u>29.1</u>
	Moissala	1971-1987	1988-1995	2.51E-06	0.090	<u>44.8</u>	58.4
	Manda	1971-1987	1988-1995	1.79E-06	0.071	<u>44.5</u>	57.4
	Sahr	1971-1987	1988-1995	1.10E-06	0.013	<u>32.5</u>	<u>23.2</u>
	Hellibongo	1971-1987	1988-1995	1.24E-06	0.014	<u>31.5</u>	<u>36.9</u>
	Bouso	1971-1987	1988-1995	1.10E-06	0.024	<u>42.1</u>	<u>41.8</u>
	Mailao	1971-1987	1988-1995	1.16E-06	0.014	<u>35.7</u>	<u>44.4</u>
	Ndjamena	1971-1987	1988-1995	1.06E-06	0.024	<u>47.0</u>	51.2
Sassandra	Vialadougou	1972-1987	1988-1995	7.03E-03	0.083	56.1	<u>21.0</u>
	Bafingdala	1971-1987	1988-1995	1.03E-03	0.135	60.7	<u>46.7</u>
	Nibehibe	1971-1987	1988-1995	1.39E-02	0.020	<u>20.8</u>	<u>22.9</u>
	Guiglo	1971-1976	1977-1979	1.49E-02	0.113	50.0	<u>32.5</u>
	Sorotona	1971-1987	1988-1995	3.56E-03	0.100	57.2	<u>32.4</u>
	Semien	1971-1987	1988-1995	7.54E-04	0.107	58.8	<u>37.6</u>
	Guessabo	1971-1977	1978-1980	8.97E-03	0.063	<u>48.6</u>	<u>40.4</u>
	Soubre	1971-1977	1978-1980	1.03E-05	0.088	<u>43.7</u>	<u>29.3</u>
Gambie	Missirah	1972-1987	1988-1995	5.60E-06	0.108	56.7	50.2
	Kedougou	1972-1987	1988-1995	1.72E-04	0.309	66.8	67.0
	Mako	1972-1987	1988-1995	2.10E-05	0.279	66.5	65.6
	Simenti	1972-1987	1988-1995	1.61E-05	0.194	63.4	61.0
	WassadouAmt	1972-1987	1988-1995	1.04E-05	0.184	62.5	63.7
	WassadouAvl	1972-1987	1988-1995	3.44E-06	0.135	64.8	68.0
	Gouloumbo	1972-1987	1988-1995	2.33E-06	0.118	61.2	<u>39.1</u>
	Sénégal	DakaSaidou	1971-1987	1988-1995	7.61E-04	0.300	75.3
Sénégal	Gourbassy	1971-1987	1988-1995	3.36E-06	0.191	64.6	65.6
	Toukoto	1971-1983	1984-1989	9.36E-06	0.085	53.7	<u>42.7</u>
	BafingMakana	1971-1987	1988-1995	2.02E-05	0.263	70.7	59.8
	Soukoutali	1971-1987	1988-1995	1.21E-05	0.268	75.0	60.8
	KidiraUhea	1971-1987	1988-1995	9.35E-06	0.144	67.3	63.3
	Dibia	1971-1987	1988-1995	1.35E-05	0.243	68.6	<u>28.2</u>
	Siramakana	1971-1983	1984-1995	2.90E-03	0.037	58.1	<u>31.8</u>
	Oualia	1971-1984	1985-1990	1.89E-05	0.065	62.7	<u>37.5</u>
	Galougo	1971-1987	1988-1995	2.16E-06	0.125	73.2	<u>47.6</u>
	Kayes	1971-1987	1988-1995	1.67E-06	0.105	78.1	55.6
Bakel	1971-1987	1988-1995	9.12E-05	0.116	75.7	58.1	

Les hydrogrammes calés obtenus sont, en général, d'assez bonne qualité, la dynamique des écoulements étant relativement bien respectée. La figure 3.38 montre les hydrogrammes pour Daka Saïdou (Sénégal) sur la période de calage. Le critère de Nash atteint 75,3 %. Le modèle WBM ne reproduit pas correctement les étiages, et on observe un léger décalage sur la phase de montée des eaux de l'hydrogramme.

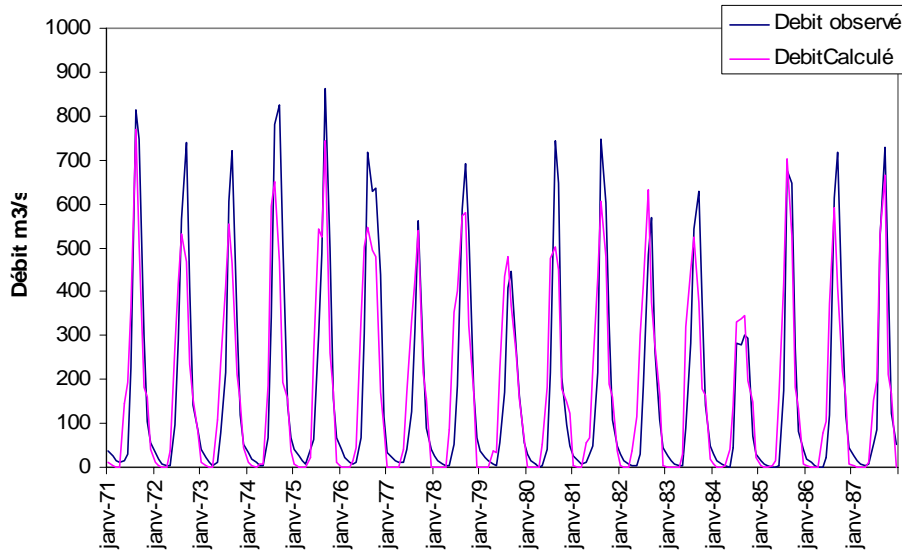


Figure 3.38 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle WBM en calage sur la période 1971-1987, pour Daka Saïdou (Sénégal).

La figure 3.39 représente les hydrogrammes observés et calculés pour Hellibongo (Chari) en calage. Le critère de Nash est de 31,5 %. Plusieurs observations peuvent expliquer ce résultat. Tout d'abord les étiages ne sont jamais correctement reproduits et l'on observe des écarts importants entre les deux hydrogrammes sur les pointes de crue. Le modèle WBM sous-estime les volumes écoulés. Egalement, les débits observés en 1984 sont manifestement erronés. Toutes ces perturbations font que le Nash obtenu en calage est très faible.

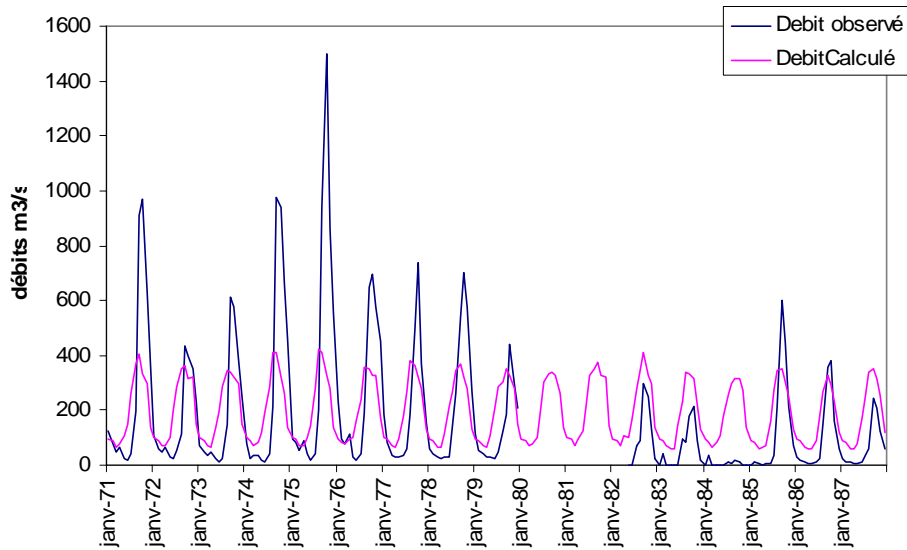


Figure 3.39 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle WBM en calage sur la période 1971-1987, pour Hellibongo (Chari).

En validation, le critère de Nash varie entre 21 % et 70,1 %. Là encore, on observe une dégradation du critère en validation de -40,4 à -0,3 points pour 25 bassins versants. En revanche, le critère de Nash augmente en validation de +0,2 à +13,6 points pour les 17 autres bassins versants. Seul Moundou (Logone) présente un critère de Nash supérieur à 70 % et treize bassins présentent un Nash inférieur à 40 % (Figure 3.40).

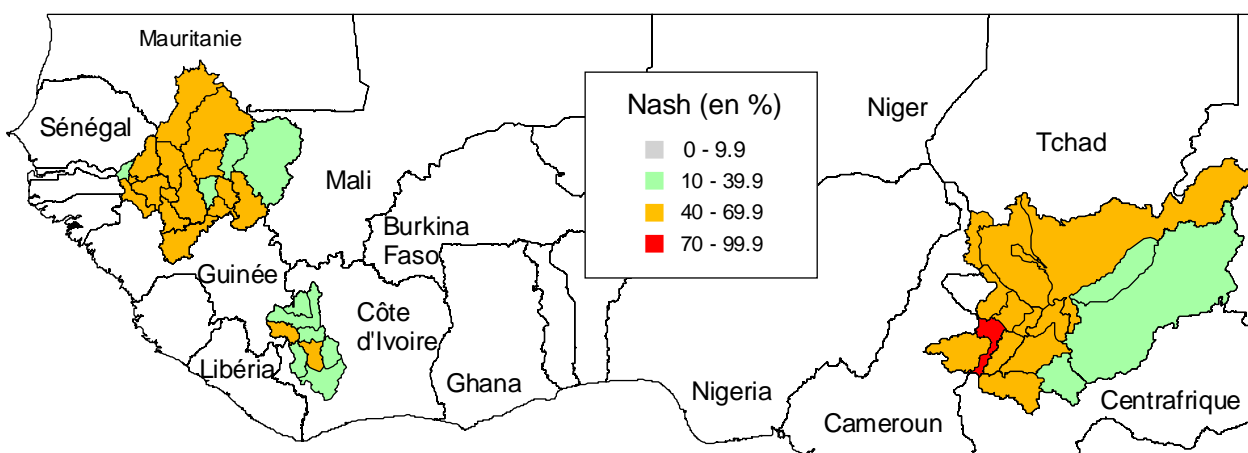


Figure 3.40 – Cartographie des critères de Nash obtenus en calage avec le modèle WBM.

La forte dégradation du critère de Nash entre le calage et la validation pour certains bassins versants est due, comme avec le modèle GR2M, aux erreurs sur les données de précipitations et de débits observées. Egalement, le modèle WBM ne semble pas reproduire correctement les hydrogrammes (Figure 3.41). On observe généralement un décalage important entre les hydrogrammes observés et calculés par le modèle WBM en validation : les pointes de crues sont sous-estimées et se produisent un à deux mois plus tôt. Le modèle WBM ne semble pas reproduire la dynamique des écoulements.

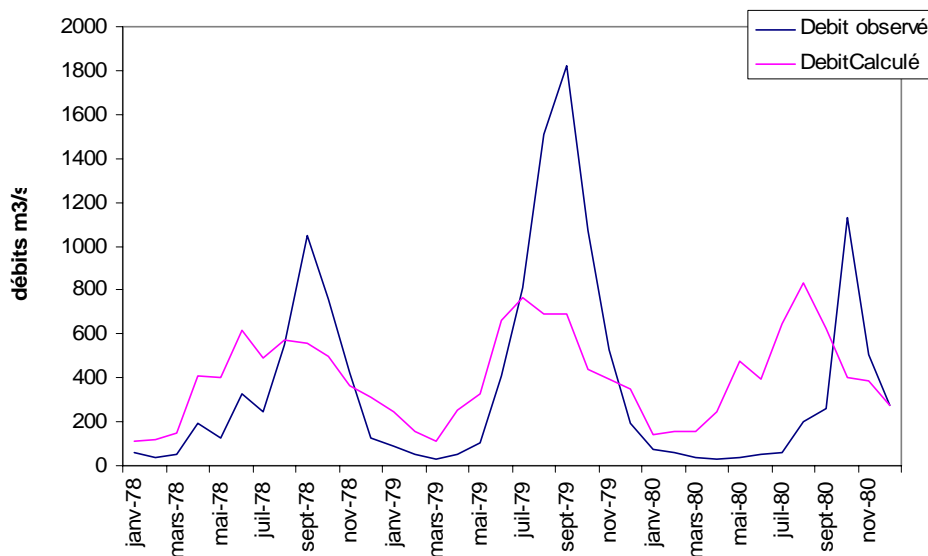


Figure 3.41 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés en validation sur la période 1978-1980 pour Soubre (Sassandra).

Les bassins versants qui obtiennent les plus mauvais critères de Nash en calage et en validation correspondent :

- aux bassins versants du Chari et en particulier ceux situés en amont et qui prennent leur source en Centrafrique ou au Soudan. Il s'agit de Batafango, Sahr et Hellibongo ;
- aux bassins amonts du Sénégal situés au Mali : Siramakana, Toukoto et Oualia ;
- aux bassins versants du Sassandra.

Pour ces bassins versants, les erreurs dans les données de précipitations ou de débits ne justifient pas à elles seules les faibles valeurs du critère de Nash. Il faut attribuer ces résultats au modèle lui-même qui montre quelques difficultés à reproduire la dynamique des hydrogrammes : volumes de crue sous-estimés et décalage temporel de la crue. Les valeurs des paramètres α et β peuvent expliquer en partie ces résultats.

Comme nous l'avons constaté précédemment, les valeurs du paramètre α sont très faibles voire nulles, sur l'ensemble des bassins versants étudiés (Figure 3.42). Il ne dépasse jamais 0,015. CE paramètre régle l'écoulement direct dans le modèle WBM. Cela signifie qu'aux échelles spatiales et temporelles retenues, il n'y a pas d'écoulement de surface modélisé.

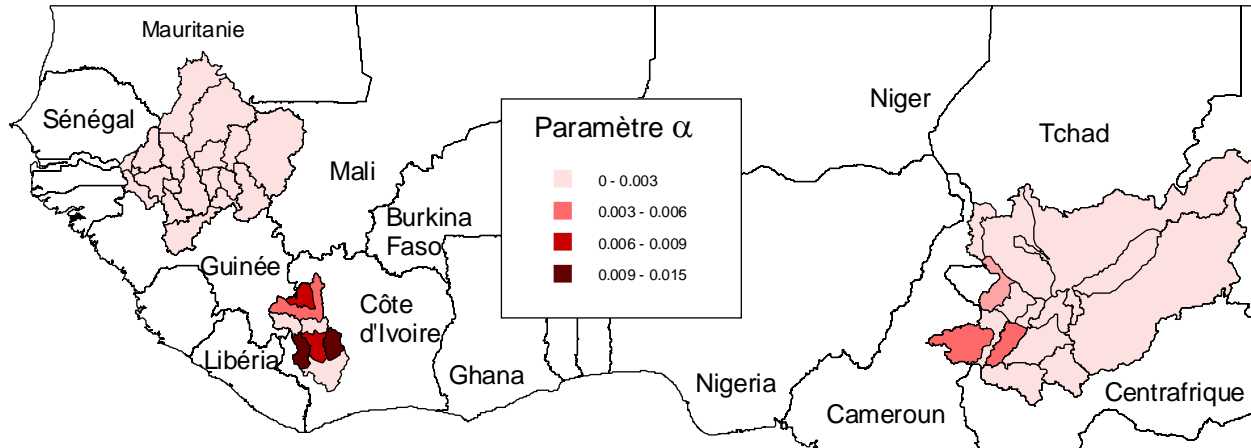


Figure 3.42 – Représentation cartographique du paramètre α calé sur 1971-1987.

Le paramètre β régle l'écoulement différé, par la vidange du réservoir sol. La figure 3.43 montre bien que les bassins versants obtenant les plus faibles critères de Nash sont ceux pour lesquels le paramètre β est le plus faible ($<0,1$). À l'inverse, les valeurs les plus fortes du paramètre β correspondent aux bassins versants les mieux calés avec le modèle WBM.

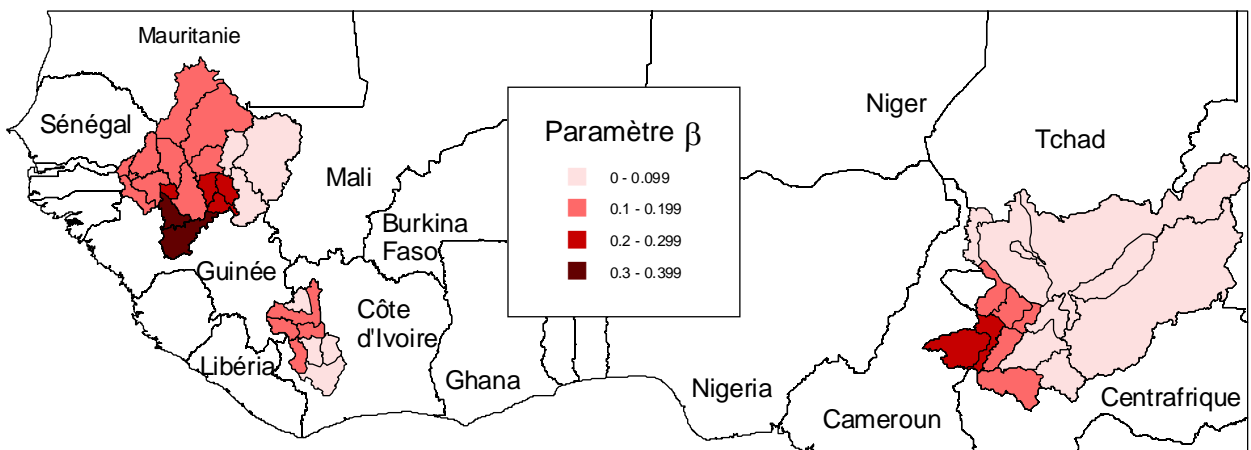


Figure 3.43 – Représentation cartographique du paramètre β calé sur 1971-1987.

Dans l'ensemble, les résultats obtenus avec le modèle WBM sont décevants. Seuls les bassins versants du Sénégal, de la Gambie et du Logone sont correctement calés. Les critères de Nash sont inférieurs à 60 % pour 23 bassins versants en calage et 31 bassins en validation. La dynamique des hydrogrammes n'est pas bien reproduite et les volumes écoulés en crue largement sous-estimés. Le paramètre α est presque nul pour l'ensemble des bassins versants, le modèle ne produisant pas d'écoulement direct aux échelles de temps et d'espace considérées. Les plus mauvais calage-validation peuvent être attribués aux faibles valeurs du paramètre β et aux erreurs sur les données observées.

5.3 Comparaison des modèles GR2M et WBM

Les deux modèles hydrologiques retenus présentent un fonctionnement général similaire, mais au pas de temps mensuel, aucun de ces deux modèles reproduit la part d'écoulement direct : pas de fractionnement de la pluie pour le modèle GR2M et paramètre α presque nul pour le modèle WBM. Au vu des résultats, le modèle GR2M est de loin le plus performant sur la zone d'étude. En effet, avec le modèle GR2M on obtient un critère de Nash médian de 82,4 % contre 58,5 % pour le modèle WBM en calage, et de 71,8 % contre 50,7 % pour le modèle WBM en validation. L'ensemble des critères de Nash obtenus en calage et en validation avec les deux modèles a été donné dans les sections précédentes (Tableaux 28 et 29).

Le modèle GR2M est aussi le plus apte à reproduire correctement les hydrogrammes observés, comme le montrent, à titre d'exemples, les figures 3.44 et 3.45. Nous avons choisi de représenter les hydrogrammes pour le Sassandra à Soubre et la Pende à Gore. Ces deux exemples illustrent parfaitement les résultats obtenus pour l'ensemble des bassins versants étudiés. On constate que le modèle GR2M (en rose sur les figures) reproduit toujours mieux les débits de pointe que le modèle WBM (en vert sur les figures). Le modèle WBM semble montrer quelques difficultés dans la production des écoulements en période de basses eaux : ils sont souvent surestimés. En terme de dynamique, le modèle GR2M respecte mieux celle observée que le modèle WBM, puisque celui-ci déclenche la crue avec un à deux mois d'avance selon les bassins versants considérés.

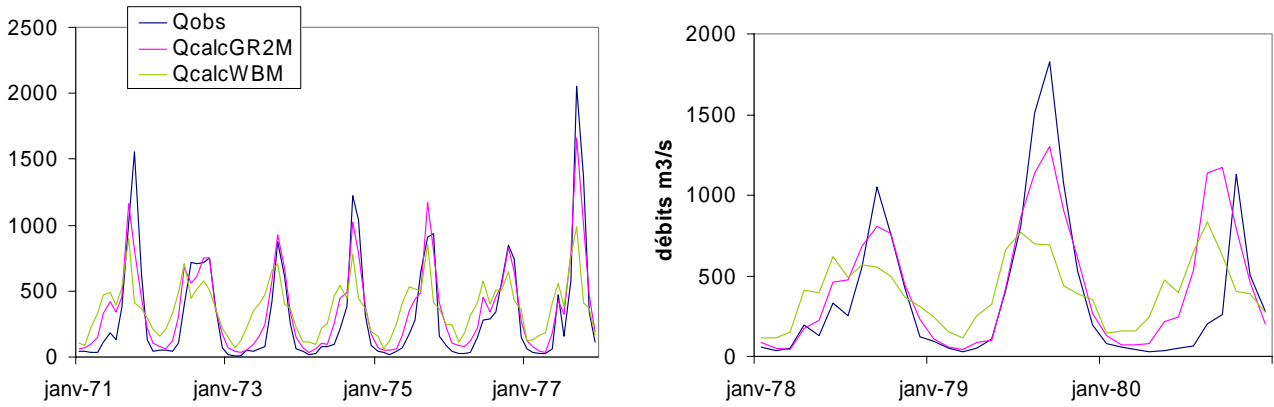


Figure 3.44 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par les modèles GR2M et WBM sur les périodes de calage (1971-1977) et de validation (1978-1980) pour le Sassandra à Soubre.

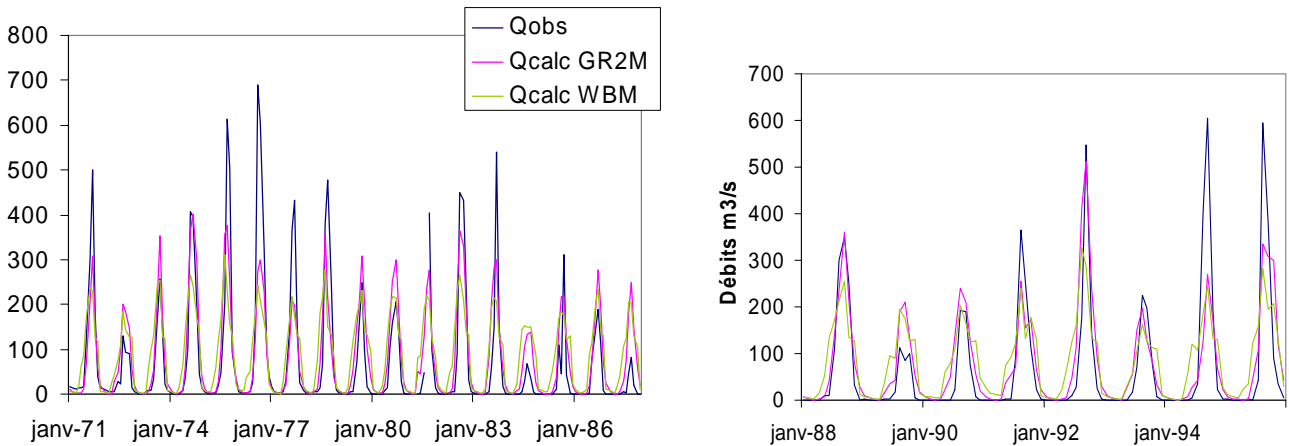


Figure 3.45 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par les modèles GR2M et WBM sur les périodes de calage (1971-1987) et de validation (1988-1995) pour la Pende à Gore.

Même si le modèle WBM n'atteint pas le niveau de performance du modèle GR2M, il donne toutefois des résultats acceptables sur une majorité de bassins versants. Le modèle GR2M apparaît nettement comme le plus fiable pour l'ensemble des bassins versants étudiés, et les résultats obtenus sont très satisfaisants, au regard des valeurs prises par la fonction critère et des hydrogrammes calculés.

6. Conclusions : performance et robustesse des modèles hydrologiques étudiés

Afin de simuler les écoulements pour les décennies à venir, deux modèles de bilans hydrologiques ont été retenus, à savoir GR2M et WBM. Ces deux modèles fonctionnent au pas de temps mensuel sur des grilles à la résolution du demi degré carré. Ils possèdent chacun deux paramètres dont les valeurs sont obtenues après optimisation du critère de Nash. Le mode de fonctionnement général de ces deux modèles est basé sur la vidange progressive d'un réservoir dont le stock d'eau évolue en fonction des précipitations, de l'ETP et de sa capacité en eau maximale.

Différents tests ont montré que ces modèles permettent d'atteindre un niveau satisfaisant de performance. L'étude a été divisée en deux étapes : choix des options de modélisation et analyse de sensibilité. Le choix des options de modélisation a porté sur la procédure d'optimisation, l'influence du point de départ, la combinaison de données d'entrée et les périodes de calage-validation. Les divers tests mis en œuvre nous ont permis de retenir l'enchaînement Rosen-Simplex comme procédure d'optimisation numérique. Cette méthode robuste permet de converger vers un optimum quelque soit le point de départ. La combinaison de données «P CRU x ETP PEN x WHC FAOmax» s'avère être la plus performante sur l'ensemble des bassins versants. Enfin, la période de calage 1971-1987 et de validation 1988-1995 permet une amélioration significative de la performance des modèles. En outre, les modèles sont calés pour les conditions déficitaires installées depuis la fin des années 60 et qui perdurent aujourd'hui.

Avec l'objectif d'utiliser les deux modèles pour simuler les écoulements pour des conditions climatiques différentes, l'analyse de sensibilité des modèles est essentielle. Axée sur les variations de la valeur des paramètres et des données d'entrée, elle souligne l'importance des précipitations dans la modélisation hydrologique. De ces tests, on retiendra que les modèles sont particulièrement sensibles aux précipitations en comparaison avec les données d'évapotranspiration potentielle. Ces analyses posent, également, le problème des modifications des états de surface, qui participent à la détermination des réserves en eau du sol. Les modèles présentent une certaine sensibilité aux données de capacité en eau du sol, malheureusement, la taille des bassins versants étudiés ne nous permet pas de disposer de données évolutives dans le temps. Les données de WHC sont donc maintenues constantes pour la période d'observations.

Tous ces tests sur les deux modèles révèlent la puissance des algorithmes utilisés pour que les erreurs sur les données d'entrée soient absorbées et qu'une solution optimale soit trouvée. Globalement, les modèles GR2M et WBM permettent de reproduire correctement la grande majorité des hydrogrammes observés. Le modèle GR2M est plus performant que le modèle WBM, en calage et en validation, pour l'ensemble des bassins versants étudiés. Les mauvais résultats en validation proviennent majoritairement d'erreurs sur les données d'entrée, précipitations et débits, et pour certains bassins versants, de paramètres calés trop faibles. Malgré tout, calage et validation des modèles GR2M et WBM ont permis de sélectionner un jeu de paramètres permettant de simuler au mieux le fonctionnement hydrologique de chaque bassin versant pour les conditions climatiques observées ces trente dernières années.

Comme nous l'indiquions précédemment, l'étude de Niel *et al.* (2003), par exemple, souligne la complexité de la relation pluie-débit et de son évolution. Ces travaux montrent, en effet, qu'une non stationnarité des chroniques de précipitations n'entraîne pas systématiquement une modification statistiquement significative des valeurs des paramètres calés sur les différentes « sous-séries ». Autrement dit, ces auteurs montrent qu'il n'y a pas de relation systématique entre non stationnarité de la relation pluie-débit et non stabilité des paramètres de modèles.

Nous retiendrons donc l'hypothèse simplificatrice d'une stabilité de la relation pluie-débit, que nous traduirons par une stabilité des paramètres calés sur les bassins étudiés, pour nous livrer à des simulations d'écoulements sur les décennies à venir. Les résultats obtenus seront néanmoins analysés avec la plus grande prudence, conscients que nous sommes d'être, dans ces conditions, plus à même de fournir des ordres de grandeur que des séries chronologiques prospectives vraisemblables.

Pour atteindre cet objectif, nous définirons des scénarii de précipitations et d'évapotranspiration potentielle sur l'ensemble de la zone étudiée, à partir des sorties des Modèles de Circulation Générale (GCM).

**CHAPITRE 4 : LA QUESTION DU
CHANGEMENT CLIMATIQUE : QUELS
SCÉNARIIS ET QUELS MODELES
DEVONS-NOUS UTILISER EN AFRIQUE
SUB-SAHARIENNE ?**

La dernière décennie a été marquée par la prise de conscience à l'échelle mondiale que l'eau constitue une ressource rare, du moins une ressource inégalement répartie dans le temps et dans l'espace. La disponibilité des ressources en eau à l'échelle du XXI^{ème} siècle est une question préoccupante pour des régions vulnérables comme l'Afrique de l'Ouest et Centrale. L'ampleur du changement climatique et de ses conséquences sur les ressources en eau peuvent être évaluées aux moyens des Modèles de Circulation Générale. Ce chapitre présente l'état actuel des connaissances sur le changement climatique ainsi que l'évaluation des résultats des Modèles de Circulation Générale pour définir les scénarii climatiques à retenir, dans le but de simuler les écoulements pour le XXI^{ème} siècle.

1. Le changement climatique

La question du changement climatique est devenue à la fin du XX^{ème} siècle un enjeu de politique internationale. Sous l'impulsion des rapports des experts internationaux, les gouvernements ont pris conscience, au cours des années 1980, de la réalité du phénomène de réchauffement de la planète et surtout de la responsabilité des actions humaines dans les dérèglements observés. Les États ont finalement reconnu la nécessité d'agir dans le cadre d'un "partenariat mondial". Nécessité d'autant plus grande, dans le cas du changement climatique, qu'à la différence de certains problèmes écologiques qui sévissent à l'échelle d'une région ou d'un pays, ce phénomène fait peser sur la planète une menace globale : les répercussions de l'effet de serre sont justement susceptibles d'affecter des régions dont la part de responsabilité dans les mécanismes de pollution est très réduite ou tout à fait négligeable. L'adoption de la Convention-cadre sur le changement climatique à Rio en 1992 marque le début d'une nouvelle phase qui est celle de la gestion de ce problème grâce à une politique concertée entre les États.

1.1. Les mécanismes en jeu

Les scientifiques s'accordent aujourd'hui pour affirmer l'augmentation du rôle des activités humaines dans le changement climatique et pour voir dans l'effet de serre le principal mécanisme conduisant au réchauffement de la planète.

1.1.1. L'effet de serre : un phénomène naturel amplifié par les activités humaines

L'effet de serre est un phénomène naturel complexe qui contribue à maintenir l'équilibre thermique de la planète. L'énergie solaire nous parvient sous forme de rayonnement de courte longueur d'onde (Figure 4.1). Approximativement, 30 % de ce rayonnement sont réfléchis vers l'espace par l'atmosphère (nuages, poussières). Les 70 % restants sont absorbés par l'atmosphère (20 %) ou par la surface terrestre (50 %), et sont alors réémis sous forme de rayonnement infrarouge de grande longueur d'onde. Or, tout rayonnement émis par la Terre est partiellement ou totalement absorbé par la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et d'autres gaz naturellement présents, appelés "gaz à effet de serre" (GES). Ces gaz laissent passer le rayonnement solaire jusqu'au sol mais retiennent 95 % du rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre, contribuant ainsi au réchauffement des couches inférieures de l'atmosphère. Les 5 % de rayonnement infrarouge restants parviennent directement dans l'espace. Sans la présence de ces gaz dans l'atmosphère, tout le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre s'échapperait vers l'espace et la température moyenne serait de -18°C . Ce phénomène naturel d'effet de serre augmente la température moyenne à environ 15°C et permet des conditions climatiques assez stables pour le maintien de la vie.

Depuis le début de l'ère industrielle, les activités humaines modifient la concentration de GES dans l'atmosphère. En renforçant la capacité de l'atmosphère à absorber l'énergie, nos émissions de GES perturbent l'équilibre radiatif entre l'énergie solaire incidente et le rayonnement infrarouge terrestre réémis vers l'espace. De ce fait, une proportion toujours plus importante de rayonnement infrarouge est retenue dans l'atmosphère et contribue à son réchauffement. Depuis le début du siècle, la température moyenne a augmenté de $0,5^{\circ}\text{C}$. Les records de chaleur planétaires sont concentrés dans les années récentes (WMO, 2003) : l'année 2003 se situe au 3^{ème} rang des années les plus chaudes au dessus de la normale 1961-1990 ($+0,45^{\circ}\text{C}$) juste derrière 2002 ($+0,48^{\circ}\text{C}$). Le record reste détenu par l'année 1998 ($+0,55^{\circ}\text{C}$). L'hypothèse la plus largement admise au sein de la communauté scientifique pour expliquer ce réchauffement est l'émission anthropique de GES et de précurseurs d'aérosols.

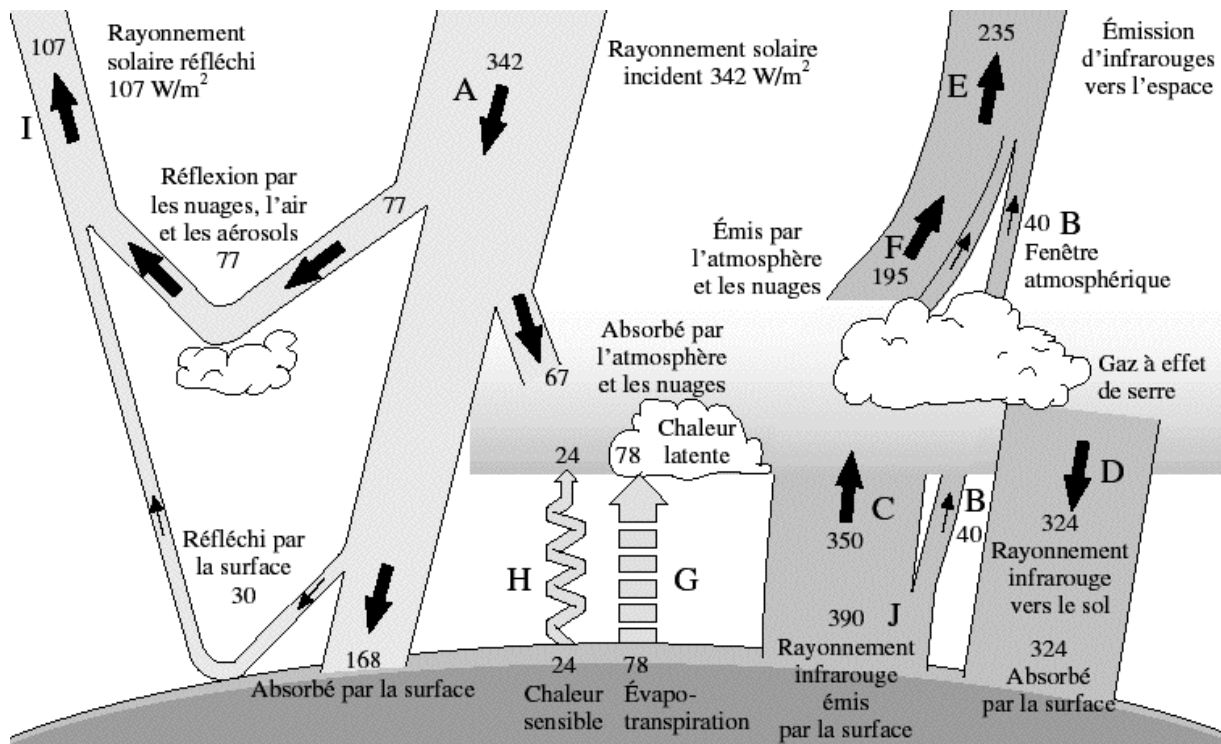


Figure 4.1 – Schéma du bilan radiatif du système terrestre
(d'après <http://www.manicore.com/documentation/serre/physique.html>).

1.1.1.1. Gaz à effet de serre

Les gaz responsables de l'effet de serre sont naturellement très peu abondants. Les deux principaux sont la vapeur d'eau (H_2O) et le dioxyde de carbone (CO_2). Il en existe d'autres : certains sont naturels, d'autres artificiels. Les gaz naturels sont le méthane (CH_4), l'oxyde nitreux (N_2O) et l'ozone troposphérique (O_3). Les principaux gaz industriels à effet de serre sont les halocarbures (les chlorofluorocarbones ou CFC, et dérivés) et l'hexafluorure de soufre (SF_6).

La vapeur d'eau est le plus important des gaz à effet de serre, étant donné la superficie océanique à partir de laquelle elle est émise. L'homme n'intervient pas directement sur sa teneur. En revanche, une élévation de température entraîne une augmentation de l'évaporation, et donc de la vapeur d'eau qui amplifie le réchauffement. Ainsi, toute modification du climat liée à l'augmentation des autres gaz à effet de serre entraîne un réajustement des teneurs en vapeur d'eau, qui agissent en retour sur les températures. Le problème se complique si l'on considère le rôle des nuages : ils refroidissent la surface terrestre en réfléchissant une partie du rayonnement solaire, tout en produisant un effet de serre, qui au contraire la réchauffe ...

Mais si l'on se limite à l'effet de serre d'origine anthropique, parfois appelé "additionnel" (puisqu'il s'ajoute à celui d'origine naturelle), il est causé (Figure 4.2) :

- pour 60 % par le **dioxyde de carbone** (CO_2). Il est présent naturellement dans l'atmosphère, la biosphère et les océans, entre lesquels s'effectuent des échanges. Il est produit lors des éruptions volcaniques, des incendies, ainsi que par la respiration animale et végétale. Le CO_2 est absorbé par les végétaux (photosynthèse) et les océans. L'augmentation de ses rejets est surtout due à la combustion des énergies fossiles (charbon, pétrole et gaz naturel) pour le transport, l'industrie et la production d'énergie. En 100 ans, sa consommation a augmenté de 30 %. Le CO_2 est responsable de la moitié de l'accroissement de l'effet de serre. Sa durée de vie est de l'ordre de quelques centaines d'années ;
- pour 20 % par le **méthane** (CH_4). C'est un gaz naturel produit par la décomposition de la matière organique. Il provient également de l'élevage (fermentation lors de la rumination), de l'exploitation des gisements de gaz naturels, des rizières et des décharges d'ordures ménagères. Son augmentation essentiellement agricole est liée à la poussée démographique mondiale. Sa concentration a augmenté de 145 % depuis 1750. Si le CH_4 est un gaz à effet de serre très efficace, il n'a une durée de vie que d'environ 10 ans ;
- pour 10 % par les **halocarbures** (CFC et dérivés). Leurs émissions ne sont pas naturelles. Ces gaz ont été utilisés couramment dans les bombes aérosols, les systèmes de climatisation et de chaîne du froid et dans certains procédés industriels (mousses expansées), avant d'être interdits par la convention de Montréal en raison de leur nocivité pour la couche d'ozone. Ces gaz, d'une durée de vie de 60 à 120 ans selon leur formule, ont participé à l'effet de serre. Certains CFC sont remplacés aujourd'hui par des hydrofluorocarbones (HFC) qui, avec l'hydrocarbure perfluoré (PFC) et l'hexafluorure de soufre (SF_6) contribuent dans une moindre mesure à l'effet de serre ;
- pour 5 % par l'**oxyde nitreux** (N_2O). Il est produit par l'action de micro-organismes dans les sols agricoles et des forêts tropicales, dans les eaux et par la combustion des végétaux. Son augmentation, de 7,6 % au cours du siècle dernier, provient de l'utilisation des engrais azotés en agriculture et de certains procédés chimiques. La durée de vie de ce gaz est de 150 ans ;
- pour 5 % par l'**ozone troposphérique** (O_3). L'ozone est une variante de l'oxygène naturellement présent dans l'atmosphère. L'ozone qui s'accumule dans la troposphère

provient directement de la combustion d'hydrocarbures. Ce terme de l'effet de serre est donc une conséquence du transport et, s'il contribue à renforcer l'effet de serre dans une moindre mesure, il est surtout néfaste pour la santé.

Les effets combinés de tous les GES équivalent aujourd'hui à une augmentation de 50 % du CO₂ depuis le début de l'ère industrielle. Les émissions de GES ont pour effet d'introduire un forçage radiatif de l'ordre de 1 % du rayonnement reçu. Cela peut paraître peu, mais compte tenu de la fragilité de certains équilibres, ce sont des énergies considérables qui sont en jeu.

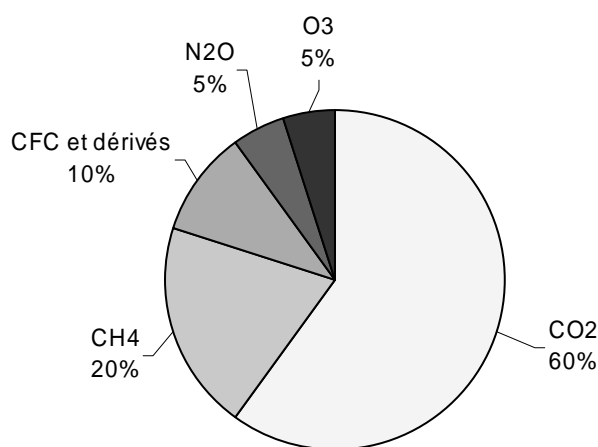


Figure 4.2 – Répartition des contributions à l'effet de serre des différents gaz d'origine anthropique (d'après IPCC, 2001).

1.1.1.2. Aérosols

Constitués de particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère, les aérosols sont formés par des réactions entre les gaz ou injectés dans l'atmosphère par des processus se déroulant au niveau du sol. Les aérosols ont des tailles qui varient de moins de un micromètre à la taille d'un grain de sable et sont constitués de diverses matières. Les aérosols proviennent de phénomènes naturels comme les éruptions volcaniques, les embruns marins, les feux de forêts et l'érosion des sols. Toutefois, certains aérosols sont aussi produits par des activités anthropiques, comme l'utilisation de combustibles fossiles.

Outre le fait que ces particules représentent un problème de visibilité et de santé humaine, les aérosols ont aussi un impact important sur le climat planétaire. Ils affectent le bilan radiatif terrestre par deux mécanismes (IPCC, 2001) :

- un effet direct : ils diffusent et/ou absorbent une partie des rayonnements solaires et infrarouges ;
- un effet indirect : ils modifient les propriétés des nuages. Certains aérosols agissent comme les noyaux de condensation nuageuse. Une augmentation de ces noyaux conduit à la réduction de la taille des gouttelettes, modifiant les propriétés optiques des nuages, leur durée de vie et leur potentiel précipitable.

La concentration des aérosols a augmenté du fait de l'accroissement des émissions anthropiques de particules et de gaz précurseurs, conduisant à produire un forçage radiatif négatif. À l'échelle locale, le forçage négatif imputable aux aérosols est supérieur au forçage positif dû aux GES. Une partie de l'impact des GES est donc compensée par l'effet des aérosols, mais ce n'est pas un effet à long terme car la durée de vie dans l'atmosphère des aérosols est de quelques semaines seulement et ils ne s'y accumulent pas. De ce fait, le forçage radiatif dû aux aérosols ne dépend pas que de leur distribution spatiale, mais également de leur taille, de leur composition chimique et de divers aspects du cycle hydrologique, comme la formation des nuages. C'est pourquoi le forçage radiatif qui leur est imputable suit rapidement les évolutions des émissions de GES et la variation d'intensité des sources naturelles des aérosols (IPCC, 1995).

1.1.2. Conclusions sur l'effet de serre

Le danger qui est désigné par l'effet de serre correspond à un abus de langage (Jancovici, 2002). Ce qui est dangereux n'est pas le phénomène lui-même, parfaitement naturel et essentiel à notre existence, mais son renforcement. La modification de l'effet de serre ne se résume pas à un changement de température, loin s'en faut. C'est pourquoi, il faut lui préférer le terme de "changement climatique". N'importe quel changement des conditions climatiques a des conséquences potentielles sérieuses sur les écosystèmes. Ces conséquences pourraient être bénéfiques à certaines régions et néfastes pour d'autres, selon l'ampleur du phénomène et la sensibilité de la région concernée.

1.2. Le bilan scientifique sur l'évolution du climat

1.2.1. Création d'un groupe d'experts scientifiques

Si les scientifiques ont amélioré leurs connaissances sur les émissions de GES, l'évolution du climat représente un défi considérable pour les décideurs. Conscients de tout cela, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) ont créé, en 1988, le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) ou Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Ce groupe a été établi afin i) d'évaluer les informations disponibles sur les connaissances scientifiques du climat, sur les effets, les aspects socio-économiques et les options d'atténuation de l'évolution du climat et d'adaptation à cette évolution ; ii) de rendre, sur demande, des avis scientifiques/techniques/socio-économiques à la Conférence des Parties à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC).

1.2.2. Organisation du groupe

L'IPCC est organisé en trois groupes de travail associés à une équipe spéciale pour les inventaires nationaux des GES (Figure 4.3). Chacun de ces groupes est dirigé par deux coprésidents (l'un représentant les pays développés et l'autre, les pays en voie de développement) et dispose d'un service d'appui technique.

Le **Groupe de Travail I** évalue les aspects scientifiques du système climatique et de l'évolution du climat. Ces évaluations comprennent des observations des changements actuels et des tendances qui se dessinent dans le système climatique, ainsi que l'application de ces connaissances à l'élaboration de modèles susceptibles de mettre à jour les causes des changements et de simuler l'évolution future d'origine naturelle ou anthropique du système climatique.

Le **Groupe de Travail II** s'occupe des questions concernant la vulnérabilité des systèmes écologiques, des secteurs socio-économiques et de la santé face aux changements climatiques, les conséquences tant bénéfiques que néfastes de ceux-ci et les possibilités de s'y adapter. Il étudie aussi la faisabilité des mesures d'adaptation visant à renforcer les effets positifs et à atténuer les effets négatifs.

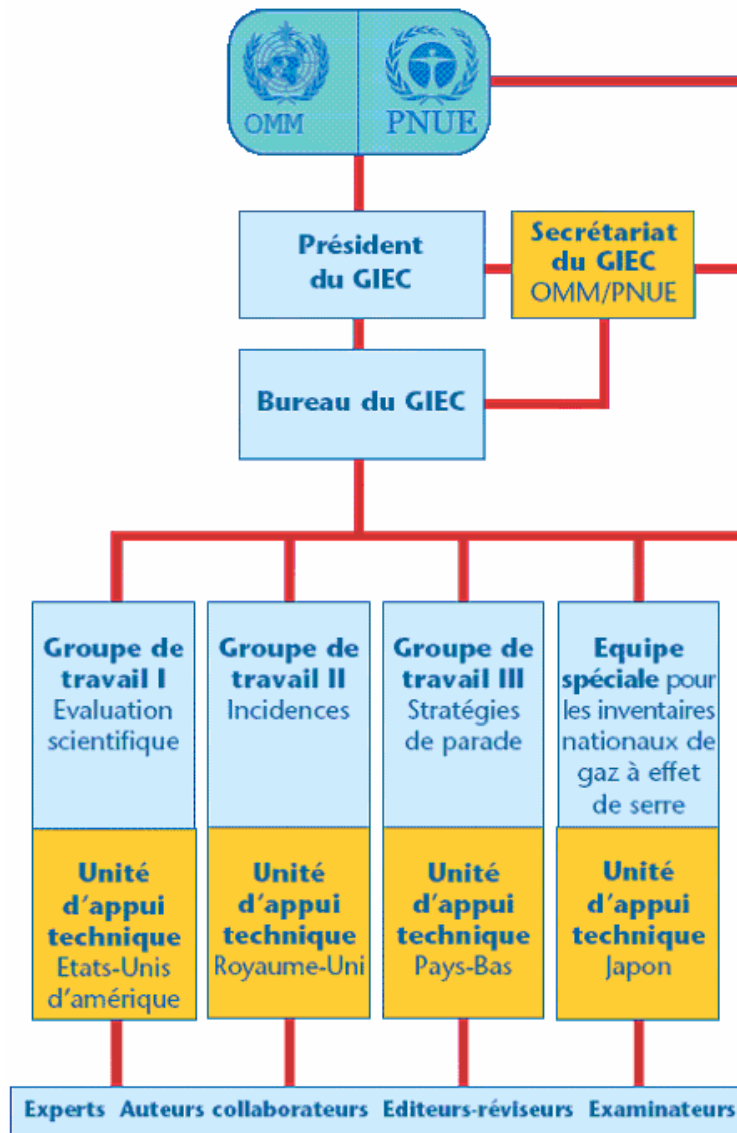


Figure 4.3 – Organisation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (d'après <http://www.ipcc.ch/about/bfrench.pdf>).

Le **Groupe de Travail III** évalue les solutions envisageables pour limiter les émissions de GES ou pour atténuer de toute autre manière que ce soit les effets des changements climatiques. Il évalue aussi les aspects économiques et sociaux de ces options.

L'**équipe spéciale pour les inventaires nationaux de GES** a pour objectifs de développer et d'appliquer des méthodes comparables pour l'évaluation chiffrée des émissions de GES mais également d'encourager l'utilisation répandue de ces méthodologies par les pays participant à l'IPCC et par les signataires de la CCNUCC.

1.2.3. Les produits de l'IPCC

Depuis son existence, l'IPCC publie des rapports qui font le bilan sur les connaissances relatives aux changements climatiques, des résumés à l'intention des décideurs, des documents techniques ainsi que des directives sur les méthodes à appliquer.

Le **Premier Rapport d'Évaluation** (1990) de l'IPCC a eu un large retentissement. Confirmant les informations scientifiques sur lesquelles étaient fondées les préoccupations relatives à l'évolution du climat, ce rapport a amené les gouvernements à adopter la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques lors du Sommet Planète Terre organisé à Rio en juin 1992. Le **Rapport Spécial de 1994** a été présenté à la première session de la Conférence des Parties à la CCNUCC. Il comprend un rapport sur le forçage radiatif des changements climatiques, une évaluation des scénarii d'émissions (IS92), les directives techniques pour l'évaluation des incidences de l'évolution du climat et des stratégies d'adaptation et les lignes directrices pour les inventaires nationaux des émissions de gaz à effet de serre.

Le **Deuxième Rapport d'Évaluation** (1996) comporte un document de synthèse des informations scientifiques et techniques et les rapports des trois groupes de travail. Ce deuxième Rapport d'évaluation a contribué au bon déroulement des négociations qui ont abouti à l'adoption du Protocole de Kyoto en 1997.

Le **Troisième Rapport d'Évaluation** (2001), à l'instar des rapports précédents, présente une évaluation complète et actualisée des aspects scientifiques, techniques et socio-économiques de l'évolution du climat qu'il convient de prendre en considération pour le choix des orientations. Il porte, pour l'essentiel, sur les faits nouveaux survenus depuis 1995 et accorde une plus grande attention aux aspects régionaux. Ce troisième rapport est aujourd'hui utilisé comme référence en ce qui concerne le changement climatique.

1.2.4. Bilan 2001 : changements observés et projections pour l'évolution future du système climatique

Nous présentons ici un résumé actualisé des observations sur l'évolution climatique. Ainsi, une quantité croissante d'indices témoigne d'un réchauffement de la planète et d'autres modifications du système climatique, dont les principaux sont les suivants :

- la température moyenne de surface a augmenté de $0,6\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ au cours du XX^{ème} siècle. Le réchauffement s'est notamment produit durant deux périodes, de 1910 à 1945 et depuis 1976. Depuis les premières mesures en 1861, la décennie 90 a très probablement été la plus chaude observée ;
- les données satellites montrent une diminution probable de 10 % de la couverture neigeuse depuis la fin des années 60, ainsi qu'une diminution de l'extension des glaciers ;
- le niveau moyen de la mer est monté de 10 à 20 centimètres au cours du XX^{ème} siècle ;
- dans les zones de moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord, les précipitations et la fréquence des épisodes de fortes précipitations ont augmenté ;
- dans certaines régions, notamment en Asie et en Afrique, la fréquence et l'intensité des sécheresses ont augmenté durant ces dernières décennies ;
- les épisodes chauds du phénomène El Nino ont été plus fréquents, plus durables et plus intenses depuis le milieu des années 1970.

L'IPCC annonce qu'il dispose aujourd'hui d'analyses d'une très grande fiabilité qui lui permettent d'affirmer que le réchauffement observé au cours des cinquante dernières années est bien dû aux activités humaines (IPCC, 2001). De plus, les modèles utilisés, dont la confiance dans leur capacité à prévoir le climat futur a augmenté, conduisent à prévoir une augmentation de la température globale et une élévation du niveau de la mer :

- la température moyenne de surface devrait encore augmenter entre $1,4$ et $5,8\text{ °C}$ entre 1990 et 2100, selon les modèles et les scénarii d'émissions de GES. Le réchauffement devrait s'intensifier notamment durant l'hiver dans les régions de hautes latitudes de l'hémisphère nord ;
- la concentration moyenne de vapeur d'eau dans l'atmosphère et les précipitations devraient augmenter au cours du XXI^{ème} siècle ;
- le réchauffement climatique devrait accroître les phénomènes extrêmes (sécheresses/fortes précipitations-inondations) qui accompagnent les manifestations d'El Nino et entraîner un dérèglement de la mousson d'été en Asie ;
- l'étendue de la couverture neigeuse, des glaciers et de la banquise de l'hémisphère nord devrait continuer de diminuer ;
- l'élévation du niveau moyen des océans est estimée entre 9 et 88 cm, selon les modèles.

Les prévisions pour le changement climatique convergent vers une augmentation de la température et une élévation du niveau moyen des mers. Mais les gammes de variations de ces prévisions dépendent des modèles climatiques utilisés mais aussi des projections d'émissions de gaz à effet de serre. Quels sont ces modèles et ces scénarii ? Peut-on avoir confiance en leurs prévisions ?

2. Les modèles de circulation générale

Les modèles climatiques constituent les seuls outils à notre disposition pour évaluer l'impact des changements climatiques futurs. Ces modèles visent à améliorer les connaissances du système climatique mais également à fournir aux décideurs et aux scientifiques des informations pour anticiper l'évolution du climat.

2.1. Structure des modèles climatiques

Les modèles climatiques sont une représentation mathématique simplifiée du système climatique, fondée sur des lois physiques. La capacité de ces modèles à simuler les réactions du système climatique dépend pour beaucoup du degré de compréhension des processus physiques, géophysiques, chimiques et biologiques qui régissent le système. Les différentes composantes du système climatique doivent y être représentées (atmosphère, biosphère, hydrosphère et cryosphère) ainsi que leurs processus d'échanges. Ces différents éléments ont été modélisés séparément depuis le milieu des années 70, avant d'être couplés dans des modèles globaux. Aujourd'hui, on utilise des *Modèles de Circulation Générale Couplés Atmosphère-Océans* (AOGCM).

Les équations mathématiques sont résolues au moyen d'une grille tridimensionnelle couvrant la surface du globe (Figure 4.4). L'espace est subdivisé en milliers de colonnes permettant de recouvrir la totalité de la surface terrestre et les océans. Ces colonnes sont elles-mêmes subdivisées en plusieurs couches. La résolution verticale d'un modèle fait donc référence au nombre de couches modélisées à l'intérieur des colonnes, alors que sa résolution horizontale fait référence à la quantité, et donc à la dimension, des colonnes qui recouvrent la planète. Actuellement, pour ce qui est de la composante atmosphérique, les modèles types ont une résolution de 250 km à 600 km dans le plan horizontal et d'environ 1 km dans le plan vertical. Quant à la résolution du modèle océanique type, elle est d'environ 125 km à 250 km dans le plan horizontal et d'environ 200 m à 400 m dans le plan vertical. La fréquence à laquelle les

processus sont calculés à l'intérieur du modèle constitue la résolution temporelle du modèle. Les choix des spécialistes en modélisation quant aux résolutions spatiale et temporelle, et à la fréquence d'archivage des résultats finaux, tiennent compte de deux contraintes majeures que sont la capacité informatique disponible et la stabilité numérique du modèle.

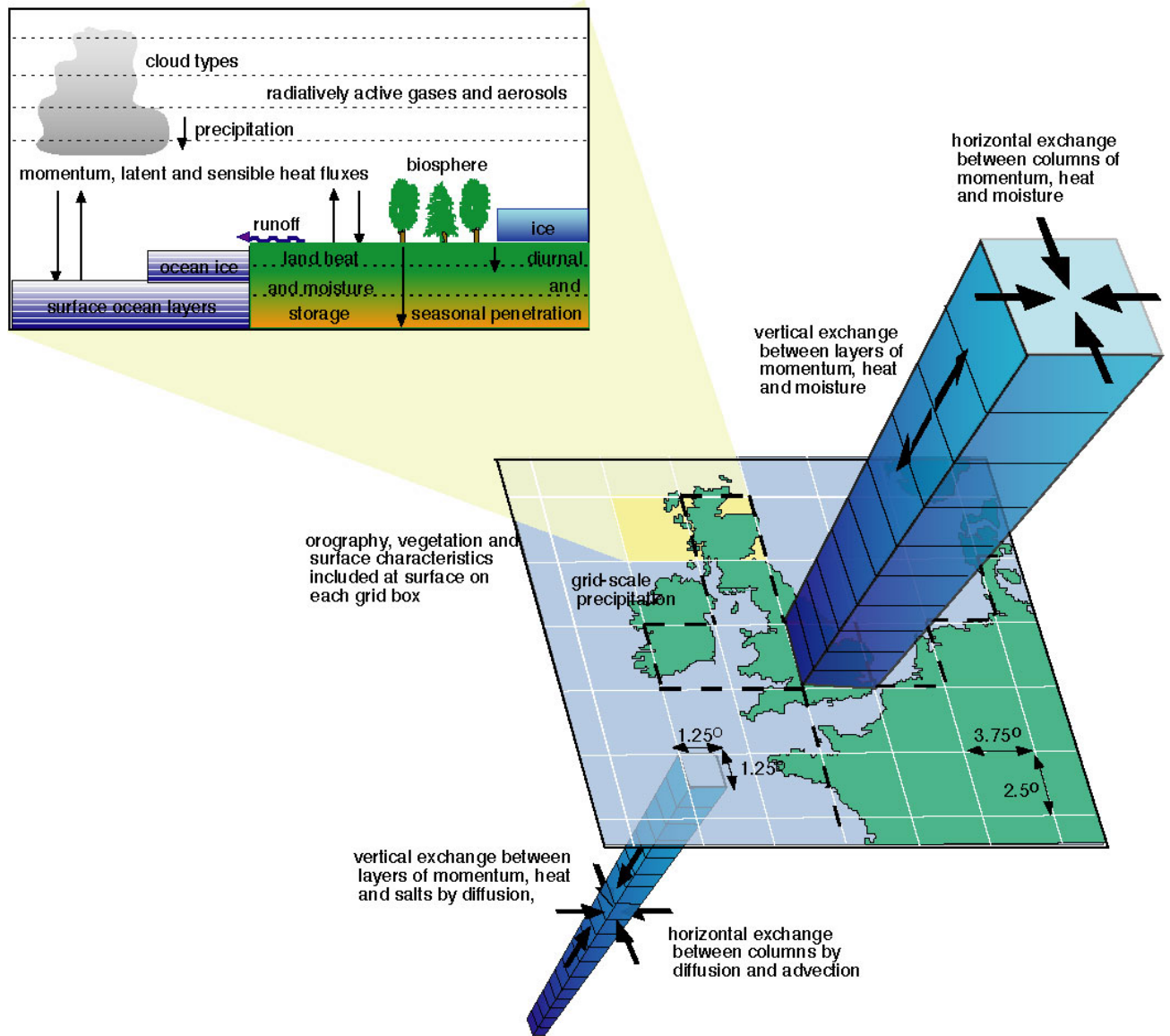


Figure 4.4 – Structure conceptuelle d'un modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan (Viner et Hulme, 1997).

Il existe actuellement une quinzaine de modèles dans le monde, qui diffèrent par leur résolution spatiale et temporelle, par leur structure et par le nombre de processus et de paramètres pris en compte. Ainsi tous ces modèles intègrent :

- les échanges d'énergie, en particulier sous forme de rayonnement électromagnétique entre la Terre, les océans, l'atmosphère et l'espace ;
- les transferts radiatifs dans l'atmosphère, c'est-à-dire la manière dont le rayonnement solaire et celui émis par la Terre traversent l'atmosphère ou sont absorbés par les GES ;
- les circulations atmosphérique et océanique ;
- et les échanges de carbone entre l'atmosphère et la planète.

De plus, certains de ces modèles prennent aussi en compte les transports d'eau associés à la circulation atmosphérique, les interactions entre océans et atmosphère, les nuages et certaines rétroactions du réchauffement sur les émissions de GES.

2.2. Faiblesses et incertitudes des modèles climatiques

Malgré les évolutions récentes dans le domaine des connaissances du système climatique, les modèles présentent certaines limites.

À l'heure actuelle, les modèles climatiques ont quelques difficultés à reproduire certains processus comme l'évaporation continentale, le cycle du méthane ou encore la physique des nuages. De plus, la description de ces processus est souvent basée sur des données à une échelle inférieure, qui ne peuvent être valides pour de larges mailles. En effet, un modèle climatique génère une valeur moyenne par maille. La diversité des caractéristiques climatiques et des traits géographiques à l'intérieur de chaque maille est donc inévitablement simplifiée. L'utilisateur ne possède donc aucune information quant à la variabilité spatiale à l'intérieur d'une même maille.

À ces incertitudes, s'ajoutent celles liées à l'évolution réelle de l'atmosphère, dans un contexte où le comportement des populations, des économies et des gouvernements (et donc indirectement des émissions de GES) est difficile à prévoir.

Du fait des résolutions spatiale et temporelle différentes, des processus pris en compte et des incertitudes énoncées ci-dessus, les résultats produits par les modèles climatiques varient considérablement. Malgré tout, en ce qui concerne les principales conclusions qualitatives, le

degré de confiance en ces modèles a augmenté. En effet, ils reproduisent de manière satisfaisante les diverses composantes du climat : répartition des zones climatiques, rythme des saisons par endroits, courants atmosphériques et océaniques, oscillations pluriannuelles d'El Nino, etc. Mais, les prévisions locales sont très difficiles à établir et donc, beaucoup plus imprécises.

2.3. Les modèles climatiques disponibles

Il existe une quinzaine de modèles climatiques développés par différents centres de recherches. Sept de ces modèles sont recommandés par l'IPCC pour étudier l'impact du changement climatique (Tableau 4.1). Ce sont tous des modèles du type couplé atmosphère-océans, qui lient dynamiquement les modèles détaillés de l'océan avec ceux de l'atmosphère. Ces modèles peuvent simuler les décalages temporels entre un changement donné de la composition atmosphérique et la réponse du climat. Ils peuvent aussi représenter, à grande échelle, certains transferts importants de chaleur et d'humidité. Ils ont été utilisés pour évaluer les effets des aérosols sulfatés combinés à ceux des GES. Les simulations les plus récentes reproduisent le climat passé sous la contrainte des GES et des aérosols depuis le XVIII^{ème} ou le XIX^{ème} siècle. Cela permet d'effectuer des comparaisons entre le climat modélisé et le climat observé au cours de cette période. Les simulations continuent alors dans l'avenir sous un scénario de composition atmosphérique future, généralement une contrainte d'augmentation de 1 % par an de la concentration en CO₂. Les caractéristiques de ces modèles sont données dans le tableau suivant.

Tableau 4.1 – Liste des AOGCMs recommandés par l'IPCC (IPCC, 2001)

Modèles	Origine	Résolution atmosphérique	Résolution océanique
HadCM3	U.K.	2,5° x 3,75°	2,5° x 3,75°
CSIRO-Mk2	Australie	3,2° x 5,6°	3,2° x 5,6°
ECHAM4	Allemagne	2,8° x 2,8°	2,8° x 2,8°
GFDL-R15	USA	4,5° x 7,5°	4,5° x 3,75°
CGCM1	Canada	3,7° x 3,7°	1,8° x 1,8°
CCSR/NIES	Japon	5,6° x 5,6°	2,8° x 2,8°
NCAR-DOE	USA	2,8° x 2,8°	1° x 1°

Pour chaque modèle, les résultats sont disponibles au Centre de Distribution de Données de l'IPCC. On y trouve des données mensuelles de précipitations, de température de l'air, de vitesse du vent, de rayonnement solaire incident, d'humidité relative par exemple. D'autres

variables peuvent être disponibles à un pas de temps journalier mais uniquement auprès des centres de recherches concernés.

2.4. Critères de sélection des sorties de modèles climatiques

Il existe un grand nombre de simulations d'évolution du climat produit par les AOGCMs. Il est donc nécessaire de sélectionner les sorties parmi ces nombreux résultats. Certains choix s'imposent d'eux-mêmes : les données ne sont pas archivées ou inaccessibles au public. En se plaçant dans le cas où les données sont largement disponibles, Smith et Hulme (1998) suggèrent quatre critères de sélection :

- **millésime** : les simulations avec modèles récents sont plus fiables. Ces modèles sont développés à partir de connaissances récentes et intègrent plus de processus et de rétroactions à une résolution spatiale plus fine ;
- **résolution** : de même que les modèles climatiques ont évolué, la puissance informatique a augmenté et il y a une nette amélioration de la résolution. En général, une résolution spatiale élevée donne une meilleure représentation du climat ;
- **validation** : il est préférable de sélectionner les modèles qui simulent le plus fidèlement possible le climat actuel, dans l'espoir que ces modèles soient aptes (mais ce n'est pas garanti) à produire une représentation du climat futur fiable. La comparaison par le biais de méthodes statistiques entre les données observées et simulées constitue un processus d'estimation de la fiabilité des modèles incontournable. Il faut noter que cette performance relative des modèles dépend de la taille et de la position de la région étudiée ainsi que des variables analysées. Par exemple, les précipitations régionales sont plus variables et plus difficiles à reproduire que les températures régionales.
- **représentativité des résultats** : selon les modèles il peut y avoir de grandes différences dans l'estimation des changements du climat régional, particulièrement pour des variables comme les précipitations.

3. Développements et applications des scénarii d'émissions

Les outils que sont les modèles climatiques sont utilisés avec des scénarii concernant l'évolution future des agents de forçage (tels que les GES et les aérosols) pour établir un

ensemble de projections décrivant ce qui pourrait se produire à l'avenir en matière de changement climatique.

3.1. Nature et utilité des scénarii

Les évaluations des impacts du futur changement climatique sont basées sur les résultats des modèles d'impacts qui relient des scénarii climatiques (qui décrivent le forçage climatique, principal intérêt de l'IPCC) et non climatiques en entrée (qui fournissent un contexte environnemental et socio-économique au sein duquel opère le forçage climatique) (Figure 4.5).

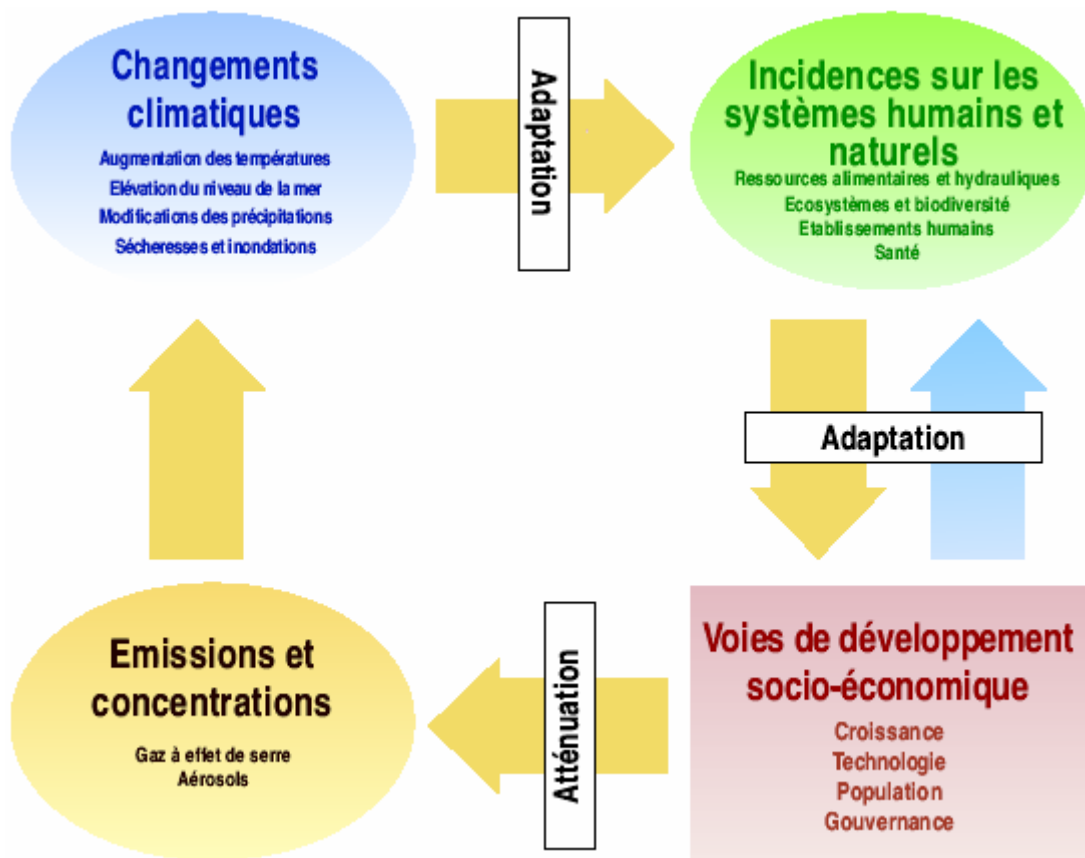


Figure 4.5 – Représentation schématique d'un cadre d'évaluation intégrée pour l'étude des changements climatiques d'origine anthropique. Les flèches jaunes indiquent le cycle des causes et effets et les flèches bleues indiquent la réponse sociétale aux effets des changements climatiques (IPCC, 2001).

Un scénario est une représentation cohérente d'un futur état du monde. Les scénarii sont nécessaires pour évaluer l'incidence des changements climatiques et les mesures d'adaptation pour avoir des visions différentes des conditions susceptibles d'influer sur un système ou une activité donnée. Les scientifiques travaillent avec des scénarii qui décrivent les évolutions d'émissions de GES jusqu'en 2100, selon diverses hypothèses. Comme il y a une infinité de possibilités a priori pour décrire quelles seront les émissions à l'avenir, les scénarii comportent nécessairement des éléments subjectifs et prêtent à interprétation. Cela ne signifie pas pour autant qu'ils sont totalement arbitraires : chacun d'entre eux reflète un état plausible du monde futur.

3.2. Scénarii d'émissions du XX^{ème} siècle

Les premiers scénarii ont été construits en 1992 et nommés IS92a-f. Comme ils ont couvert une grande gamme d'émissions de GES, ces scénarii ont été largement utilisés dans les modèles climatiques. Mais une évaluation de ces scénarii par l'IPCC en 1995 en a montré quelques faiblesses, surtout en raison de l'amélioration des connaissances sur l'atmosphère. Un nouveau jeu de quarante scénarii a alors été défini à travers le *Rapport Spécial sur les scénarii d'émissions – SRES* (IPCC, 2000). Ces nouveaux scénarii sont regroupés selon quatre grandes "famille". Chaque "famille", désignée par un sigle (A1, A2, B1, B2), représente une évolution différente au plan démographique, social, économique, technologique et environnemental (Figure 4.6).

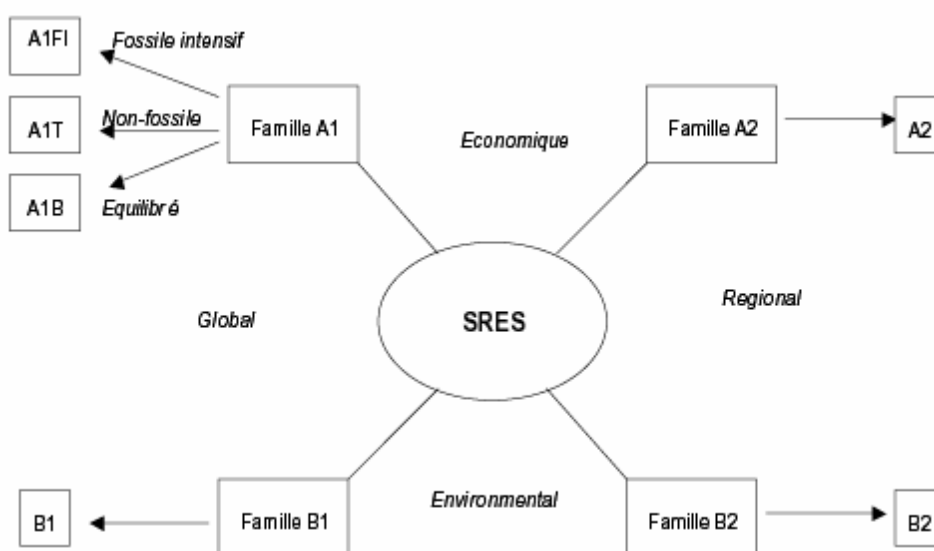


Figure 4.6 – Représentation schématisée des quatre familles de scénarii

Cependant ces scénarii n'incluent pas d'initiatives politiques en faveur de l'application de la Convention-cadre des Nations Unies sur le changement climatique (CCNUCC) ou des objectifs du protocole de Kyoto. Les sections suivantes concernent la description de chaque famille de scénarii, extraite du rapport spécial sur les émissions (IPCC, 2000).

3.2.1. Description des familles de scénarii SRES

Les scénarii SRES A1 décrivent un monde futur où la croissance économique est très rapide. La population mondiale culmine en 2050 à près de 9 milliards d'individus, puis décline ensuite pour atteindre 7 milliards d'individus en 2100. De nouvelles technologies énergétiquement plus efficaces sont introduites rapidement. On observe une réduction substantielle des différences régionales en ce qui concerne le revenu par habitant mais aussi des interactions sociales et culturelles accrues. Cette famille de scénarii dispose de trois variantes énergétiques : une utilisation intensive des énergies fossiles (variant A1FI), une utilisation intensive des énergies non fossiles (variante A1T) et enfin, une utilisation équilibrée des différentes sources (variante A1B).

Le scénario SRES A2 décrit un monde très hétérogène. La population mondiale ne cesse de croître et atteint 15 milliards d'individus en 2100. Le développement économique a une orientation principalement régionale, avec une volonté forte de préserver les identités locales. La croissance économique par habitant et l'évolution technologique sont plus lentes et plus fragmentées que dans les autres familles de scénarii.

La famille de scénarii SRES B1 correspond à un monde où l'évolution démographique est la même que pour les scénarii de la famille A1. Les structures évoluent vers une économie de services et d'information. On note aussi l'introduction de technologies propres et utilisant les ressources de manière efficace. Les problèmes économiques, sociaux et environnementaux constituent un point important des politiques mais il n'y a pas d'initiatives supplémentaires par rapport à aujourd'hui en matière climatique.

Pour le scénario SRES B2, la population mondiale s'accroît de manière continue mais à un rythme plus faible que dans les scénarii de la famille A2. Elle atteint plus de 10 milliards d'individus en 2100. Le développement économique et l'évolution technologique est moins rapide et plus inégale que dans les familles de scénarii A1 et B1. Ces scénarii sont également orientés vers la protection de l'environnement et l'équité sociale mais ils sont axés sur des niveaux locaux et régionaux.

3.2.2. Comparaisons des familles de scénarii SRES

Les changements annoncés dépendent largement du scénario d'émissions de gaz à effet de serre choisi, c'est-à-dire du comportement économique, social et environnemental des communautés au cours des prochaines décennies, ce qui constitue une inconnue de taille. La figure 4.7 illustre les variations qualitatives des différentes composantes des scénarii SRES.

Scenario	Population	Economy	Environment	Equity	Technology	Globalisation	Climate
A1FI							
A1B							
A1T							
B1							
A2							
B2							

Figure 4.7 – Variations qualitatives des différentes composantes des scénarii SRES
(d'après http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/asres/qualitative_SRES.html)

Les données utilisées pour l'élaboration de chaque scénario d'émission sont disponibles au format numérique auprès du *Center for International Earth Science Information Network* et sont accessibles en ligne. La figure 4.8 illustre l'évolution de la population mondiale pour les quatre scénarii A1, A2, B1 et B2 obtenue à partir de ces données.

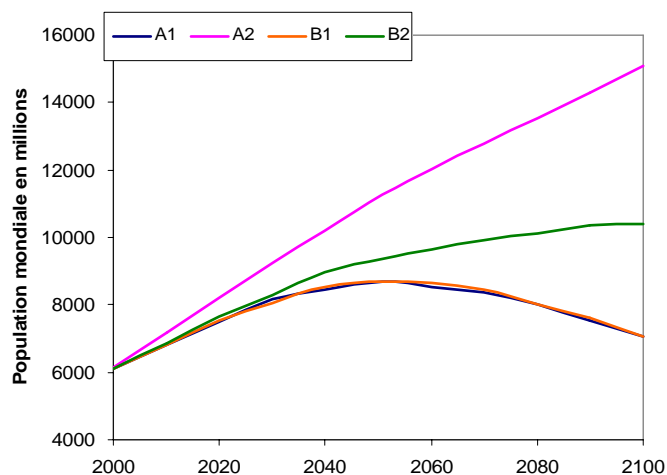


Figure 4.8 – Évolution de la population mondiale selon les quatre familles de scénarii, exprimée en millions d'individus (d'après http://sres.ciesin.org/final_data.html).

Les émissions anthropiques des trois principaux gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 et N_2O) ainsi que les émissions anthropiques de SO_2 correspondant aux six scénarii SRES sont indiquées à la figure 4.9. Il est clair que ces scénarii prennent en compte une large gamme d'émissions. À des fins de comparaison, les émissions correspondant à l'ancien scénario IS92a sont également indiquées. Il est particulièrement intéressant de noter le niveau beaucoup plus faible des émissions futures de SO_2 selon les six scénarii du SRES par rapport au scénario IS92a, en raison des mesures prises pour lutter contre la pollution atmosphérique à l'échelon local et régional.

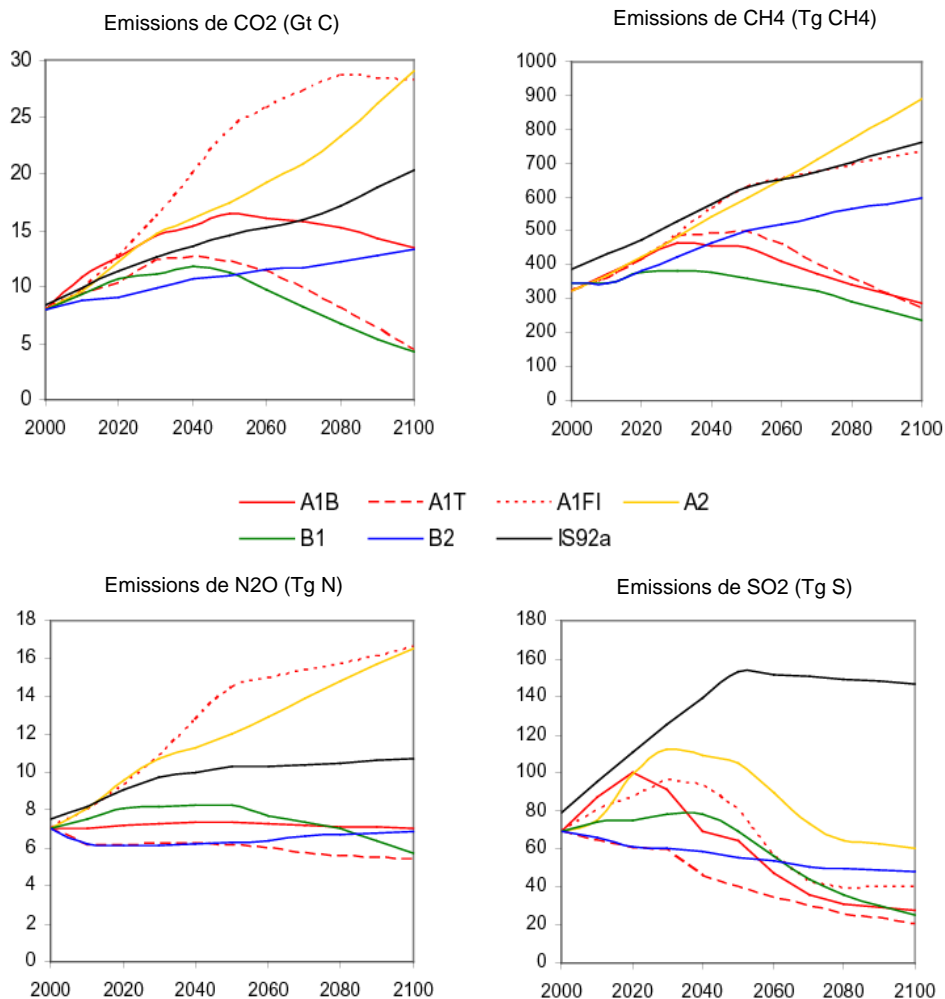


Figure 4.9 – Émissions anthropiques de CO₂, CH₄, N₂O et SO₂ pour les six scénarii SRES A1B, A1FI, A1T, B1, A2 et B2. À titre de comparaison, le scénario IS92a est également indiqué (d'après IPCC, 2000).

Si l'on considère les projections futures, les différents scénarii SRES conduisent à une évolution très différente de la concentration de GES (Figure 4.10). Pour 2100, la concentration de CO₂ dans l'atmosphère varie de 540 à 970 ppm, soit 90 % à 250 % de plus que la concentration de 280 ppm enregistrée en 1750. L'incidence nette des rétroactions climatiques terrestres et océaniques entraîne une variation d'environ -10 % à +30 % de la concentration en CO₂ pour chaque scénario. La concentration de CO₂ totale s'établit donc de 490 à 1260 ppm. Il est pratiquement certain que la combustion de combustibles fossiles restera le facteur déterminant de l'évolution de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère durant le XXI^{ème} siècle. Les autres teneurs atmosphériques en gaz à effet de serre varient considérablement selon le scénario SRES considéré. En règle générale, A1B, A1T et B1 correspondent aux accroissements les plus faibles, et A1FI et A2, aux accroissements les plus

marqués. Entre 2000 et 2100, les variations de la teneur en CH₄ s'échelonnent de -190 à +1970 ppb, et la teneur en N₂O augmente de +38 à +144 ppb. Il a en outre été calculé que, durant la période 2000-2100, la concentration d'ozone troposphérique pourrait varier de -12 % à +62 %. Le plus fort accroissement prévu au cours du XXI^{ème} siècle correspond aux scénarii A1FI et A2, et serait plus de deux fois supérieur à celui observé depuis l'ère préindustrielle. Cet accroissement de l'ozone est imputable à l'augmentation considérable et simultanée des émissions anthropiques de N₂O et de CH₄. Dans presque tous les scénarii du SRES, le forçage radiatif dû au CO₂, au CH₄, au N₂O et à l'ozone troposphérique continue d'augmenter, et l'on prévoit que la fraction du forçage radiatif total due au CO₂ passera d'un peu plus de la moitié à environ les trois quarts du total. On prévoit que les effets directs et indirects des aérosols seront d'une plus faible amplitude que ceux du CO₂.

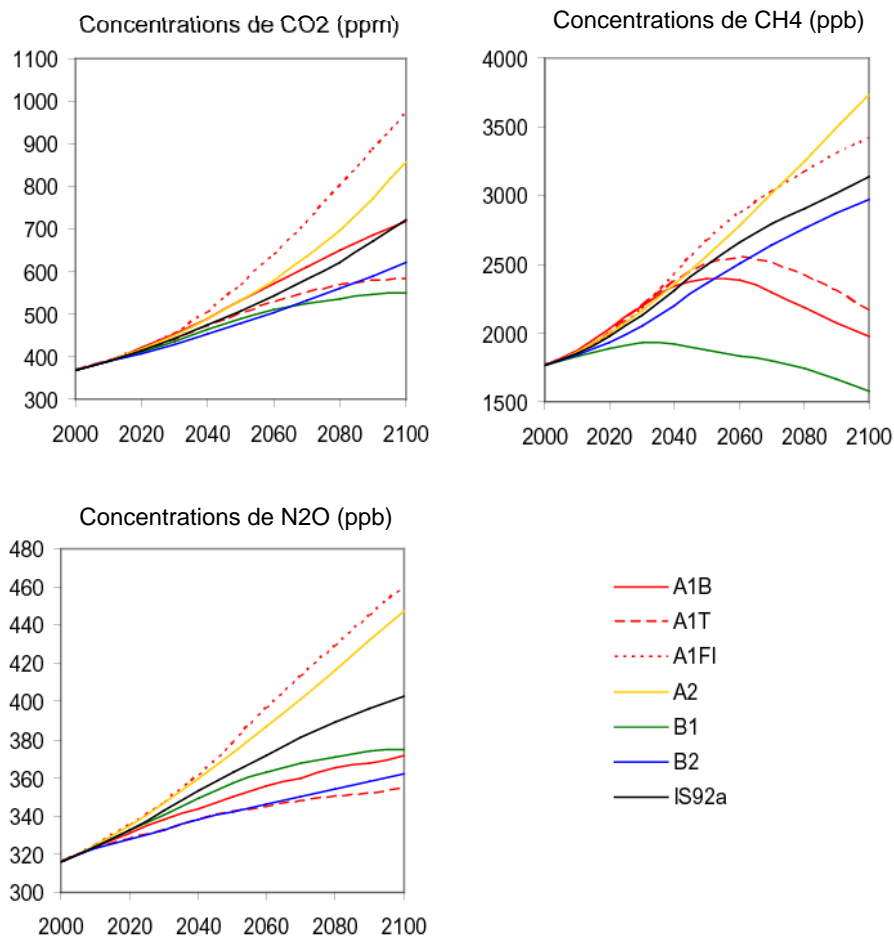


Figure 4.10 – Concentrations de CO₂, N₂O et CH₄ pour les six scénarii SRES A1B, A1FI, A1T, B1, A2 et B2. À titre de comparaison, le scénario IS92a est également indiqué (d'après IPCC, 2000).

D'après les projections, la température moyenne mondiale de surface devrait augmenter de 1,4 à 5,8 °C (Figure 4.11) durant la période 1990-2100. Ces résultats se rapportent à l'ensemble des scénarii SRES et sont fondés sur un certain nombre de modèles climatiques. Le classement des scénarii SRES en fonction de la température moyenne mondiale varie dans le temps. Ainsi, pour les scénarii qui prévoient un usage intensif de combustibles fossiles (et par conséquent de fortes émissions de CO₂, comme le scénario A2), les émissions de SO₂ sont également plus élevées. À court terme (jusque vers 2050), l'effet de refroidissement des fortes émissions de SO₂ atténue notablement le réchauffement causé par les émissions accrues de gaz à effet de serre propres à des scénarii tels que le scénario A2. On constate l'effet inverse dans le cas des scénarii B1 et B2, qui prévoient de plus faibles émissions dues à la combustion de combustibles fossiles ainsi que de plus faibles émissions de SO₂ et qui débouchent sur un réchauffement plus prononcé à court terme. En revanche, à plus long terme, le niveau des émissions de gaz à effet de serre à longue durée de vie, tels que CO₂ et N₂O, devient le facteur déterminant des changements climatiques.

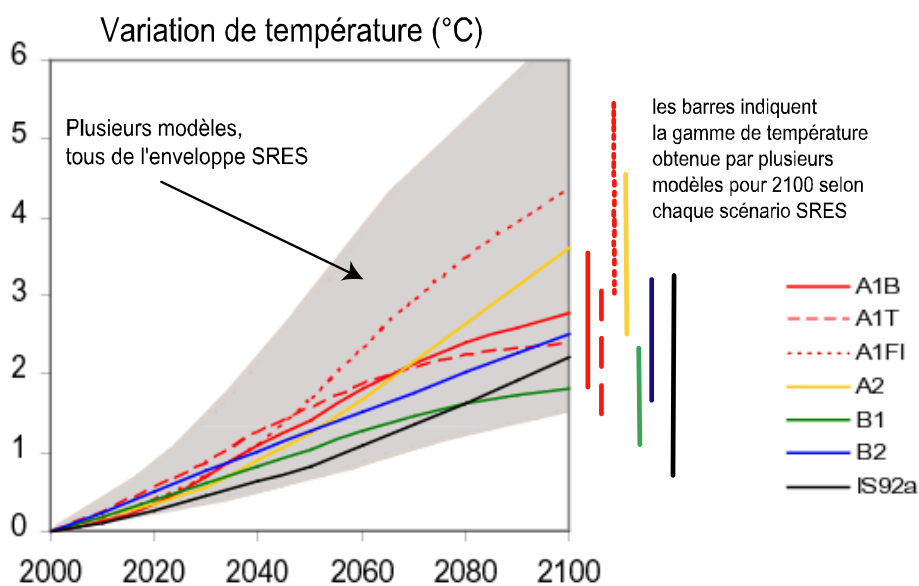


Figure 4.11 – Projections de la température moyenne mondiale jusqu'en 2100 ; la zone sombre représente l'enveloppe englobant l'ensemble complet des scénarii SRES avec les sept modèles recommandés par l'IPCC ; les barres indiquent la gamme de variation pour chacun des six scénarii SRES (d'après IPCC, 2001).

D'ici à 2100, les différences des émissions prévues par les scénarii SRES et la disparité des réactions des modèles climatiques engendrent la même incertitude quant à l'ampleur de la variation de la température à l'échelle du globe. La forte augmentation des émissions de gaz à

effet de serre et autres polluants prévue par certains des six scénarii illustratifs du SRES pour le XXI^{ème} siècle entraînera une dégradation de l'environnement global qui ira largement au-delà d'un simple changement climatique. Il est donc nécessaire d'évaluer les résultats des différents modèles climatiques de type AOGCM pour différents scénarii SRES.

4. Comparaison des projections climatiques pour différents modèles sous plusieurs scénarii SRES

Avec les projections pour les émissions de gaz à effet de serre et de la gamme d'augmentation de la température prévue, les modèles ne prévoient pas tous les mêmes modifications pour le XXI^{ème} siècle. Un moyen d'estimer la fiabilité de ces modèles est de comparer leurs résultats pour des variables clés avec les observations. Dans le cadre d'une étude que nous avons définie et dont nous avons encadré la réalisation (Casenave (2004)). La fiabilité des modèles climatiques a été évaluée au regard des précipitations annuelles et mensuelles sur la période observée dans le but d'étudier le devenir des ressources en eau pour l'Afrique de l'Ouest et Centrale.

4.1. Les modèles climatiques retenus

Quatre modèles de type AOGCM ont été choisis parmi ceux mentionnés dans le troisième rapport d'évaluation de l'IPCC. Ce choix est motivé par la grande utilisation de ces modèles pour les projections climatiques et la disponibilité des données en ligne (Tableau 4.2). Les modèles retenus y sont indiqués en rouge.

Tableau 4.2 – Disponibilité des résultats pour tous les AOGCM selon les scénarii SRES ; une case grisée indique les données accessibles en ligne, une case blanche qu'il n'existe pas de résultats et Ø que les simulations existent mais les données ne sont pas disponibles (d'après http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/dkrz/dkrz_index.html)

Modèles	A1	A1B	A1T	A1FI	A2	B1	B2
HadCM3				Ø		Ø	
CSIRO-Mk2							
ECHAM4							
GFDL-R15							
CGCM							
CCSR/NIES							
NCAR-DOE							

Ces modèles ont été créés par des organismes distincts et ont leurs caractéristiques propres. Nous ne détaillons pas ici leur structure, leur mode de fonctionnement et leurs différences. Nous indiquons uniquement les origines des quatre modèles choisis ci-dessous :

- **ECHAM4-OPYC3** : ce modèle est décrit par Roeckner et al. (1996). Il provient de l'Institut allemand "*Max Planck Institute für Meteorologie*". Il a été développé dans le but d'analyser l'impact des activités anthropiques sur le système climatique. Sa résolution spatiale (composantes océanique et atmosphérique) est de $2,8^{\circ} \times 2,8^{\circ}$;
- **HadCM3** : décrit par Gordon et al. (2000), ce modèle a été créé par le centre météorologique anglais "*Hadley Centre*". L'utilisation de ce modèle est principalement, la prédiction de changements de climat futurs. Sa résolution spatiale (composantes océanique et atmosphérique) est de $2,5^{\circ} \times 3,75^{\circ}$;
- **CSIRO-MK2** : ce modèle australien a été développé par le "*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*". Le détail de son fonctionnement est donné par Gordon et O'Farrell (1997). Sa résolution spatiale (composantes océanique et atmosphérique) est de $3,2^{\circ} \times 5,6^{\circ}$;
- **NCAR-DOE PCM** : ce modèle américain a été développé au "National Centre for Atmospheric Research". Les caractéristiques de ce modèle sont décrites par Washington et Meelh (1996). Sa résolution spatiale est de $2,8^{\circ} \times 2,8^{\circ}$ pour la composante atmosphérique et de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ pour sa composante océanique.

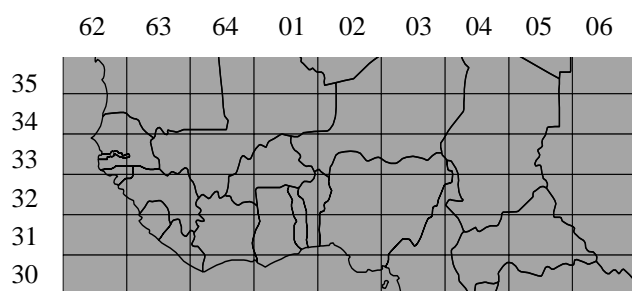
4.2 Limitations

Afin de comparer les données simulées par ces quatre modèles avec celles observées, il est nécessaire de travailler à la même résolution spatiale et sur une période commune. Or les différences de structure des modèles climatiques imposent de choisir la résolution à laquelle nous voulons comparer les données et, également, la période sur laquelle nous voulons effectuer cette comparaison.

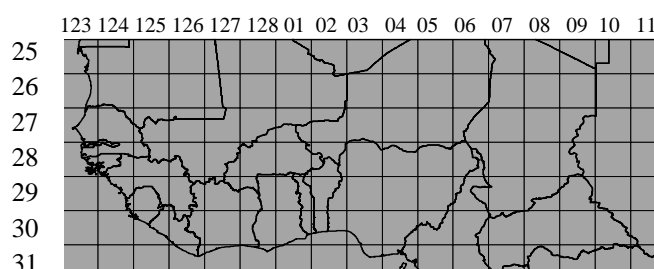
4.2.1. Résolution spatiale

Le premier problème est la résolution spatiale qui est différente pour chaque modèle et qui diffère également de la résolution des grilles de données observées, qui est de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$. La figure 4.12 représente les résolutions des quatre modèles climatiques retenus sous forme de

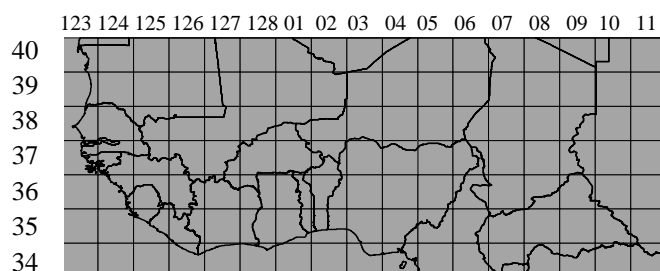
grille, sur la fenêtre étudiée qui s'étend de 1,25°N à 23,75°N et de 20,25°W à 31,75°E. Chaque maille est caractérisée par un nom de type xLATyLON : "x" correspond à la numérotation des mailles depuis le pôle Nord pour les modèles ECHAM4 et HadCM3 et depuis le pôle Sud pour les modèles NCAR-PCM et CSIRO-Mk2 ; "y" correspond à la numérotation des cellules depuis le méridien de Greenwich. Cette numérotation des cellules est indiquée pour chacun des modèles et adoptée pour le reste de l'étude.



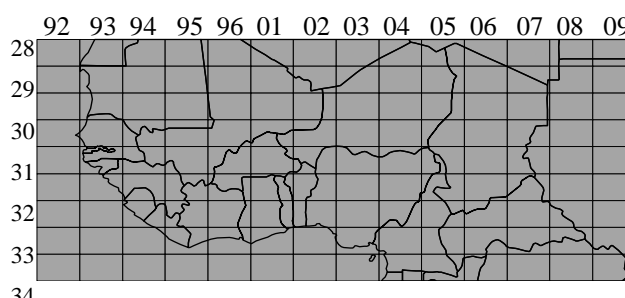
Modèle CSIRO-Mk2



Modèle ECHAM4/OPYC3



Modèle NCAR-PCM DOE



Modèle HadCM3

Figure 4.12 – Superposition des grilles propres à chaque modèle climatique sur la fenêtre étudiée.

Plusieurs solutions existent pour obtenir une information à une résolution plus fine. Deux méthodes majeures ont été développées pour produire des scénarii climatiques à partir de l'échelle des grilles des modèles climatiques : l'utilisation de modèles climatiques régionaux ou la désagrégation statistique connue sous le nom de *downscaling*. Ces deux méthodes sont décrites en détail dans le Troisième Rapport d'Évaluation de l'IPCC (2001), mais nous pouvons donner ici un bref aperçu des avantages et des inconvénients de chacune.

Dans le développement des modèles climatiques régionaux, la stratégie de base consiste à faire confiance aux GCM pour reproduire la circulation atmosphérique à grande échelle et à

utiliser un modèle régional, à haute résolution, pour simuler la distribution du climat à l'échelle régionale. Les limites de ces modèles sont données dans le tableau 4.3.

Tableau 4.3 – Liste des avantages et inconvénients des modèles climatiques régionaux

Avantages	Donne de l'information à très haute résolution spatiale et temporelle Informations dérivent de modèles physiques Beaucoup de variables disponibles Meilleures représentations d'extrêmes météorologiques
Inconvénients	Nécessite des moyens informatique chers et lourds Dépend des données provenant des GCM

Les méthodes statistiques sont moins gourmandes en calculs informatiques. Cependant ces techniques se basent sur l'hypothèse que les relations statistiques observées continueront d'être valides sous un forçage radiatif (Wilby, 1997), c'est-à-dire invariantes dans le temps. Les développeurs de ces techniques revendiquent leur utilisation dans l'évaluation des impacts climatiques comme une des plus importantes applications. Les avantages et limites de ces méthodes sont données dans le tableau 4.4.

Tableau 4.4 – Liste des avantages et inconvénients des méthodes de downscaling

Avantages	Peut générer de l'information à partir de grilles haute résolution ou régions non uniformes Potentiel de certaines techniques d'aborder diverses variables Adapté aux pays/états limités en ressources informatiques Applications rapides
Inconvénients	Considère les relations statistiques constantes dans le futur Demande l'accès à des données journalières observées de surface ou de haute atmosphère qui couvre la gamme de variabilité Pas beaucoup de variables produites par cette technique Dépend des données d'entrées issues des GCM

Ces deux méthodes robustes ont largement été utilisées (Semenov et Barrow, 1997 ; et Wigley, 1997 ; Goodess, 2000 ; Lu *et al.*, 2002 ; Spagnoli *et al.*, 2002 ; Prudhomme *et al.*, 2003) mais nous ne pouvons pas les appliquer dans le cadre de cette étude. Elles nécessitent l'accès à des données journalières observées que nous n'avons pas, ainsi que des moyens informatiques considérables. Nous avons donc décidé de procéder à l'inverse et d'agrèger les données observées à la résolution spatiale des modèles climatiques. La technique d'agrégation utilisée est décrite ci-après.

On superpose le réseau de référence (modèle climatique) à celui que l'on veut agrèger (grilles du CRU à 0,5°x0,5°). Comme les deux réseaux ne coïncident pas, quelques cellules CRU sont totalement incluses dans une cellule GCM, d'autres en partie seulement (Figure 4.13). L'indice

i correspond au réseau de référence (modèle climatique) et l'indice j au réseau à agréger (observations). En utilisant un Système d'Information Géographique, la proportion de chaque cellule CRU incluse à l'intérieur d'une cellule GCM peut être facilement calculée. Cette proportion est appelée $coeff(j)$.

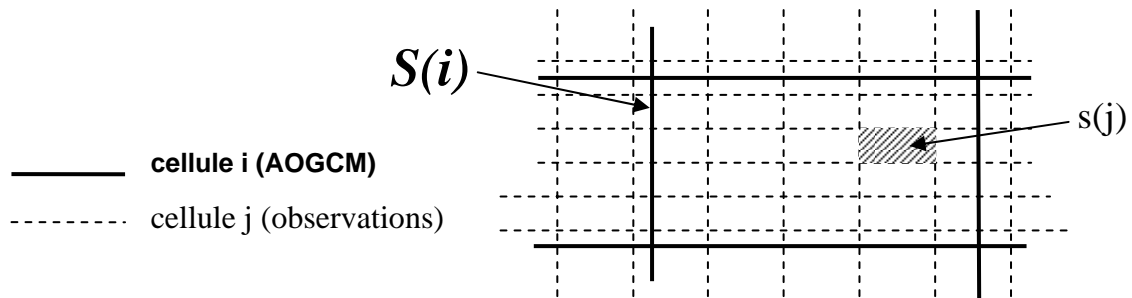


Figure 4.13 – Superposition schématique des grilles GCM avec les grilles de données observées (grilles CRU à $0,5^\circ \times 0,5^\circ$).

On utilise la formule suivante pour agréger les données observées à l'échelle du demi degré carré à la résolution des modèles climatiques :

$$X_{ag}(i) = \sum_{j=1}^n \frac{X(j) \times coeff(j) \times s(j)}{S(i)}$$

où $X_{ag}(i)$ est la variable agrégée sur la cellule i ;

$X(j)$ est la variable observée sur la cellule j ;

$s(j)$ est la surface en degré carré d'une cellule j ;

$S(i)$ est la surface en degré carré d'une cellule i ;

$coeff(j)$ est le coefficient d'intersection d'une cellule j dans une cellule i ;

n est le nombre de cellule j dans une cellule i .

4.2.2. Période d'étude

Les données issues des simulations par les modèles climatiques ne sont pas toujours disponibles sur la même période (Tableau 4.5).

Tableau 4.5 – Disponibilité des données pour les quatre modèles climatiques retenus

Modèles	Résolution spatiale	Scénario disponible	Période disponible
ECHAM4/OPYC3	2,8°x2,8°	A2 et B2	1990-2100
HADCM3	2,5°x3,75°	A2 et B2	1950-2099
CSIRO-Mk2	3,2°x5,6°	A1, A2, B1 et B2	1961-2100
NCAR-PCM	2,8°x2,8°	A1B et A2	1980-2099 et 2000-2099

Il a été alors décidé de diviser l'étude en trois périodes :

- avant 1990 : il n'existe aucune différence entre les différents scénarios. Pendant cette période la comparaison peut donc être faite entre les données simulées et observées. Il n'existe cependant pas de résultats pour le modèle ECHAM4/OPYC3 sur cette période ; autre exception, le modèle NCAR-PCM pour lequel les périodes dépendent du scénario retenu ;
- 1990-1998 : il s'agit de la seule période où les données observées peuvent être comparées aux données simulées par les quatre modèles climatiques, et ce, quelque soit le scénario d'émissions considéré ;
- 1999-2099 : Après 1998, aucune donnée observée n'est disponible. Il s'agit donc d'une période adaptée à la comparaison des scénarii.

4.3. Comparaison des précipitations sur la période observée

Afin de juger la fiabilité des modèles climatiques, on compare les précipitations moyennes mensuelles observées agrégées et les précipitations moyennes mensuelles simulées par les modèles climatiques retenus. On utilise un certain nombre de critères, à savoir la variance, les anomalies annuelles, les erreurs relatives et le coefficient de corrélation.

4.3.1. Descriptions des critères retenus

On utilise le test de Cochran (CERESTA, 1986), qui teste l'égalité de variances entre plusieurs séries k de n valeurs indépendantes. La variance est définie par :

$$Var = \sum_{an=1}^{nban} \frac{(P(an) - \bar{P})^2}{nban}$$

où $P(an)$ est la précipitation annuelle ; \bar{P} est la précipitation moyenne annuelle et $nban$ est le nombre d'années considérées.

Le critère du test est défini par :
$$C = \frac{\text{var}_{\max}^2}{\sum_1^k \text{var}^2}$$
 où var_{\max} est le maximum de variance.

Dans notre cas $k=2$, et l'expression du critère devient :
$$C = \frac{\max(\text{var}_{gcm}^2 ; \text{var}_{obs}^2)}{\text{var}_{gcm}^2 + \text{var}_{obs}^2}$$

où var_{gcm} est la variance des valeurs modélisées et var_{obs} est la variance des valeurs observées.

Si $C < C_{lim}(n,k)$ alors l'hypothèse nulle (égalité des variances) est acceptée, sinon elle est rejetée. Les valeurs de $C_{lim}(n,k)$ sont disponibles dans la littérature (CERESTA, 1986).

L'erreur relative est donnée par la formule suivante :
$$Er = \frac{P_{gcm} - P_{obs}}{P_{obs}}$$

On peut donc calculer, sur chaque cellule i , l'erreur relative moyenne annuelle :

$$\overline{Er}(i) = \frac{1}{nban} \sum_1^{nban} |Er(i, an)|$$

ainsi que l'erreur relative moyenne mensuelle :
$$\overline{Er}(i) = \frac{1}{Ni \times nban} \sum_1^{nban} \left(\sum_1^{Ni} |Er(i, mois, an)| \right)$$

où Ni est le nombre de mois que compte la saison des pluies

Ces erreurs relatives moyennes, par définition, sont toutes positives et n'indiquent donc pas si le modèle climatique retenu surestime ou sous-estime les précipitations.

Enfin, les anomalies annuelles sont calculées pour les données AOGCM et observées agrégées sur chaque cellule i selon la formule suivante :

$$A(i) = \frac{P - \bar{P}}{\sigma}$$
 où σ est l'écart type de la série sur la période de référence.

4.3.2. Cas des précipitations annuelles

Nous avons comparé les précipitations moyennes annuelles observées avec celles simulées par les quatre modèles climatiques retenus. Dans un premier temps, nous examinons des cartes de précipitations moyennes annuelles (Figure 4.14). Globalement les quatre modèles climatiques reproduisent assez correctement la répartition latitudinale des cumuls pluviométriques. Toute la partie septentrionale de la fenêtre est caractérisée par des précipitations inférieures à 700 mm/an (zone soudano-sahélienne). En se déplaçant vers le sud, on trouve une zone intermédiaire définie par des précipitations de 700 mm/an à 1400 mm/an (zone soudano-guinéenne), puis enfin une dernière zone qui correspond à des précipitations supérieures à 1400 mm/an (zone guinéo-équatoriale).

Dans la mesure du possible, ces cartes ont été établies sur une période ayant des caractéristiques climatiques homogènes. Du fait de la disponibilité des données, la période 1969-1998 a été retenue comme période de référence pour les modèles CSIRO-Mk2 et HadCM3. Pour le modèle ECHAM4, les données ne sont disponibles qu'à partir de 1990 et pour le modèle NCAR-PCM qu'à partir de 1981. Les cartes de précipitations moyennes annuelles ont donc été établies sur la période 1990-1998 pour ECHAM4 et sur la période 1981-1998 pour NCAR-PCM.

D'une manière générale, les modèles ECHAM4, HadCM3 et NCAR-PCM semblent surestimer les précipitations annuelles. Au contraire, le modèle CSIRO-Mk2 les sous-estime.

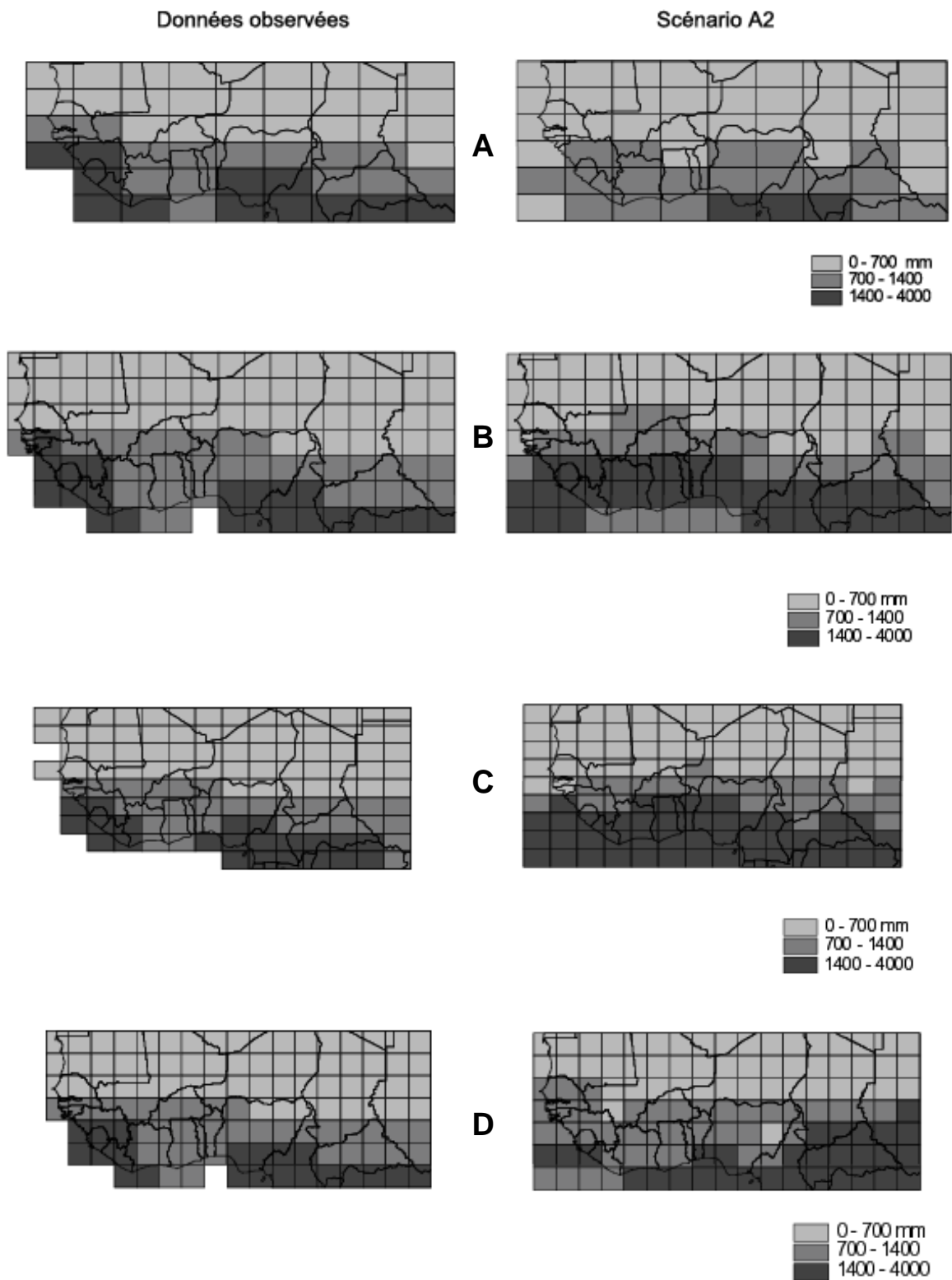


Figure 4.14 – Comparaison des cartes de précipitations moyennes annuelles observées agrégées et simulées par les quatre modèles climatiques : (A) modèle CSIRO-MK2 sur la période 1969-1998, (B) modèle ECHAM4 sur la période 1990-1998, (C) modèle HadCM3 sur la période 1969-1998, (D) modèle NCAR-PCM sur la période 1981-1998.

En particulier, les précipitations sur la zone soudano-sahélienne ne sont pas correctement modélisées. Les erreurs relatives y dépassent 50 %, quels que soient le modèle climatique et le scénario considéré. Un faible nombre de cellules présente des erreurs relatives faibles (<20 %). Elles se situent sur la moitié sud de la fenêtre d'étude, le long du Golfe de Guinée mais également au Cameroun et en République Centrafricaine (Figure 4.15).

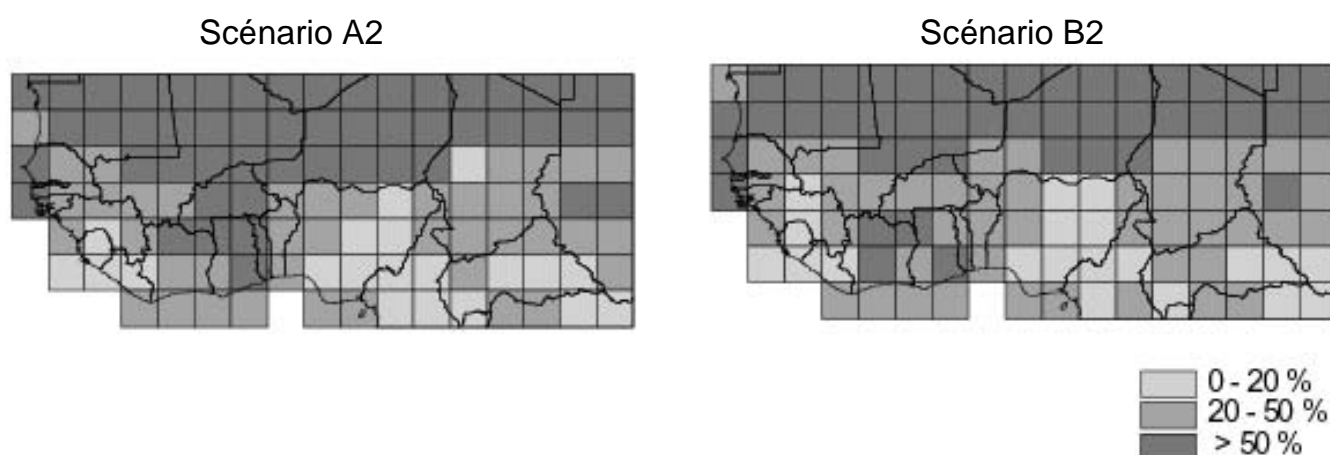


Figure 4.15 – Exemple de cartes d'erreurs relatives sur les précipitations moyennes annuelles entre 1990-1998, pour le modèle ECHAM4 avec les scénarii A2 et B2.

Dans la zone soudano-sahélienne, les précipitations annuelles sont faibles et l'écart entre les observations et les simulations peut conduire à une erreur relative importante. Au contraire, sur les zones plus humides les écarts entre observations et simulations peuvent être plus importants en terme de volumes précipités, mais ces écarts ne représenteront qu'un faible pourcentage de la pluviométrie annuelle (Tableau 4.6).

Tableau 4.6 – Exemple de calculs d'erreur relative pour deux cellules en 1994. Les données de précipitations annuelles simulées sont issues du modèle ECHAM4 - A2

Cellule	P ann. observées (mm)	P. ann. simulées (mm)	Erreur absolue (mm)	Erreur relative (%)
25LAT008LON	43	93	50	116
31LAT007LON	1546	1865	319	21

Les coefficients de corrélation entre les précipitations annuelles observées et les précipitations annuelles simulées ont été calculés pour chaque cellule. D'une manière générale, les

corrélations sont significatives pour un faible nombre de cellules, toutes situées dans la moitié sud de la fenêtre d'étude, là où les précipitations annuelles sont les plus importantes :

- pour le modèle CSIRO-Mk2, une cellule au milieu du Nigéria (32LAT02LON) ;
- pour le modèle ECHAM4, seulement 8 % des cellules pour le scénario A2 et 2 % des cellules pour le scénario B2 ;
- pour le modèle HadCM3, seule une cellule (28LAT03LON) ;
- enfin pour le modèle NCAR-PCM, seulement 10 % des cellules pour le scénario A1B et une cellule pour le scénario A2.

L'application du test de Cochran ne donne pas de meilleurs résultats. L'hypothèse nulle (égalité des variances entre deux séries) est acceptée pour un faible nombre de cellules, pour les modèles CSIRO (7,6 % à 11,5 % selon le scénario) et le modèle NCAR-PCM (14 % pour le scénario A2 et 18 % pour le scénario A1B). Au contraire, l'hypothèse nulle est acceptée pour 30 % des cellules pour le modèle HadCM3, 42 % des cellules pour le modèle ECHAM4 scénario A2 et 49 % pour le modèle ECHAM4 scénario B2. Les cellules concernées sont toutes situées dans la moitié sud de la fenêtre d'étude.

En terme de chronologie, on peut comparer les anomalies de précipitations annuelles observées et simulées par les différents modèles climatiques pour les différents scénarii SRES. On constate qu'aucun des modèles ne reproduit correctement l'alternance des années sèches et des années humides (Figures 4.16 et 4.17).

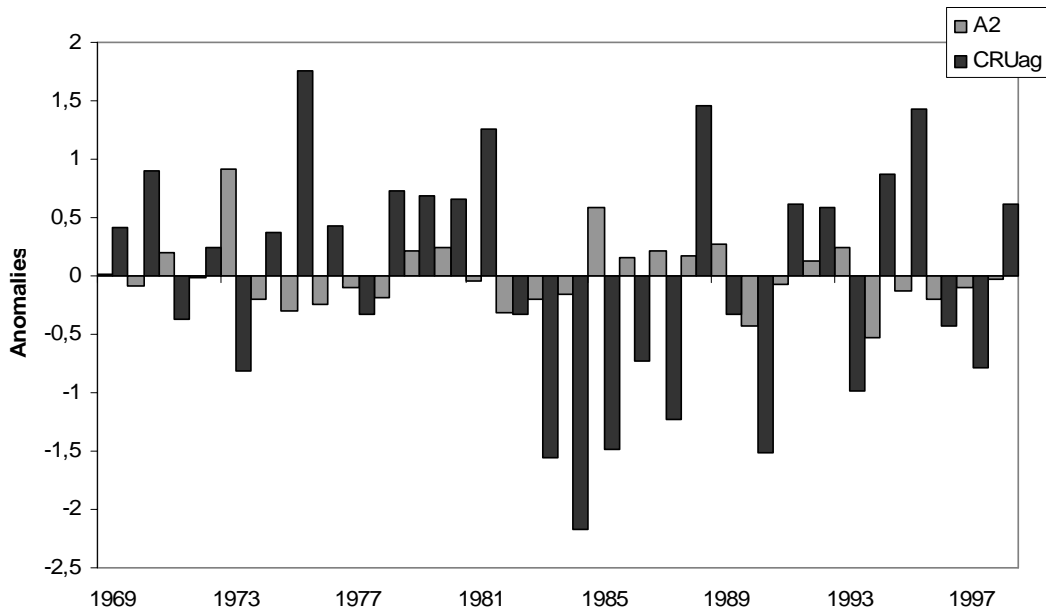


Figure 4.16 – Comparaison des chroniques d'anomalies annuelles sur la cellule 32LAT04LON, avec les résultats du modèle CSIRO-Mk2 scénario A2 entre 1969 et 1998.

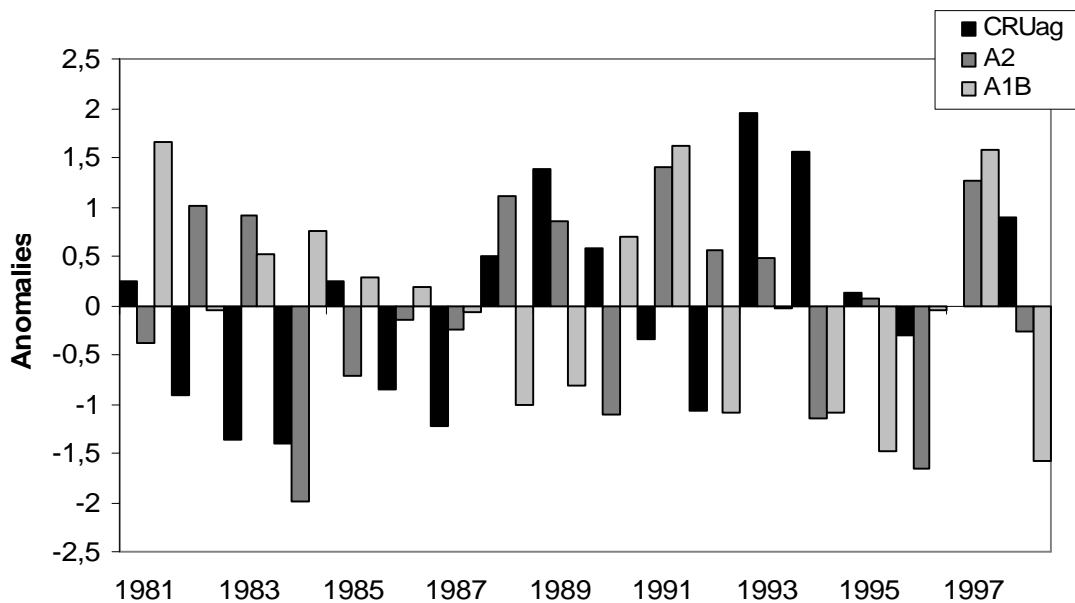


Figure 4.17 – Comparaison des chroniques d'anomalies annuelles sur la cellule 38LAT125LON, avec les résultats du modèle NCAR-PCM scénarii A2et A1B entre 1981 et 1998.

On peut également penser que les modèles climatiques ne parviennent pas à reproduire la rupture identifiée dans les séries pluviométriques observées. L'application des différents tests statistiques de détection de rupture utilisés au Chapitre 2 (test de Pettitt, statistique "U" de Buishand, méthode bayésienne de Lee et Heghinian et segmentation de Hubert) vise à

confirmer les schémas déjà décrits, en particulier, la difficulté des modèles climatiques à reproduire correctement les précipitations observées entre 1950 et 1998. Nous avons appliqué ces tests sur la période 1950-1998 et uniquement sur les cellules correspondant aux quatre unités hydrographiques étudiées : bassins versants du Sénégal et de la Gambie (8 cellules), bassin versant du Sassandra (3 cellules) et bassins versants du Logone-Chari (13 cellules). Les résultats de l'application des différents tests statistiques sur les précipitations annuelles sont regroupés dans le tableau 4.7 (précipitations observées agrégées) et le tableau 4.8 (précipitations issues du modèle HadCM3-A2). Dans la colonne relative à la statistique U de Buishand, la lettre "R" traduit un rejet de l'hypothèse nulle au seuil de 5 %, et donc de l'identification d'une rupture, tandis que la lettre "A" traduit le contraire. Le signe "-" indique l'impossibilité d'appliquer le test du fait d'une série non normale.

Tableau 4.7 – Moment présumé de rupture sur les précipitations annuelles observées agrégées entre 1950 et 1998 ; "-" = test non appliqué, pour Buishand R = hypothèse du test rejetée et A= hypothèse du test acceptée au seuil de 95 % de confiance.

Bassins	Cellules	Buishand	Pettitt	Lee & Heghinian	Hubert
Sénégal-Gambie	30LAT94LON	R	1970	1970	1970
	31LAT93LON	R	1969	1969	1958 et 1971
	31LAT94LON	-	1969	-	1967
	31LAT95LON	R	1967	1967	1958 et 1967
	32LAT93LON	R	1967	1967	1958 et 1970
	32LAT94LON	R	1969	1967	1967
	32LAT95LON	R	1969	1967	1958 et 1971
	33LAT94LON	R	1969	1969	1955 et 1976
Sassandra	33LAT95LON	R	1970	1970	1957 et 1981
	34LAT95LON	R	1966	1968	1968
	35LAT95LON	R	1970	1963	1963
Logone-Chari	31LAT07LON	R	1964	1964	1964
	32LAT05LON	R	1970	1967	1967
	32LAT06LON	R	1968	1964	1964
	32LAT07LON	R	1969	1964	1957 et 1969
	32LAT08LON	R	1970	1966	1958 et 1980
	33LAT05LON	R	1969	1969	1981 et 1987
	33LAT06LON	R	1968	1981	1964 et 1982
	33LAT07LON	R	1976	1976	1963 et 1977
	34LAT05LON	R	1980	1969	1969
	34LAT06LON	R	1970	1966	1970
	34LAT07LON	R	1969	1969	1969
	35LAT05LON	R	-	1957	1957
	35LAT06LON	A	-	1997	1970

Les différentes procédures soulignent bien l'existence d'une rupture survenue entre 1967 et 1971 au sein des précipitations annuelles observées agrégées, ce qui correspond aux résultats précédemment obtenus (Chapitre 2).

Pour les séries de précipitations annuelles issues du modèle HadCM3-A2, l'hypothèse nulle du test de Buishand (absence de rupture dans la série) est acceptée pour toutes les cellules à l'exception de la cellule 35LAT05LON. Le test de Pettitt identifie une rupture en 1958 sur seulement deux cellules : 35LAT05LON et 35LAT06LON. Le test de Lee & Heghinian identifie une rupture pour presque toutes les cellules (sauf 30LAT94LON et 31LAT93LON), cependant aucune de ces ruptures ne se produit entre 1967 et 1971. Quant à la segmentation de Hubert, elle identifie des ruptures seulement sur les cellules concernant les bassins du Logone-Chari, majoritairement en 1958. Avec cette dernière procédure, seule la cellule 33LAT05LON présente une rupture en 1967.

Tableau 4.8 – Moment présumé de rupture sur les précipitations annuelles issues du HadCM3-A2 entre 1950 et 1998 ; "-" = test non appliqué, pour Buishand R = hypothèse du test rejetée et A= hypothèse du test acceptée au seuil de 95 % de confiance.

Bassins	Cellules	Buishand	Pettitt	Lee & Heghinian	Hubert
Sénégal-Gambie	30LAT94LON	-		-	
	31LAT93LON	-		-	
	31LAT94LON	A		1991	
	31LAT95LON	A		1991	
	32LAT93LON	A		1952	
	32LAT94LON	A		1952	
	32LAT95LON	A		1997	
	33LAT94LON	A		1952	
Sassandra	33LAT95LON	A		1997	
	34LAT95LON	A		1997	
	35LAT95LON	A		1983	
Logone-Chari	31LAT07LON	A		1995	
	32LAT05LON	A		1997	
	32LAT06LON	A		1997	1958 et 1964
	32LAT07LON	A		1997	
	32LAT08LON	A		1950	
	33LAT05LON	A		1954	1958 et 1967
	33LAT06LON	A		1954	1958 et 1964
	33LAT07LON	A		1958	1958
	34LAT05LON	A		1957	1957
	34LAT06LON	A		1958	1958
	34LAT07LON	A		1958	1958
	35LAT05LON	R	1958	1958	1958
	35LAT06LON	A	1958	1958	1958

La mise en œuvre de ces différentes procédures soulignent la faiblesse du modèle HadCM-A2 à reproduire correctement les précipitations annuelles observées entre 1950 et 1998, en particulier en ce qui concerne la variabilité annuelle. Ce modèle semble incapable de reproduire l'alternance des années sèches et humides et l'importance de la sécheresse depuis les années 70 sur la zone d'étude.

4.3.3. Cas des précipitations mensuelles

Les coefficients de corrélation ont été calculés sur les mois de la saison des pluies, pour chaque cellule, pour chaque modèle climatique et pour chaque scénario. Il en résulte une organisation spatiale des cellules où les précipitations mensuelles simulées sont corrélées avec les précipitations mensuelles observées suivant deux types de répartitions, qui dépendent plus du modèle climatique utilisé que du scénario.

Pour les modèles HadCM3 et ECHAM4, deux zones se distinguent clairement (Figure 4.18). La première zone concerne toute la partie septentrionale de la fenêtre d'étude. Les précipitations mensuelles observées et simulées n'y sont pas corrélées. Au contraire, toute la partie méridionale de la fenêtre d'étude montre des corrélations significatives.

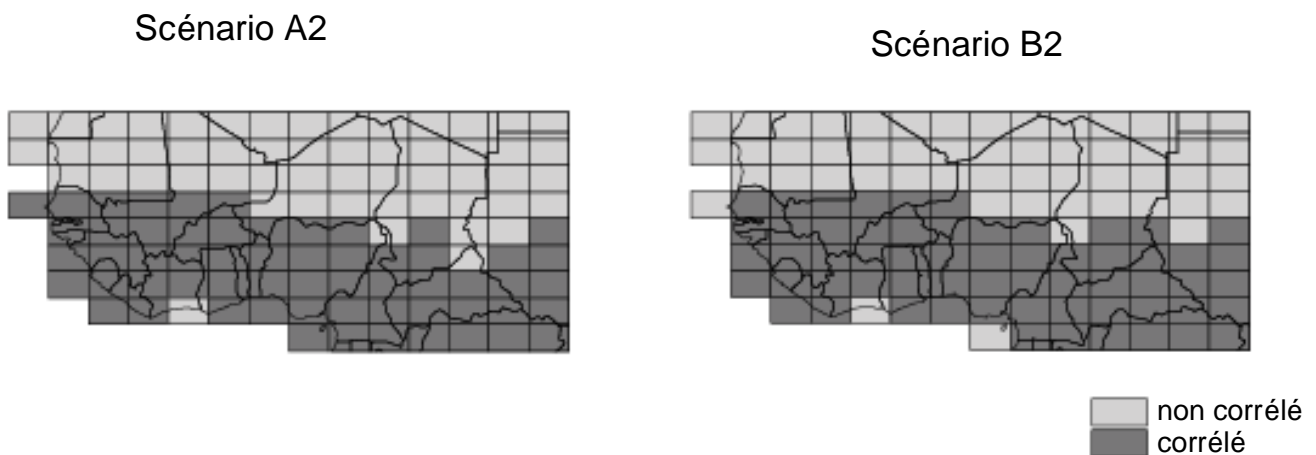


Figure 4.18 – Cartes de corrélation entre les précipitations mensuelles observées et simulées par le modèle HadCM3, sur la saison des pluies pour la période 1969-1998.

Pour les modèles CSIRO-Mk2 et NCAR-PCM, toute la zone sahéenne et le pourtour du Golfe de Guinée ne montrent pas de corrélation significative entre les précipitations mensuelles observées et les précipitations mensuelles simulées pour la saison des pluies, à l'inverse des cellules situées au centre de la fenêtre d'étude (Figure 4.19).

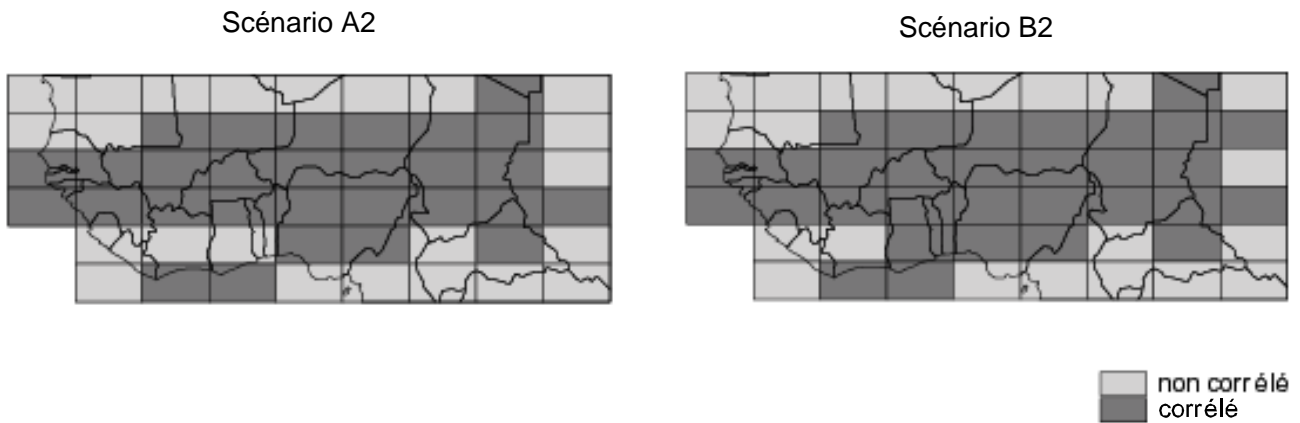


Figure 4.19 – Cartes de corrélation entre les précipitations mensuelles observées et simulées par le modèle CSIRO-MK2, sur la saison des pluies pour la période 1969-1998.

De plus, il existe un très faible nombre de cellules où l'erreur relative est inférieure à 20 %. Ce taux de cellules varie de 5 % pour le modèle HadCM3 à 9,6 % pour le modèle CSIRO-Mk2. Le modèle NCAR-PCM est le seul où toutes les cellules présentent une erreur relative supérieure à 50 %.

Il semble donc que les modèles climatiques ne reproduisent pas correctement les précipitations mensuelles dans les zones où les volumes précipités sont faibles (zone soudano-sahélienne) et dans les zones caractérisées par deux saisons des pluies (zone guinéenne) (Figure 4.20).

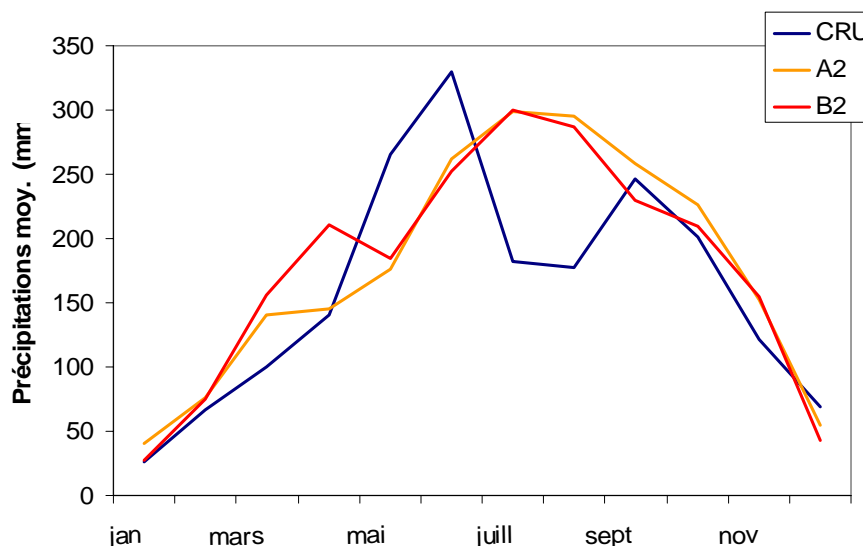


Figure 4.20 – Précipitations moyennes mensuelles sur la période 1969-1998 pour le modèle HadCM3 scénarii A2 et B2 sur la cellule 35LAT95LON en Côte d'Ivoire.

Les pluies sont mieux simulées lorsque les précipitations sont concentrées sur une seule saison des pluies. Ces résultats montrent la difficulté des modèles climatiques à reproduire la dynamique de la saison des pluies en plus de leur difficulté à reproduire les volumes précipités et la variabilité interannuelle.

4.4. Comparaison des précipitations annuelles entre modèles et scénarii sur la période 1990-1998

Les résultats précédents ont permis de souligner les différences entre les observations et les simulations effectuées par les quatre modèles climatiques. Il est également intéressant de juger des différences entre les modèles climatiques eux-mêmes. Pour cela, il est nécessaire d'agrèger les données de chaque modèle climatique à une résolution de référence. Le modèle CSIRO-Mk2 présente les plus grandes cellules avec une résolution de $3,2^{\circ} \times 5,6^{\circ}$. Le modèle NCAR-PCM ne donne jamais de bons résultats tant en terme de dynamique qu'en terme de volumes précipités et sa résolution de $2,8^{\circ} \times 2,8^{\circ}$ est identique à celle du modèle ECHAM4. La résolution spatiale de référence retenue est donc celle du modèle HadCM3, soit $3,5^{\circ} \times 2,75^{\circ}$. La période de référence est 1990-1998 car commune à tous les modèles climatiques utilisés avec les différents scénarii d'émissions.

4.4.1. Comparaison des modèles climatiques

Pour les précipitations moyennes annuelles, la figure 4.21 indique pour chaque cellule le modèle qui présente l'erreur relative la plus faible. Les cellules noires correspondent à une erreur relative supérieure à 50 %, ce qui signifie qu'aucun modèle climatique n'est bon et, par conséquent, la comparaison entre modèles n'a aucun sens. Ces cellules se situent toutes dans la zone désertique et subdésertique. Le modèle CSIRO-Mk2 semble mieux reproduire les précipitations annuelles sur l'Afrique Centrale (Tchad, Cameroun, République Centrafricaine, Soudan et Zaïre). Le modèle NCAR-PCM semble plus performant sur le Burkina Faso, le Ghana, le Togo, le Bénin, le Niger occidental et l'est de la Côte d'Ivoire. Le modèle HadCM3 est meilleur sur la partie occidentale de la fenêtre d'étude (Mali, Guinée, Côte d'Ivoire, Mauritanie). Enfin, le modèle ECHAM4 est performant sur quatre petites zones espacées : Nigéria, Soudan-Tchad, Zaïre-République Centrafricaine, Guinée-Sierra Leone.

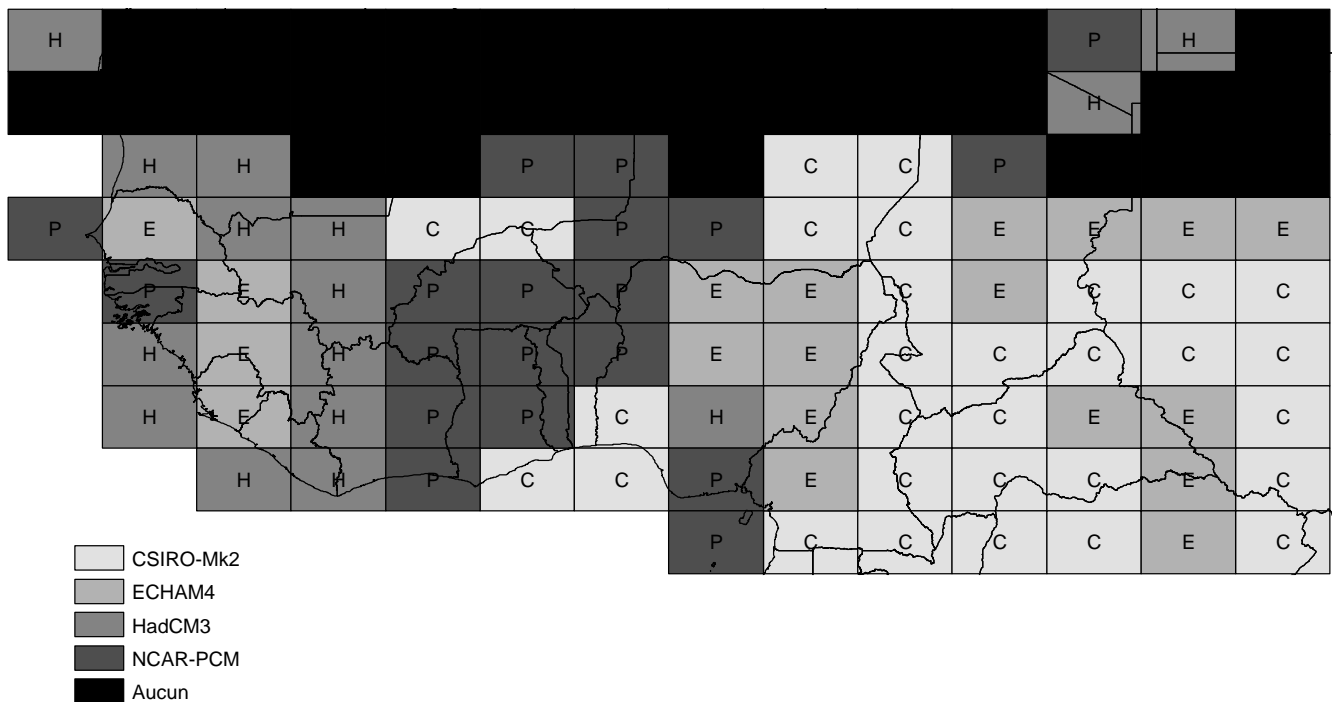


Figure 4.21 – Comparaison des modèles climatiques par rapport aux erreurs relatives moyennes annuelles sur la période 1990-1998. Les lettres indiquent le modèle climatique le plus performant : (C) CSIRO-Mk2, (E) ECHAM4, (H) HadCM3 et (P) NCAR-PCM.

La même représentation a été effectuée pour les précipitations moyennes mensuelles (Figure 4.22). Comme précédemment, les cellules noires se situent toutes en la zone désertique et subdésertique (sauf Dakar au Sénégal). Le modèle CSIRO-Mk2 est le plus performant sur tout le centre de la fenêtre d'étude, où il n'y a qu'une saison des pluies. Le HadCM3 est dominant dans le secteur côtier et particulièrement sur le sud du Nigeria et au Cameroun. L'ECHAM4 semble être le plus adapté pour reproduire la double saison des pluies dans le sud de à la Côte d'Ivoire. Il semble être également le plus performant sur le sud-est de la fenêtre d'étude (Soudan, Zaïre, République Centrafricaine) et sur le secteur Togo-Bénin-Ghana-Burkina Faso. Enfin, peu de cellules font ressortir les résultats du NCAR-PCM, à l'exception d'un groupe homogène au Soudan.

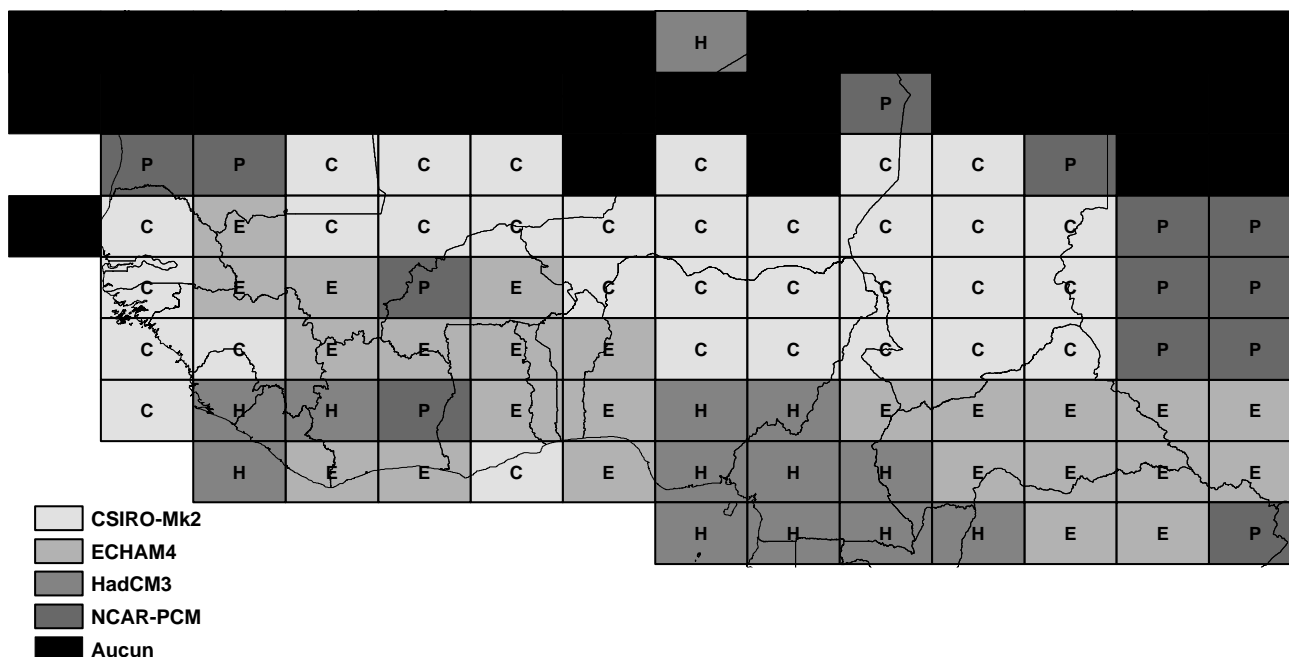


Figure 4.22 – Comparaison des modèles climatiques par rapport aux coefficients de corrélation calculés sur les mois de la saison des pluies sur la période 1990-1998. Les lettres indiquent le modèle climatique le plus performant : (C) CSIRO-Mk2, (E) ECHAM4, (H) HadCM3 et (P) NCAR-PCM.

4.4.2. Comparaison des scénarii

Il n'est possible d'établir cette comparaison que pour le modèle CSIRO-MK2. En effet, il s'agit du seul modèle climatique pour lequel nous disposons des données de précipitations mensuelles obtenues avec les quatre scénarii d'émissions A1, A2, B1 et B2. Ces données sont disponibles à partir de 1961, mais comme les scénarii ne diffèrent qu'à partir de 1990, la comparaison porte donc sur la période 1990-1998, ce qui reste très court pour établir des comparaisons très significatives.

Comme les différences entre observations et simulations dépendent du modèle climatique retenu, nous attirons l'attention sur l'aspect qualitatif des résultats. La figure 4.23 représente les précipitations moyennes annuelles pour les quatre scénarii en comparaison avec les observations. Bien que le modèle CSIRO-MK2 sous-estime les volumes précipités, il n'y a pas de grandes différences entre les précipitations obtenues avec les quatre scénarii, en particulier en ce qui concerne la répartition des trois domaines climatiques.

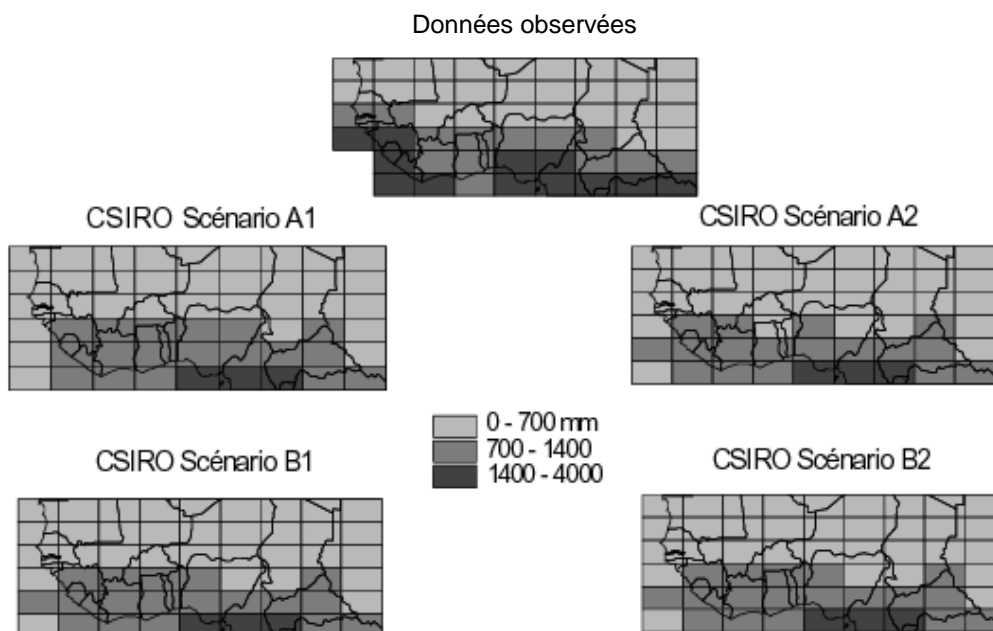


Figure 4.23 – Comparaison des précipitations moyennes annuelles sur la période 1990-1998 pour le modèle climatique CSIRO-Mk2 entre les observations et les quatre scénarii.

En terme d'erreur relative, la répartition des cellules est presque identique d'un scénario à l'autre (Figure 4.24). Les plus faibles valeurs se concentrent sur la partie méridionale de la fenêtre d'étude, tandis que les erreurs relatives supérieures à 50 % se situent essentiellement en zone soudano-sahélienne.

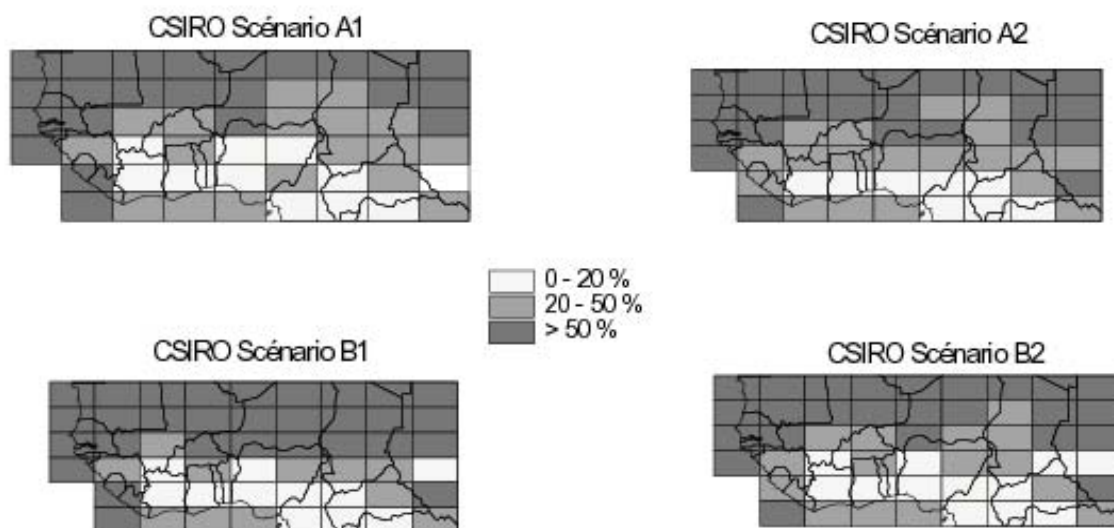


Figure 4.24 – Comparaison des erreurs relatives moyennes annuelles sur la période 1990-1998 pour le modèle climatique CSIRO-Mk2 entre les observations et les quatre scénarii.

En terme de corrélation mensuelle sur la saison des pluies, la répartition des cellules est là aussi presque identique d'un scénario à l'autre (Figure 4.25). Comme constaté précédemment, les cellules situées en zone sahélienne ou le long du Golfe de Guinée ne montrent pas de corrélation significative entre les précipitations mensuelles observées et celles simulées par le modèle CSIRO-Mk2.

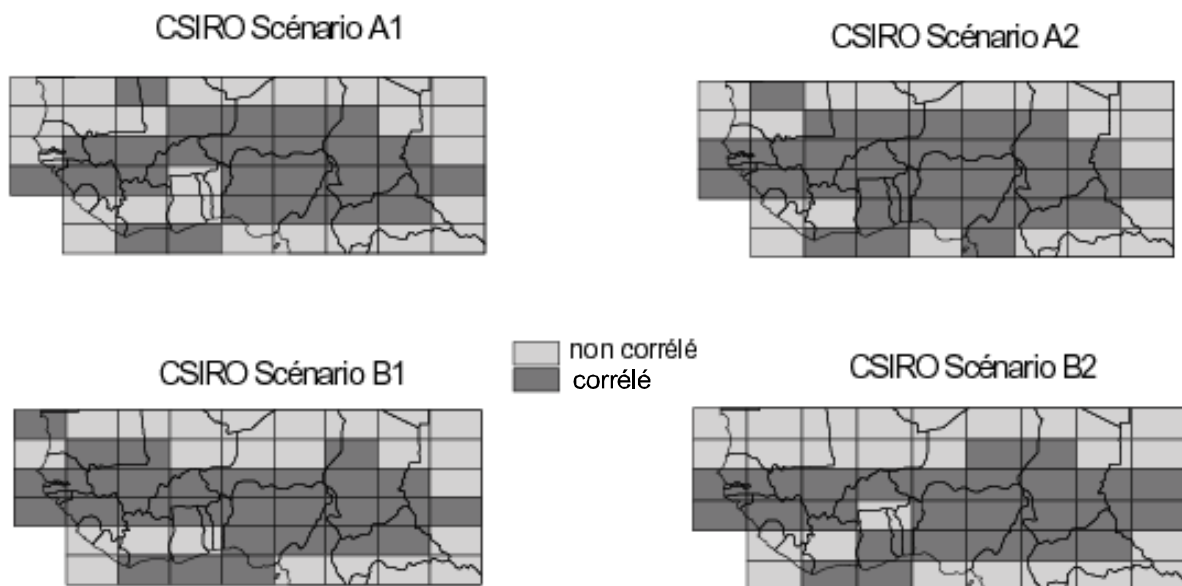


Figure 4.25 – Comparaison des corrélations sur la période 1990-1998 pour le modèle climatique CSIRO-Mk2 entre les observations et les quatre scénarii.

Sur la période 1990-1998, les précipitations (annuelles ou mensuelles) simulées par le modèle CSIRO-Mk2 pour chacun des quatre scénarii d'émissions semblent très proches tant en terme de répartition géographique qu'en terme de volumes précipités. Aucune conclusion ne peut être établie sur ces scénarii. Sur la période 1990-1998 ces quatre scénarii semblent équivalents. Mais il est utile de rappeler ici que la très courte période de comparaison disponible nuit probablement à une évaluation raisonnable de ces différents scénarii.

4.5. Comparaison des précipitations annuelles entre scénarii SRES sur la période 2000-2100

Dans le cadre des travaux menés avec Casenave (2004), nous avons procédé à la comparaison des valeurs de précipitations annuelles simulées jusqu'en 2100 par les quatre modèles pour les différents scénarii d'émissions SRES, à la résolution spatiale du modèle climatique HadCM3.

Pour cela, on calcule les variations des précipitations moyennes à différents horizons par rapport à la période de référence 1969-1998. Les trois horizons retenus sont 2020 qui correspond à la période 2006-2035, 2050 qui correspond à la période 2036-2065 et 2080 qui correspond à la période 2066-2095. Les variations s'expriment en pourcentage et sont calculées selon la formule suivante :

$$\Delta_{horiz} = 100 \times \left(\frac{\overline{P}_{horiz} - \overline{P}_{ref}}{\overline{P}_{ref}} \right)$$

où \overline{P}_{horiz} correspond aux précipitations moyennes annuelles calculées sur un horizon donné et \overline{P}_{ref} correspond aux précipitations moyennes annuelles calculées sur la période de référence.

Ce taux de variation représente l'augmentation ou la diminution relative des précipitations annuelles pour le futur (horizons 2020, 2050 et 2080) comparé à la moyenne de la période 1969-1998. Pour chaque modèle climatique et pour chaque scénario d'émission, on calcule ces taux de variation aux trois horizons et ce, pour chaque cellule. On représente ces taux de variation en fonction de leur fréquence (pourcentage de cellules présentant un taux de variation s'inscrivant dans une plage donnée). Ces taux de variations peuvent dépasser 100 % pour certaines cellules. Ces cellules ont toutes été regroupées dans une plage unique, supérieure à 100 %. C'est pourquoi on y observe un pic dans presque toutes les représentations.

Le scénario d'émission A2 est disponible pour les quatre modèles climatiques (Figure 4.26). La majorité des cellules présente une variation entre -10 % et 20 %. La fréquence maximale est atteinte pour des variations comprises entre 0 % et 10 % pour les modèles ECHAM4, HadCM3 et NCAR-PCM et entre -10 % et 0 % pour le modèle CSIRO-Mk2. De plus, on peut noter que la tendance avec les modèles ECHAM4 et NCAR-PCM est une augmentation des précipitations alors qu'avec les modèles CSIRO-Mk2 et HadCM3 il s'agirait plutôt d'une

diminution des précipitations. Entre les horizons 2020 et 2080, le pic correspondant à la fréquence maximale atteinte pour une variation donnée s'atténue et se déplace pour les modèles NCAR-PCM et CSIRO-Mk2, traduisant une diminution des précipitations entre les deux horizons.

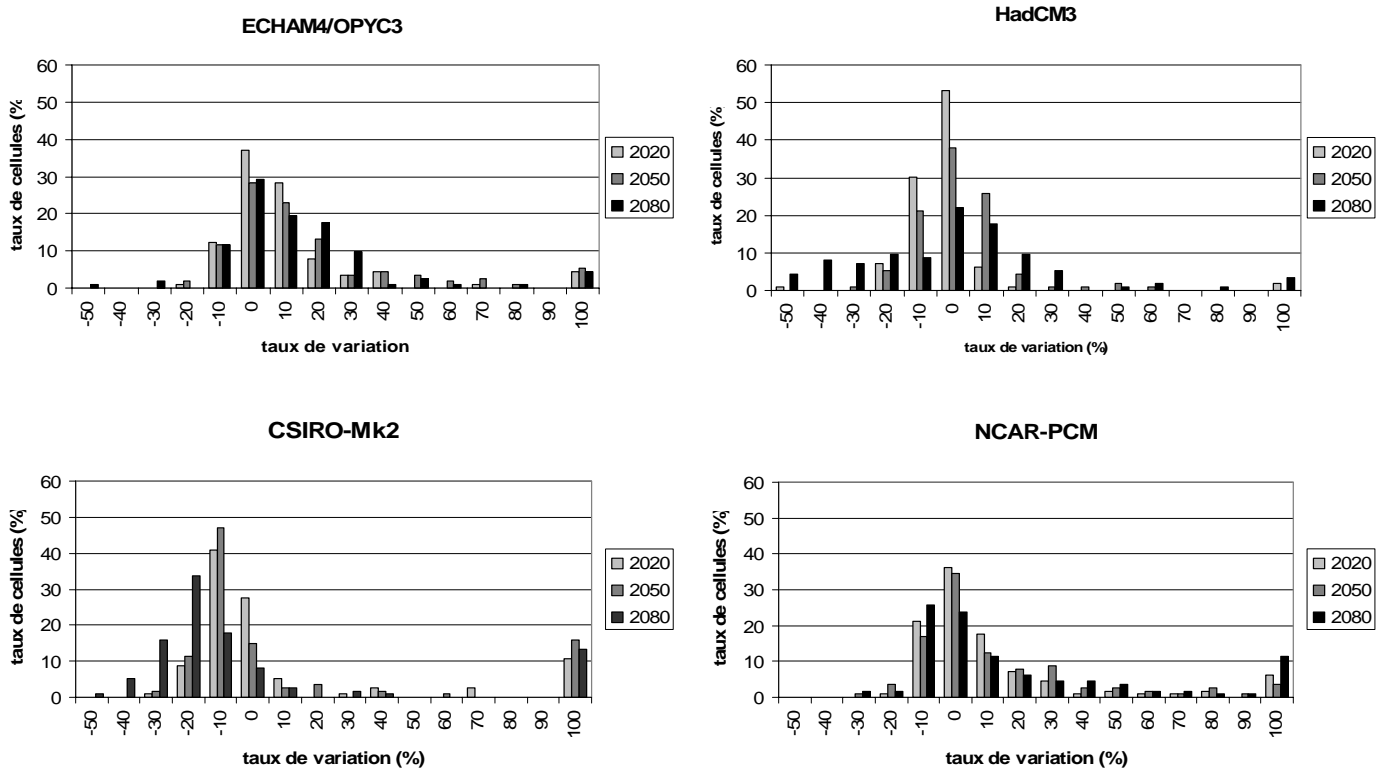


Figure 4.26 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission A2.

Le scénario d'émission B2 est disponible pour trois modèles climatiques (Figure 4.27). On observe un pic marqué pour les modèles HadCM3 et CSIRO-Mk2, alors que les variations pour le modèle ECHAM4 sont plus étalées. Pour le modèle HadCM3, la majorité des cellules présente des variations comprises entre -10 % et 20 %. Les variations observées pour le modèle CSIRO-Mk2 appartiennent à l'intervalle [-20 % ; 10 %] avec une majorité de cellules présentant une diminution. Pour le modèle ECHAM4, les précipitations ont tendance à augmenter. Comme pour le scénario précédent, le pic s'atténue entre 2020 et 2080, à l'exception du modèle CSIRO-Mk2 où il se déplace, montrant une diminution des précipitations.

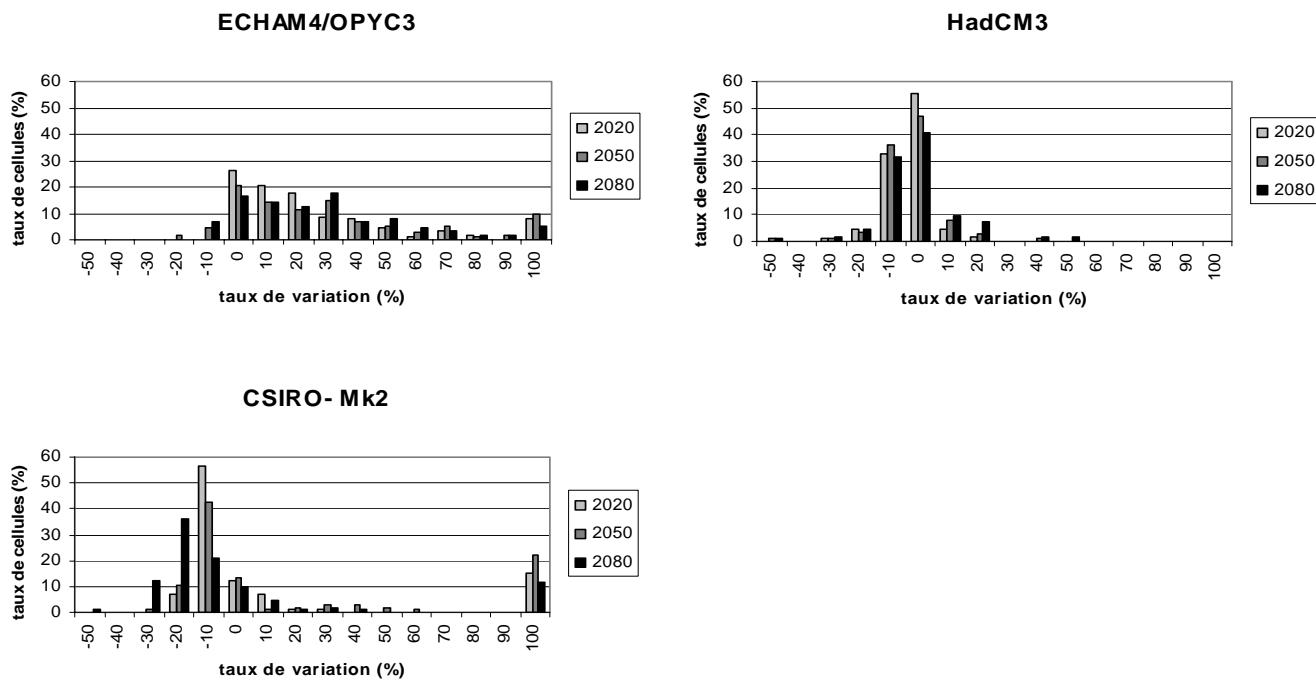


Figure 4.27 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission B2.

Le scénario d'émission A1 est disponible pour seulement deux modèles climatiques (Figure 4.28). La majorité des cellules présente une variation entre -20 % et 10 % pour le modèle CSIRO-Mk2 et entre -10 % et 10 % pour le modèle NCAR-PCM. La différence réside dans la tendance des précipitations : augmentation pour le modèle NCAR-PCM et diminution pour le modèle CSIRO-Mk2.

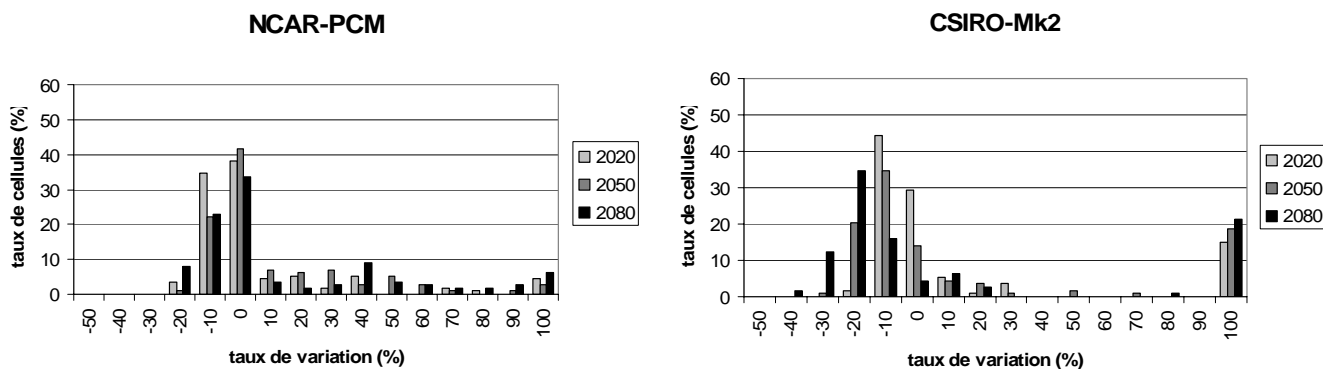


Figure 4.28 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission A1.

Le scénario d'émission B1 n'est disponible que pour le modèle CSIRO-Mk2 (Figure 4.29). La majorité des cellules présente une variation entre -20 % et 10 %, avec une tendance à la diminution des précipitations.

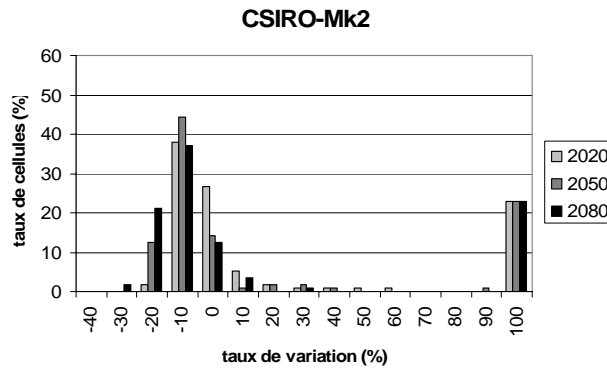


Figure 4.29 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission B1.

La première conclusion qui s'impose est que les résultats semblent plus dépendre des modèles que des scénarii d'émission, à l'exception du modèle HadCM3. En effet, les modèles ECHAM4 et NCAR-PCM prévoient une augmentation des précipitations annuelles pour la majorité des cellules, sans différences significatives entre les deux scénarii d'émissions A2 et B2. Pour le modèle CSIRO-MK2, la majorité des cellules présente une diminution des précipitations avec l'utilisation des quatre scénarii d'émission. De plus, le modèle HadCM3 présente un faible pourcentage de cellules montrant une variation supérieure à 100 %, tant pour le scénario d'émission A2 que le scénario d'émission B2.

Ruosteenoja et al. (2003) ont également mené une étude sur l'intercomparaison des projections climatiques futures, basées sur les scénarii d'émissions SRES de l'IPCC. À l'aide de diagrammes température/précipitation, ils évaluent la gamme probable du changement climatique pour une région donnée. Ces diagrammes peuvent être utilisés pour définir les limites de variation de température et de précipitation nécessaires aux études d'impacts mais peuvent également aider dans le choix d'un jeu représentatif de projections (modèle climatique et scénario). L'Afrique de l'Ouest et Centrale est comprise dans la région numéro 16, qui s'étend de 10° S à 17,5° N et de 20° W à 25° E. Les diagrammes obtenus sur les deux périodes juin à août et septembre à novembre pour les horizons 2020, 2050 et 2080 sont représentés dans la figure 4.30. Dans ces diagrammes, on représente le pourcentage de variation de précipitations en fonction du pourcentage de variation de la température. Chaque

scénario est représenté par une couleur et chaque modèle climatique par un symbole. La variabilité naturelle interne de la température et des précipitations est indiquée par une ellipse orange pour le modèle CGCM et une ellipse bleue pour le modèle HadCM3, toutes deux centrées sur l'origine. Elles indiquent qu'il y a une probabilité de 95 % pour que les variations de la température moyenne et des précipitations soient respectivement inférieures à $0,3^{\circ}\text{C}$ et à 10 %, sur une période de 30 ans. Dans cette région, le modèle HadCM3 présente une variabilité inférieure à celle de CGCM : l'ellipse bleue est contenue dans l'ellipse orange. Pour tout point situé en dehors de ces ellipses, le changement de température/précipitation est considéré comme statistiquement significatif.

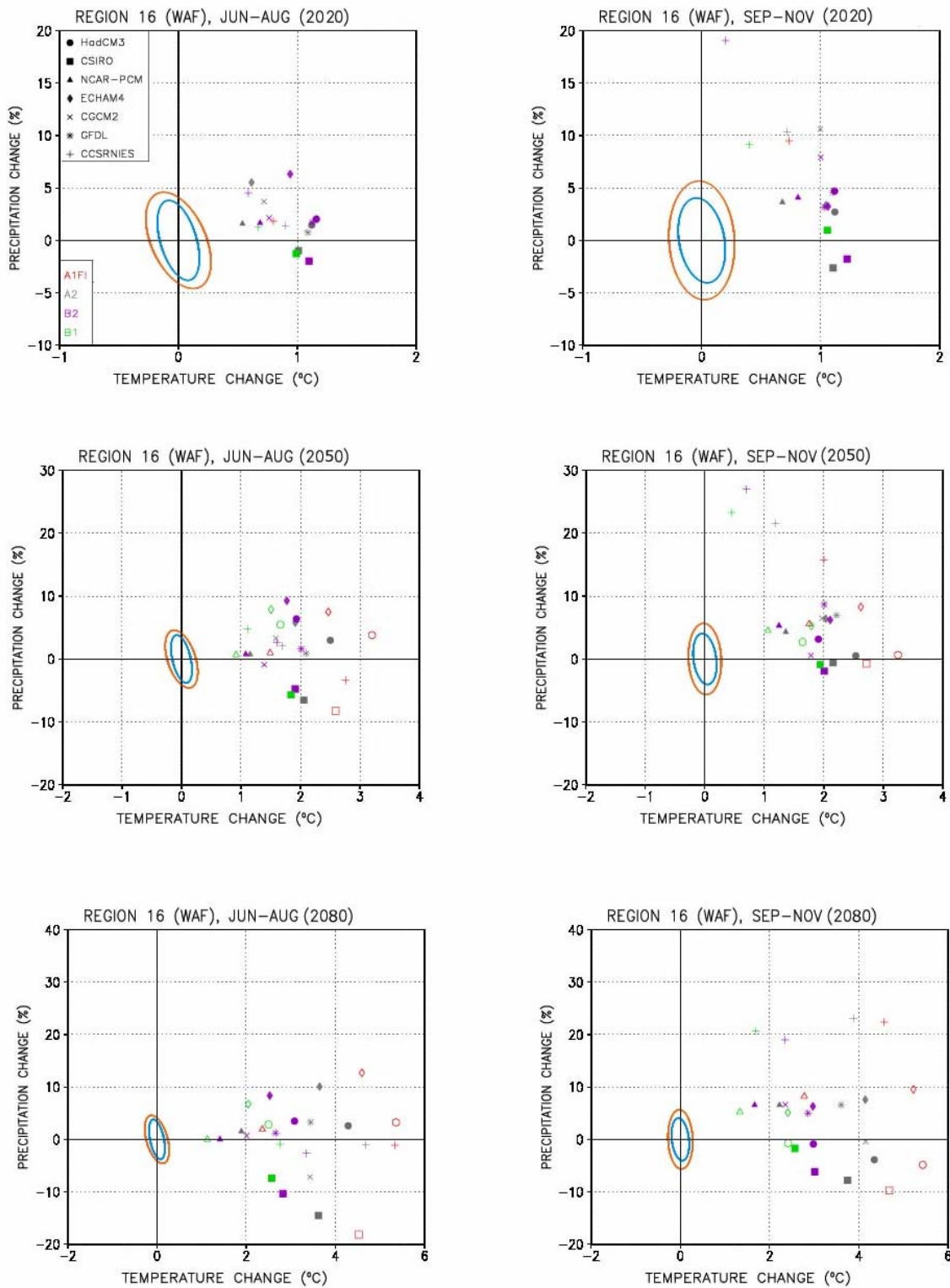


Figure 4.30 – Afrique de l'Ouest et Centrale : périodes juin à août et septembre à novembre. Variations des températures et précipitations saisonnières aux horizons 2020, 2050 et 2080, pour chacun des sept modèles climatiques AOGCM testés et pour quatre scénarii d'émissions (d'après http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/asres/scatter_plots/scatterplots_region.html).

Ces diagrammes montrent que tous les changements température/précipitations sont significatifs quels que soient le modèle climatique et le scénario d'émissions retenus : tous les points sont situés en dehors des ellipses. Tous les modèles climatiques prévoient une augmentation significative de la température, qui dépasse la variabilité naturelle. Pour les horizons 2050 et 2080, on observe une organisation des scénarii d'émission selon les températures : B1 produit le plus faible réchauffement et A1FI le plus fort. La hausse la plus modeste de température est simulée par le modèle NCAR-PCM, la plus sévère par les modèles HadCM3 et ECHAM4. Pour les précipitations, au contraire, plusieurs modèles produisent des variations de précipitations de signe opposé pour le même scénario d'émissions. Dans cet exemple, les modèles ECHAM4 et CCSR-NIES produisent un climat plus chaud et plus humide qu'à présent pour tous les scénarii d'émission, tandis que les précipitations simulées par le modèle CSIRO diminuent invariablement.

4.6. Conclusions sur la comparaison modèles climatiques et scénarii d'émission SRES

Ces comparaisons entre les observations et les simulations de précipitations par les quatre modèles climatiques pour quatre scénarii d'émissions montrent l'étendue des situations rencontrées. En règle générale, les modèles éprouvent quelques difficultés à reproduire la dynamique des saisons des pluies ainsi que les volumes précipités (Tableau 4.9). Sur la période observée, certains modèles surestiment ou sous-estiment les précipitations. L'amplitude dépend à la fois du modèle et du scénario d'émission retenu. De plus, les modifications annoncées des précipitations sont significatives à l'horizon 2020 et peuvent être considérables aux échéances 2050 et 2080, et cela quel que soit le scénario d'émission considéré.

Tableau 4.9 – Avantages et inconvénients identifiés pour les quatre modèles climatiques étudiés sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale

Modèle	Avantages	Inconvénients
CSIRO-Mk2	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Bonne évaluation de la précipitation annuelle dans le Golfe de Guinée ▪ Bonne évaluation de la saison des pluies dans la zone soudano-sahélienne 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Volumes précipités sous-estimés ▪ Incapacité à reproduire les deux saisons des pluies dans la zone guinéenne ▪ Le volume et la dynamique peuvent être bien évalués mais jamais pour la même cellule simultanément
ECHAM4/OPYC3	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Bonne reproduction de la dynamique des deux saisons des pluies et des volumes écoulés sur la partie septentrionale de la zone d'étude 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Volumes précipités surestimés ▪ Mauvais sur la zone sahélienne
HadCM3	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Bonne reproduction de la dynamique de la saison des pluies sur la partie centrale 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Volumes précipités surestimés ▪ Mauvais sur la zone sahélienne ▪ Incapacité à reproduire deux saisons des pluies
NCAR-PCM	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Bonne reproduction de la dynamique de la saison des pluies sur la partie centrale de la fenêtre d'étude ▪ Bonne estimation des volumes précipités autour du Golfe de Guinée 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Volumes précipités surestimés ▪ Mauvais sur la partie orientale de la fenêtre d'étude ▪ Le volume et la dynamique peuvent être bien évalués mais jamais pour la même cellule

5. Méthode d'élaboration de scénarii climatiques

De nombreuses études d'impact du changement climatique sur les ressources en eau sont basées sur le développement de scénarii climatiques hypothétiques, combinant les changements de température (exprimés en degré Celsius) à ceux des précipitations (exprimés en pourcentage) et les appliquant aux séries observées pour produire des séries perturbées (Chiew *et al.*, 1995 ; Mkankam Kanga, 2001 ; Guo *et al.*, 2002 ; Arnell, 2003). Dans cette section, nous proposons deux méthodes d'exploitation des sorties du modèle HadCM3-A2 afin de générer des grilles précipitations et d'ETP pour le XXI^{ème} siècle.

5.1. Choix des variables d'intérêts

Les deux variables climatiques qui influent sur les ressources en eau, sont l'évapotranspiration et les précipitations. Les données de précipitations mensuelles simulées par les modèles climatiques sont directement disponibles auprès du Centre de Distribution des Données de l'IPCC. En revanche, les données d'ETP mensuelles ne le sont pas. Mais, il est possible de récupérer les données mensuelles de température de l'air (minimum, moyenne et maximum), de vitesse du vent, de l'humidité relative et des radiations solaires incidentes et donc de calculer l'ETP à partir de la formule de Penman standard (1956).

Ces données dépendent essentiellement du modèle climatique et du scénario d'émissions de gaz à effet de serre retenus. Nous avons choisi de travailler avec les données simulées par le modèle HadCM3 pour le scénario d'émission A2. Tout d'abord, le choix du scénario d'émission A2 repose sur le fait qu'il décrit un monde très hétérogène. La population est la plus importante à la fin du XXI^{ème} siècle et atteint 15 milliards d'individus. Les directions prises en terme de développement économique font que le scénario d'émission A2 produit, avec le scénario d'émission A1FI le plus d'émissions de CO₂, de CH₄ de N₂O et de SO₂, provoquant une hausse de température entre 2,7° c à 4,8° C. C'est donc le scénario d'émission le plus "réaliste", au sens où il simule un futur où aucune mesure concertée mondiale n'est prise pour enrayer l'augmentation des GES.

Le choix du modèle HadCM3 repose sur plusieurs critères. Tout d'abord les données simulées sont disponibles sur la période 1950-2099, qui couvre donc bien la période observée sur laquelle nous avons calé et validé les modèles hydrologiques. De plus, le modèle HadCM3 est une version évoluée du modèle HadCM2, qui présente le meilleur coefficient de corrélation entre les précipitations moyennes mensuelles observées et simulées (Tableau 4.10) et qui a été déjà largement utilisés dans les études d'impacts sur les ressources en eau (Arnell *et al.*, 1999 ; Hulme *et al.*, 2000 et 2001 ; Mkankam Kamga, 2001 ; Burlando et Rosso, 2002 ; Arnell, 2003 ; Prudhomme *et al.*, 2003).

Tableau 4.10 – Coefficients de corrélation entre les précipitations observées et celles simulées par les modèles climatiques sur la totalité du globe (d'après Hulme *et al.*, 2000)

Modèles	Coeff. corrélation
HadCM2	0,76
ECHAM4	0,74
CSIRO-MK2	0,71
GFDL	0,62
CGCM	0,61
NCAR-PCM DOE	0,59
CCSR-NIES	0,59

Le scénario climatique que nous proposons pour évaluer le devenir des ressources en eau sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale repose donc sur les données de précipitations et d'ETP mensuelles provenant du HadCM3-A2.

5.2. Recommandations

Tout scénario climatique nécessite une période de référence pour calculer le changement climatique. Ce jeu de données de référence sert généralement de base sur laquelle les données qui représentent le changement climatique sont élaborées. Une période de référence doit être représentative du climat moyen actuel ou récent dans la région étudiée et de durée suffisante pour englober une gamme de variations climatiques, incluant plusieurs anomalies sévères significatives (IPCC, 1994).

L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit la période de référence par une période normale de 30 ans. La période normale usuelle de l'OMM est 1961-1990. Cette période de référence est utilisée comme un standard afin d'assurer la comparabilité de nombreuses études d'impacts. Elle offre l'avantage de se terminer en 1990, qui est l'année d'introduction des scénarii d'émissions de gaz à effets de serre de l'IPCC au sein des modèles climatiques. Néanmoins, il est possible d'adopter une période de référence alternative pour les études d'impacts. En effet, dans certaines régions s'observe déjà un réchauffement qui est probablement lié à l'accroissement des gaz à effets de serre d'origine anthropique, dont il est nécessaire de tenir compte. De plus, la normale 1961-1990 va être remplacée par la normale 1971-2000. Seulement, il faudra encore entre un et cinq ans avant que cette normale ne devienne largement disponible dans le monde entier.

Dans un souci de cohérence, l'IPCC recommande si possible d'adopter la période 1961-1990 comme référence dans les études d'impacts. Cependant, si une période alternative est adoptée,

les chercheurs sont encouragés à comparer les caractéristiques climatiques régionales de cette période avec celles de 1961-1990. Cette période de référence n'est pas celle retenue pour nos travaux. En effet sur notre zone d'étude, nous avons montré qu'il existe une rupture dans les séries pluviométriques et hydrologiques au début des années 70, correspondant à la mise en place d'une période déficitaire toujours d'actualité. Dans le cadre de l'évaluation des modèles hydrologiques, nous avons retenu la période 1971-1995 pour caler et valider les modèles. Afin de conserver une certaine homogénéité, la période de référence nécessaire pour le développement des scénarii climatiques doit caractériser cette période déficitaire. Comme nous disposons de données pluviométriques jusqu'en 1998, la période de référence retenue pour les précipitations est 1969-1998. En revanche, nous disposons des données d'ETP seulement jusqu'en 1995. Sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale, les ETP montrent peu de variation de part et d'autre de la rupture. C'est pourquoi la période 1966-1995 peut être retenue comme période de référence pour les ETP.

Comme les résultats des modèles climatiques ne sont généralement pas suffisamment fiables (en termes de valeurs absolues) à l'échelle régionale pour être utilisés directement, il est recommandé d'établir les champs de variations entre le climat futur et la période de référence. L'IPCC considère trois horizons pour calculer ces champs de variations : 2020 (soit 2006-2035), 2050 (soit 2036-2065) et 2080 (soit 2066-2095).

5.3. Utilisation d'une chronique d'anomalies

Cette méthode d'élaboration du premier scénario climatique est basée sur l'utilisation des anomalies d'un mois i par rapport à la période de référence 1969-1998 sur chaque cellule j . Ces anomalies représentent des écarts à une moyenne, calculée sur la période de référence. On peut ainsi aisément corriger les valeurs de précipitations et d'évapotranspiration potentielle produites par le modèle HadCM3-A2 en combinant ces anomalies mensuelles à la moyenne et à l'écart type des séries observées et agrégées (CRUag).

Les anomalies issues du modèle climatique sont calculées selon la formule suivante :

$$Ano_{GCM,i,j} = \frac{X_{GCM,i,j} - \overline{X}_{GCM,i,j}}{\sigma_{GCM,i,j}}$$

avec $X_{GCM,i,j}$ valeur mensuelle simulée ;

$\overline{X}_{GCM,i,j}$ valeur moyenne simulée sur la période de référence ;

$\sigma_{GCM,i,j}$ écart type de la série simulée sur la période de référence.

On génère alors pour chaque cellule, une nouvelle série de données qui prend en compte la prévision du modèle climatique mais avec des valeurs supposées plus réalistes. La formule utilisée est la formule suivante :

$$X_{SCEN,i,j} = \overline{X}_{CRUag,i,j} + \left(Ano_{GCM,i,j} \times \sigma_{CRUag,i,j} \right)$$

avec $Ano_{GCM,i,j}$ anomalie mensuelle issue du modèle climatique ;

$\overline{X}_{CRUag,i,j}$ valeur moyenne observée sur la période de référence ;

$\sigma_{CRUag,i,j}$ écart type de la série sur la période de référence.

Cette méthode de correction des données issues des modèles climatiques est appliquée sur les séries mensuelles de précipitations et d'évapotranspiration potentielle entre 1999 et 2099, pour chaque cellule. Cette manière de procéder permet de conserver le dynamisme de la saison des pluies que le modèle HadCM3 a du mal à reproduire. Cependant, elle ne tient pas compte des recommandations de l'IPCC, à savoir construire des champs de variations à différents horizons.

5.4. Utilisation des variations aux horizons

Cette seconde méthode prend en compte les variations aux trois horizons définis par l'IPCC (2020, 2050, 2080). Il s'agit de calculer les taux de variations des précipitations et d'ETP mensuelles entre ces horizons et la période de référence, 1969-1998, et d'appliquer ces taux sur les données observées.

Les figures 103 à 105 illustrent la méthode employée sur les séries de précipitations annuelles, par souci de clarté. Mais cette méthodologie est appliquée au pas de temps mensuel (mois i), pour chaque série de données issues de HadCM3-A2 (précipitations et ETP) et pour chaque cellule j .

Dans un premier temps on calcule les variations mensuelles aux trois horizons, pour les séries de précipitations et d'ETP (Figure 4.31).

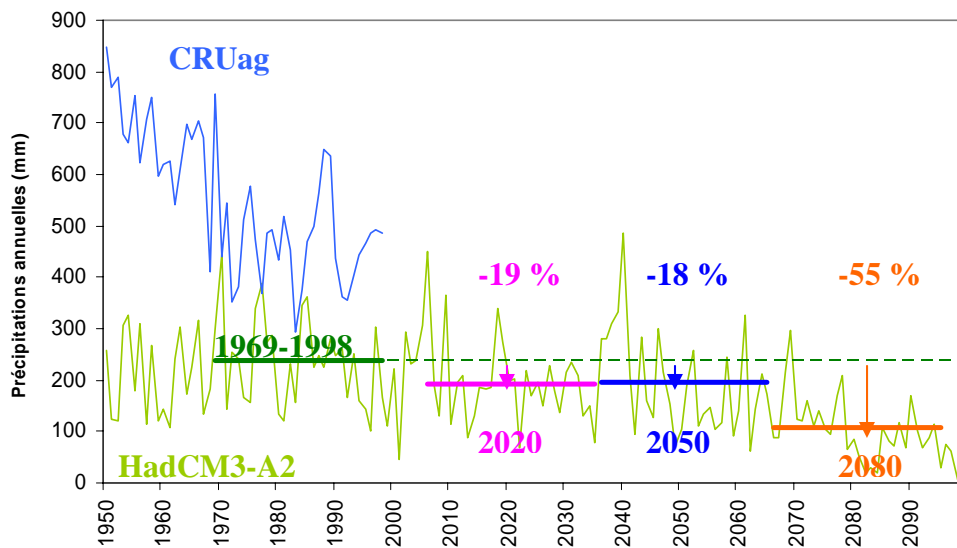


Figure 4.31 – Représentation des variations annuelles aux trois horizons pour une série de précipitations issues du modèle HadCM3-A2 pour la cellule 31LAT93LON (Sénégal) :
 - en bleu série observée CRUag et en vert, série simulée HadCM3-A2 ;
 - les segments horizontaux représentent les moyennes sur les différentes périodes.

Les variations s'expriment en pourcentage et sont calculées selon la formule suivante :

$$\Delta_{horiz,i,j} = 100 \times \left(\frac{\bar{X}_{horiz,i,j} - \bar{X}_{ref,i,j}}{\bar{X}_{ref,i,j}} \right)$$

avec $\bar{X}_{horiz,i,j}$ valeur moyenne mensuelle calculée sur un horizon donné ;

$\bar{X}_{ref,i,j}$ valeur moyenne mensuelle calculée sur la période de référence.

Il faut ensuite appliquer ces taux de variation sur les séries de données observées. Il faut donc créer une série fictive entre 2006 et 2095, qui est la période couverte par les trois horizons, ayant une moyenne identique à celle de la période de référence. On suppose que les observations entre 1969 et 1998 sont susceptibles de se reproduire à nouveau. On effectue un tirage aléatoire entre 1969 et 1998 de trois séries de 30 ans chacune (Tableau 4.11). En utilisant les résultats du tirage aléatoire, on crée ainsi des séries fictives de précipitations et d'ETP mensuelles sur la période 2006-2095, comme l'illustre la figure 4.32.

Tableau 4.11 – Résultats du tirage aléatoire pour les trois horizons afin de constituer une série fictive entre 2006 et 2095

Rang	Horizon 2020 (2006-2035)	Horizon 2050 (2036-2065)	Horizon 2080 (2066-2095)
1	1971	1973	1969
2	1992	1983	1993
3	1988	1979	1992
4	1989	1970	1984
5	1971	1986	1983
6	1982	1975	1982
7	1988	1997	1969
8	1984	1982	1982
9	1994	1988	1995
10	1976	1987	1969
11	1970	1990	1976
12	1980	1980	1979
13	1984	1982	1973
14	1976	1975	1989
15	1980	1979	1985
16	1987	1977	1978
17	1972	1970	1991
18	1974	1970	1982
19	1995	1979	1986
20	1998	1969	1986
21	1993	1995	1977
22	1997	1987	1979
23	1986	1985	1997
24	1984	1985	1976
25	1990	1972	1970
26	1996	1987	1971
27	1988	1984	1985
28	1985	1976	1972
29	1980	1997	1995
30	1987	1977	1981

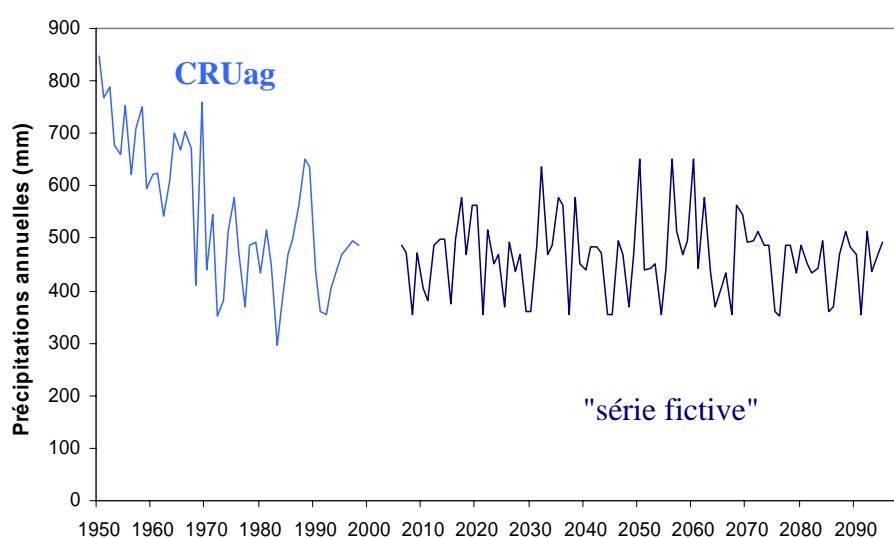


Figure 4.32 – Représentation de la série fictive de précipitations annuelles sur la période 2006-2095 pour la cellule 31LAT93LON (Sénégal) : en bleu clair série observée CRUag ; en bleu foncé série fictive à partir des données observées CRUag.

À cette série fictive, on applique les taux de variation calculés aux trois horizons au sein des données issues de HadCM3-A2, selon la formule :

$$X_{SCEN,i,j} = X_{FICTi,j} \times \Delta_{horiz,i,j}$$

avec $X_{FICTi,j}$ valeur mensuelle observée sur la série fictive ;

$\Delta_{horiz,i,j}$ taux de variation mensuel à un horizon donné.

De cette manière, on génère alors pour chaque cellule, une nouvelle série de données qui respecte les taux de variations aux trois horizons 2020, 2050 et 2080 du modèle climatique mais avec des valeurs plus réalistes (Figure 4.33).

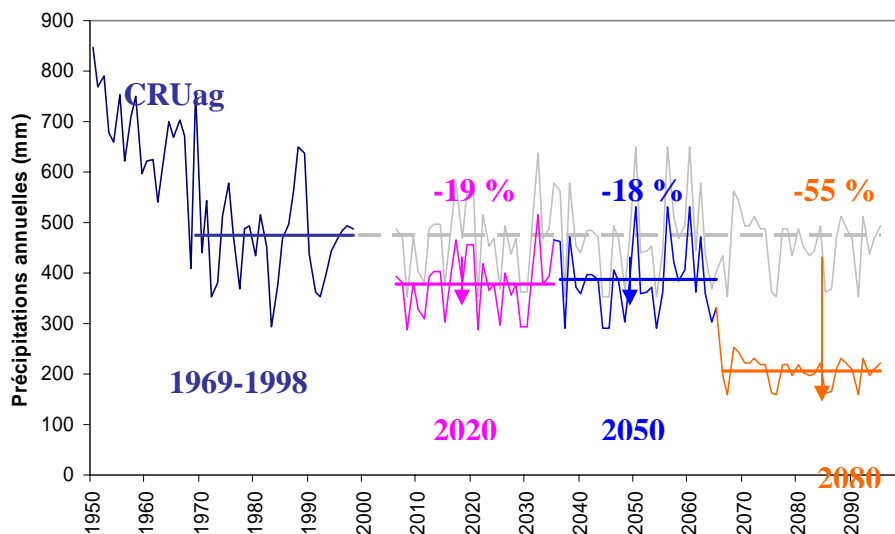


Figure 4.33 – Représentation de la série de précipitations annuelles corrigées par la méthode des horizons sur la période 2006-2095 pour la cellule 31LAT93LON (Sénégal)

Cette méthode de correction des données issues des modèles climatiques est appliquée sur les séries mensuelles fictives de précipitations et d'évapotranspiration potentielle entre 2006 et 2095, pour chaque cellule. Cette manière de procéder permet également de conserver le dynamisme de la saison des pluies et d'être en accord avec les recommandations de l'IPCC.

5.5. Conclusions sur la génération de scénarii climatiques

Malgré le fait qu'il existe de nombreuses méthodes statistiques pour la génération de séries pluviométriques pour le XXI^{ème} siècle, ces méthodes requièrent de nombreuses données journalières observées dont nous ne disposons pas et qu'il est d'ailleurs extrêmement difficile de réunir à l'échelle du sous continent ouest-africain. Nous avons donc élaboré deux méthodes simples basées sur les variations prévues par les modèles climatiques, par rapport à la période de référence 1969-1998 :

- **la méthode des "anomalies"** appliquée sur la période 1999-2099, génère des séries mensuelles corrigées en fonction des anomalies calculées au sein du modèle HadCM3-A2 ;
- **la méthode des "horizons"** appliquée sur la période 2006-2095, génère des séries mensuelles corrigées en fonction des variations moyennes aux horizons 2020, 2050 et 2080.

Ces variations sont utilisées pour créer des séries de précipitations et d'ETP mensuelles réalistes, utilisées en amont de la modélisation pluie-débit. Ces séries représentent nos scénarii climatiques pour le XXI^{ème} siècle.

6. Conclusions : des sorties de modèles à l'élaboration de scénarii climatiques, outils pour l'évaluation des impacts du changement climatique

Les modèles climatiques existants ne sont pas vraiment capables de reproduire les précipitations observées avec un niveau de fiabilité suffisant. Ceci est dû en partie à la manière dont les nuages et la pluviogenèse sont modélisés ainsi qu'à la résolution spatiale adoptée qui ne permet pas une représentation adéquate des phénomènes régionaux. Malgré tout, les modèles climatiques représentent pourtant l'unique méthode pour évaluer l'impact du changement climatique sur le cycle de l'eau. Jusqu'à ce que les modèles climatiques puissent simuler les modifications des régimes pluviométriques régionaux observés au cours de ce siècle, les modifications futures de précipitations ne peuvent être prédites avec certitude. Connaissant les limites des modèles climatiques et les incertitudes liées aux données générées, il est recommandé de ne pas utiliser directement les sorties de modèles climatiques mais plutôt d'utiliser les tendances générales afin de bâtir des scénarii climatiques plus réalistes à l'échelle du secteur étudié. L'évaluation des impacts du changement climatique doit prendre en considération l'ensemble des incertitudes liées à l'évolution réelle des paramètres atmosphériques dans un contexte où le comportement des populations et des gouvernements est difficile à prévoir. Le choix des variables, du modèle climatique et du scénario pour construire les grilles de données simulées pour le futur, relève donc de la propre responsabilité de l'utilisateur et dépend des objectifs à atteindre.

Pour cette étude, les données issues du modèle HadCM3 pour le scénario d'émission A2 ont été choisies dans le but de générer des scénarii climatiques. Les variables climatiques qui ont un impact sur les ressources en eau sont l'évapotranspiration potentielle (par l'intermédiaire des températures) et les précipitations. Or, ces données issues des modèles climatiques ne peuvent être directement appliquées dans les modèles pluie-débit comme nous venons de le montrer. Il est donc nécessaire d'utiliser les variations prévues par les modèles climatiques pour générer des chroniques de précipitations et d'ETP mensuelles plus "réalistes". Nous avons donc mis au point deux techniques simples, basées sur les variations de moyennes par rapport à une période de référence. Ces méthodes ne nécessitent pas de lourds moyens informatiques au contraire des techniques de downscaling. Les chroniques ainsi générées peuvent donc être introduites dans les modèles pluie-débit afin de simuler les évolutions des

ressources en eau sur les bassins versants du Sénégal, de la Gambie, du Sassandra et du Logone-Chari.

**CHAPITRE 5 : IMPACTS POTENTIELS
DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR
LES RESSOURCES EN EAU**

Le calage et la validation des modèles GR2M et WBM ont permis de sélectionner un jeu de paramètres permettant de simuler au mieux le fonctionnement de chaque bassin sous les conditions climatiques observées entre 1971 et 1995. À partir de ce jeu, on simule l'incidence des scénarii climatiques élaborés à partir des fluctuations prévues par HadCM3-A2. L'objectif est d'explorer les effets de ces scénarii en terme d'impacts plausibles sur les ressources en eau. Nous considérons les valeurs observées comme référence d'un état initial. Nous estimons donc les conséquences de chaque scénario par les écarts entre valeurs observées de référence et valeurs simulées d'après les scénarii climatiques. Rappelons ici, que nous nommons scénarii climatiques le résultat de l'application d'hypothèses d'utilisation des séries de précipitations et de température issues du modèle HadCM3 sous le scénario d'émission de gaz à effet de serre (SRES) A2.

1. Projections des conditions climatiques selon les scénarii élaborés

L'évaluation des changements climatiques, en particulier en ce qui concerne les précipitations, varie d'un modèle à l'autre. C'est pourquoi il est préférable d'utiliser des scénarii climatiques basés sur les prévisions des modèles de circulation générale. Dans cette section, nous évaluons l'évolution des ETP et des précipitations issues des deux scénarii climatiques "Anomalies" (suffixe *Ano*) et "Horizons" (suffixe *Horiz*) définis au chapitre précédent.

1.1. Évolution de l'évapotranspiration potentielle

Tous les modèles climatiques prévoient une augmentation de la température pour les décennies à venir. Selon le modèle HadCM3-A2, cette augmentation peut atteindre jusqu'à 4° C en moyenne, sur l'ensemble de la surface terrestre et implique un accroissement de l'évapotranspiration potentielle.

La figure 5.1 montre les taux de variations moyennes des ETP_{Ano} et ETP_{Horiz} annuelles pour les horizons 2020, 2050 et 2080, exprimés en un pourcentage par rapport à la moyenne observée 1966-1995. Le réchauffement annoncé et les changements associés de l'humidité relative, de la vitesse du vent, et des rayonnements thermiques conduisent à l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle sur toute l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Ces variations, relativement faibles à l'horizon 2020, atteignent plus de 30 % à l'horizon 2080. L'Afrique Centrale et les pays en bordure du Golfe de Guinée sont touchés dès l'horizon 2020 par cette hausse et montre les plus fort taux d'accroissement. Entre les deux séries élaborées,

l'ETP_{Horiz} montrent des taux de variations plus élevés par rapport à l'ETP_{Ano} et ce, dès l'horizon 2020.

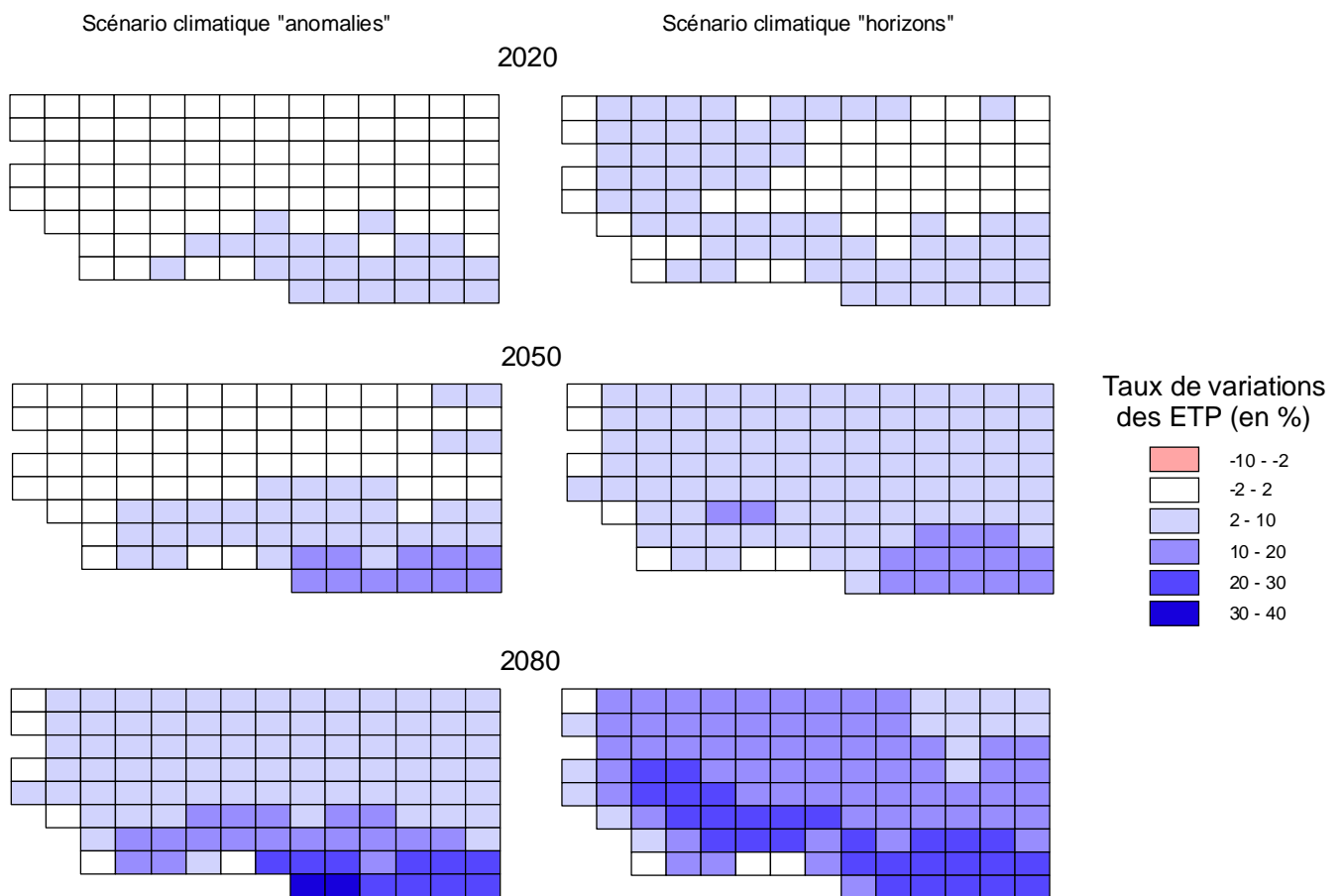


Figure 5.1 – Variations des ETP_{Ano} (à gauche) et ETP_{Horiz} (à droite) pour les horizons 2020, 2050 et 2080 par rapport à la moyenne 1966-1995 observée.

Nous avons sélectionné quatre cellules représentatives des unités hydrographiques étudiées (Figure 5.2) :

- la cellule 32LAT94LON couvre l'amont des bassins versants du Sénégal et de la Gambie ;
- la cellule 34LAT95LON représente le bassin versant du Sassandra ;
- la cellule 34LAT05LON couvre le Logone jusqu'à Laï ;
- enfin, la cellule 34LAT06LON représente l'amont du bassin versant du Chari.

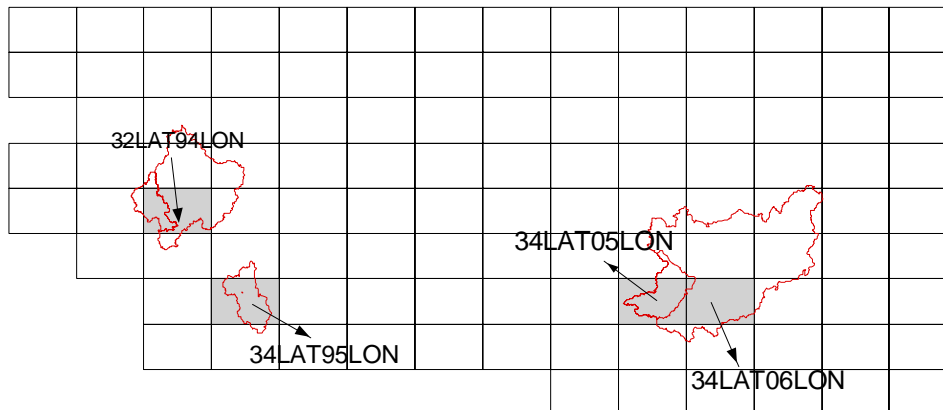


Figure 5.2 – Emplacement des cellules de référence pour l'étude des séries mensuelles issues des scénarii climatiques "Anomalies" et "Horizons".

Les taux de variations aux trois horizons pour chacune de ces quatre cellules sont donnés dans le tableau 5.1. Les ETP moyennes observées sur la période 1966-1995 sont exprimées en $1/10^{\circ}$ de millimètres et constituent la valeur de référence. En moyenne sur ces quatre cellules, l'ETP augmente de 1,9 % à 3 % à l'horizon 2020, de 5,1 % à 8 % à l'horizon 2050 et de 10,8 % à 19,7 % à l'horizon 2080. Pour l'ETP_{Ano}, les taux de variation les plus faibles sont observés pour la cellule 32LAT94LON, et les plus forts pour la cellule 34LAT05LON. Pour l'ETP_{Horiz}, la cellule 34LAT95LON présente les taux de variation les plus faibles et la cellule 34LAT06LON les plus forts.

Tableau 5.1 – Taux de variations (en %) aux horizons 2020, 2050 et 2080 calculés pour les ETP_{Ano} et ETP_{Horiz} sur chaque cellule représentative des bassins versants ; l'ETP moyenne observée est exprimée en $1/10^{\circ}$ de millimètres

Cellule	ETP moy observée	Taux variation ETP _{Ano}			Taux variation ETP _{Horiz}		
		2020	2050	2080	2020	2050	2080
32LAT94LON	19055	0.8	1.8	4.9	3.9	8.0	22.9
34LAT95LON	14147	1.5	4.5	10.6	2.4	6.2	15.7
34LAT05LON	17081	3.0	7.9	16.2	2.2	6.9	17.2
34LAT06LON	17870	2.1	6.0	11.6	3.3	10.8	23.1
moyenne	17038	1.9	5.1	10.8	3.0	8.0	19.7

Pour chacune de ces cellules, nous avons tracé les séries chronologiques annuelles de l'ETP observée sur la période de référence 1966-1995, ainsi que l'ETP_{Ano} sur la période 1999-2099 et l'ETP_{Horiz} sur la période 2006-2095. Nous ne présentons pas ici l'ensemble des graphiques, car les remarques sont applicables à toutes les cellules étudiées. On observe la hausse continue de l'ETP, quel que soit le scénario climatique envisagé (Figure 5.3).

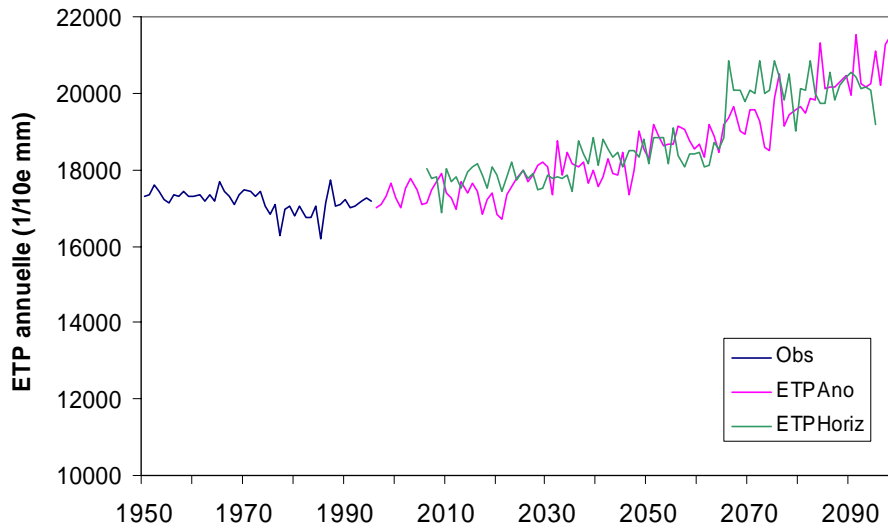


Figure 5.3 – Évolution des ETPAno et ETPHoriz annuelles par rapport à l'ETP annuelle observée, sur la cellule 34LAT05LON représentative du Logone.

Nous avons également tracé les ETP moyennes mensuelles pour les quatre cellules sur la période observée et aux trois horizons. Pour les cellules 32LAT94LON et 34LAT95LON, les ETP moyennes mensuelles issues des scénarii climatiques "Anomalies" sont proches de celles observées. Les écarts associés ne dépassent guère 10 % des valeurs moyennes observées. Au contraire, pour les cellules 34LAT05LON et 34LAT06LON, les ETPAno moyennes s'éloignent des observations, en particulier entre mai et septembre (Figure 5.4). Les écarts les plus importants concernent le mois de juillet, avec une augmentation de 71 % à l'horizon 2080 de l'ETPAno par rapport aux observations.

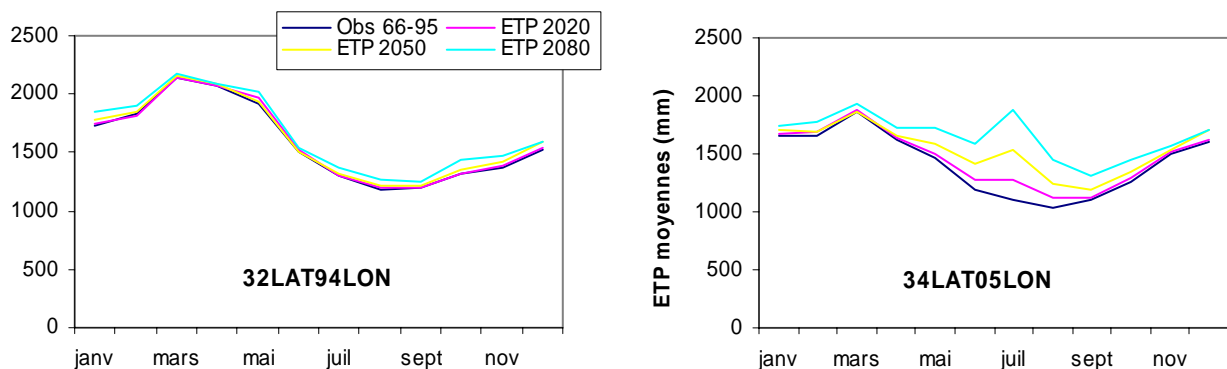


Figure 5.4 – Variations moyennes mensuelles des ETPAno, aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux ETP moyennes mensuelles observées sur la période 1966-1995 pour les cellules 32LAT94LON (Sénégal-Gambie) et 34LAT05LON (Chari).

Les ETP moyennes mensuelles issues du scénario climatique "Horizon" présentent des valeurs proches des ETP moyennes observées, pour les horizons 2020 et 2050. Les écarts les plus importants sont observés à l'horizon 2080, entre juillet et décembre pour la cellule 32LAT94LON et entre novembre et février pour les autres cellules (Figure 5.5). Ces écarts atteignent plus de 30 % des valeurs moyennes observées.

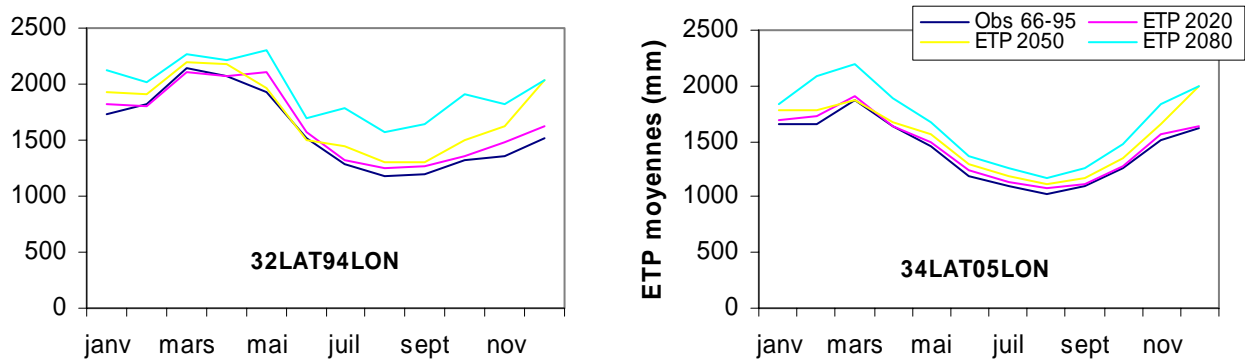


Figure 5.5 – Variations moyennes mensuelles des ETPHoriz, aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux ETP moyennes mensuelles observées sur la période 1966-1995 pour les cellules 32LAT94LON (Sénégal-Gambie) et 34LAT05LON (Chari).

Il semble donc que les cellules présentant les plus forts taux de variations annuelles entre les ETP observées et ETP issues de scénarii climatiques montrent également des modifications au niveau mensuel. L'importance de ces variations d'ETP pour les études d'impacts sur les ressources en eau dépend de leurs associations avec les variations de précipitations. En effet, l'évaluation des modèles pluie-débit retenus a montré que les écoulements sont plus sensibles aux modifications pluviométriques qu'aux changements d'ETP.

1.2. Évolution des précipitations

L'évaluation des précipitations pour les décennies à venir est très importante du fait de la sensibilité des modèles hydrologiques à cette variable. La figure 5.6 montre les taux de variations moyennes des précipitations *Ano* et *Horiz* annuelles aux horizons 2020, 2050 et 2080, exprimés en un pourcentage par rapport à la moyenne observée 1969-1998. Contrairement aux évapotranspirations potentielles, les variations aux trois horizons ne sont pas uniformes sur l'ensemble de la fenêtre étudiée. Deux zones se distinguent de part et d'autre d'un axe orienté sud-ouest / nord-est. Nous appelons la zone nord-ouest celle délimitée entre les cellules 28LAT92LON et 32LAT96LON ; la zone sud-est correspond à celle comprise

entre les cellules 32LAT02LON et 36LAT09LON. On identifie également un petit groupe de cellules au nord-est de la fenêtre d'étude dont les variations sont supérieures à 100 % quelle que soit la série de précipitations étudiées (*Ano* ou *Horiz*) et quel que soit l'horizon considéré. Ces cellules sont toutes situées au Tchad ou au Soudan au-delà de 15° N, là où les précipitations annuelles sont très faibles et où le modèle HadCM3-A2 atteint ses limites en regard des précipitations produites sur la période observée. Sur la zone nord-ouest, les précipitations moyennes annuelles diminuent graduellement de l'horizon 2020 à l'horizon 2080, tandis qu'elles augmentent sur la zone sud-est.

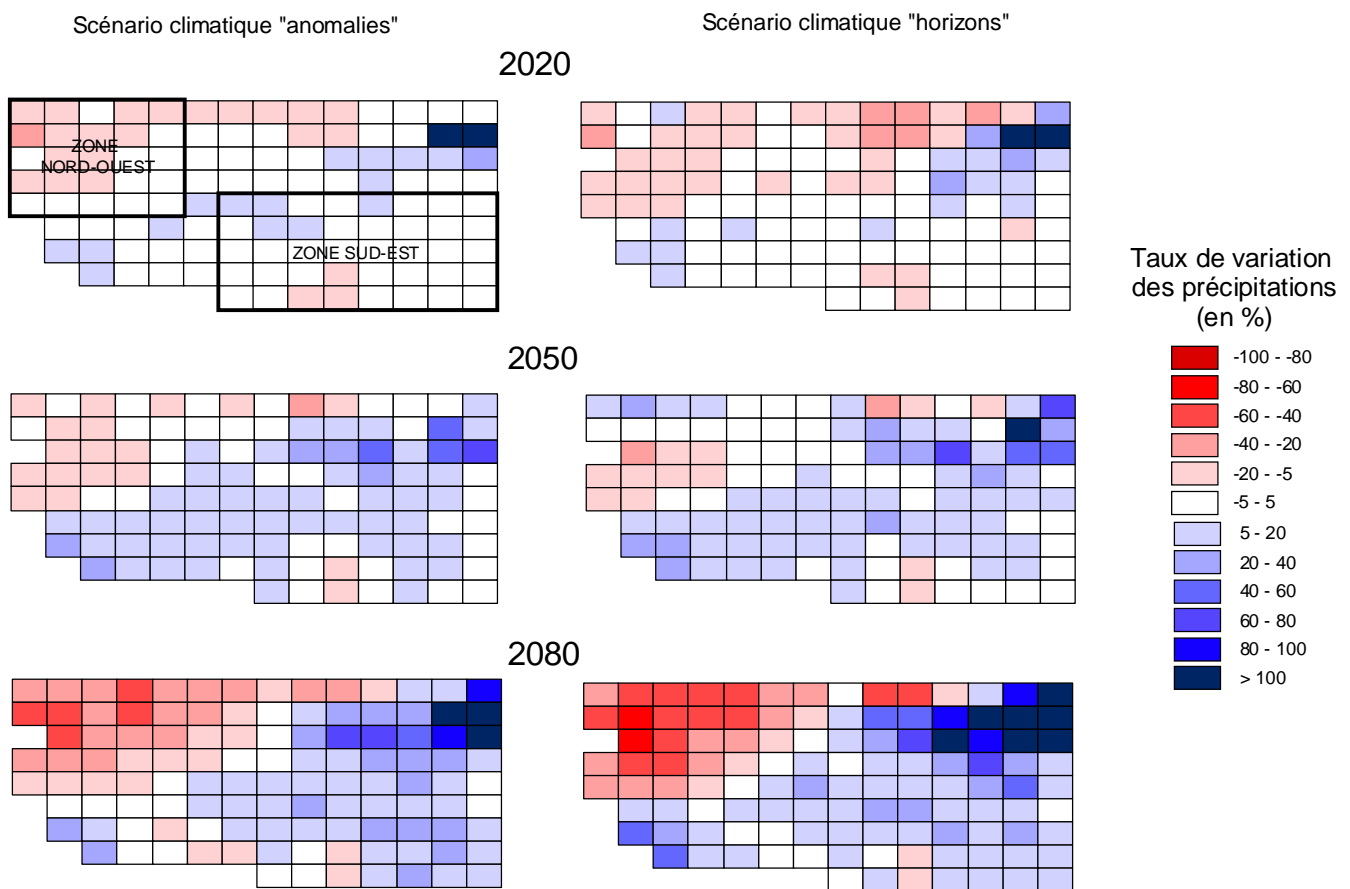


Figure 5.6 – Variations des précipitations *Ano* (à gauche) et *Horiz* (à droite) pour les horizons 2020, 2050 et 2080 par rapport à la moyenne 1969-1998 observée.

Pour chaque série de précipitations, nous avons calculé les taux moyens de variation aux trois horizons pour la zone nord-ouest (moyenne sur 25 cellules) et pour la zone sud-est (moyenne sur 39 cellules). Les taux moyens de variations sont pratiquement du même ordre de grandeur

entre les précipitations *Ano* et *Horiz* (Tableau 5.2), même si les précipitations *Horiz* montrent des variations plus importantes, tant en ce qui concerne une augmentation qu'une diminution.

Tableau 5.2 – Taux de variations moyens (en %) pour les précipitations *Ano* et *Horiz* sur les deux zones identifiées

	Zone nord-ouest		Zone sud-est	
	P <i>Ano</i>	P <i>Horiz</i>	P <i>Ano</i>	P <i>Horiz</i>
2020	-5,4	-8,8	1,6	0,5
2050	-4,6	-2,1	6,5	6,8
2080	-28,9	-41,2	11,4	12,7

La zone nord-ouest affiche une diminution des précipitations moyennes annuelles *Ano* et *Horiz* à l'horizon 2020 qui s'accroît jusqu'à l'horizon 2080. Ainsi, les précipitations moyennes annuelles à l'horizon 2020 diminuent entre -5 % et -10 %, par rapport aux précipitations moyennes observées sur la période 1969-1998. Cette diminution est plus faible à l'horizon 2050, mais devient très importante à l'horizon 2080, avec des taux de variations moyens qui atteignent -28,9 % (*Ano*) et -41,2 % (*Horiz*). Localement, certaines cellules présentent jusqu'à -47 % de diminution pour les précipitations *Ano* (28LAT95LON) et jusqu'à -73,5 % de diminution pour les précipitations *Horiz* (29LAT93LON).

Au contraire, la zone sud-est affiche une augmentation régulière des précipitations moyennes annuelles. À l'horizon 2020, elles augmentent faiblement : les précipitations *Ano* et *Horiz* présentent un taux de variation moyen inférieur à 2 %. Ce taux passe à 6 %-7 % à l'horizon 2050 pour atteindre 11 %-13 % à l'horizon 2080. Les taux de variation maximum, atteints à l'horizon 2080, sont de 34,8 % pour les précipitations *Ano* (34LAT08LON) et de 50,2 % pour les précipitations *Horiz* (32LAT08LON).

Pour les quatre cellules représentatives des unités hydrographiques étudiées, les taux de variation aux trois horizons, pour chacune des séries de précipitations issues des scénarii climatiques, sont donnés dans le tableau 5.3. Les précipitations moyennes observées sur la période 1969-1998 sont exprimées en millimètres et constituent la valeur de référence.

On constate que seuls les bassins du Sénégal et de la Gambie sont concernés par la diminution des précipitations sur les décennies à venir, contrairement aux bassins versants du Sassandra, du Logone et du Chari. On note également que pour la cellule représentative du bassin du Sassandra, les précipitations vont augmenter jusqu'à l'horizon 2050 puis diminuer à l'horizon

2080. Cependant, les taux de variations calculés sont toujours positifs. Il est intéressant également de noter les différences importantes entre les cellules 34LAT05LON et 34LAT06LON pourtant contiguës.

Tableau 5.3 – Taux de variations (en %) aux horizons 2020, 2050 et 2080 calculés pour les précipitations *Ano* et *Horiz* sur chaque cellule représentative des bassins versants ; les précipitations moyennes sont exprimées en millimètres

Cellule	P moy observées	Taux variation P <i>Ano</i>			Taux variation P <i>Horiz</i>		
		2020	2050	2080	2020	2050	2080
32LAT94LON	1089	-1,7	-1,5	-13,1	-7,1	1,0	-26,3
34LAT95LON	1597	3,6	11,4	4,2	2,6	13,4	8,7
34LAT05LON	1311	0,8	2,7	7,6	-0,5	6,0	8,7
34LAT06LON	1185	2,0	11,9	33,0	0,0	12,8	32,7
moyenne	1296	1,2	6,1	7,9	-1,2	8,3	5,9

Tout comme pour les ETP, nous avons tracé les séries chronologiques de précipitations annuelles observées sur la période de référence 1966-1995, ainsi que les précipitations *Ano* sur la période 1999-2099 et *Horiz* sur la période 2006-2095. La figure 5.7 concerne la cellule 32LAT94LON, représentative des bassins versants du Sénégal et de la Gambie. Comme le prévoit le modèle HadCM3-A2, les précipitations diminuent et ne retrouvent jamais les niveaux observés entre 1950 et 1970. Sur ces deux bassins, les conditions pluviométriques observées sur les trente dernières années semblent se maintenir et même se dégrader entre 2065 et 2099.

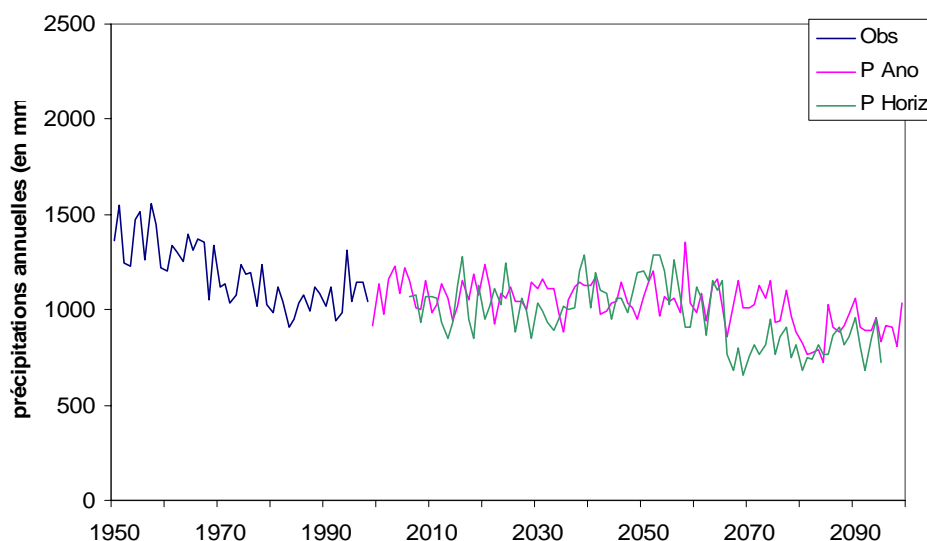


Figure 5.7 – Évolution des précipitations *Ano* et *Horiz* annuelles par rapport aux précipitations annuelles observées, sur la cellule 32LAT94LON (bassins Sénégal-Gambie).

La figure 5.8 concerne la cellule 34LAT06LON, représentative de bassin versant du Chari. Les conditions pluviométriques observées ces trente dernières semblent se maintenir voire s'améliorer légèrement jusqu'en 2030-2040 puis augmentent continuellement jusqu'en 2099. Entre 2040 et 2070, les niveaux observés entre 1950 et 1970 sont atteints, puis dépassés. Bien qu'associées à une ETP croissante, ces niveaux peuvent laisser espérer une reprise des écoulements sur le bassin du Chari.

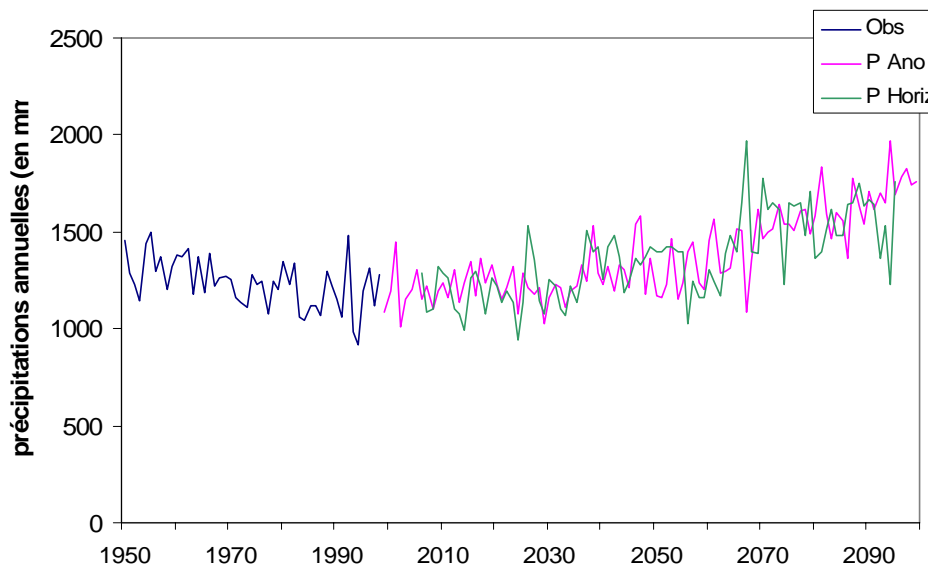


Figure 5.8 – Évolution des précipitations *Ano* et *Horiz* annuelles par rapport aux précipitations annuelles observées, sur la cellule 34LAT06LON (bassin du Chari).

Nous avons également tracé les précipitations moyennes mensuelles pour les quatre cellules représentatives sur la période observée 1969-1998 et aux trois horizons. La figure 5.9 présente les précipitations moyennes sur les bassins versants du Sénégal et de la Gambie (cellule 32LAT94LON). La saison des pluies aux horizons 2020 et 2050 est proche de celle observée, que ce soit pour les séries de précipitations *Ano* et *Horiz*. Les différences majeures apparaissent à l'horizon 2080, où la baisse des précipitations moyennes annuelles s'explique par une diminution des volumes précipités entre les mois de juin et septembre, en particulier pour les précipitations *Horiz* en juillet (-40 %) et en août (-23,5 %).

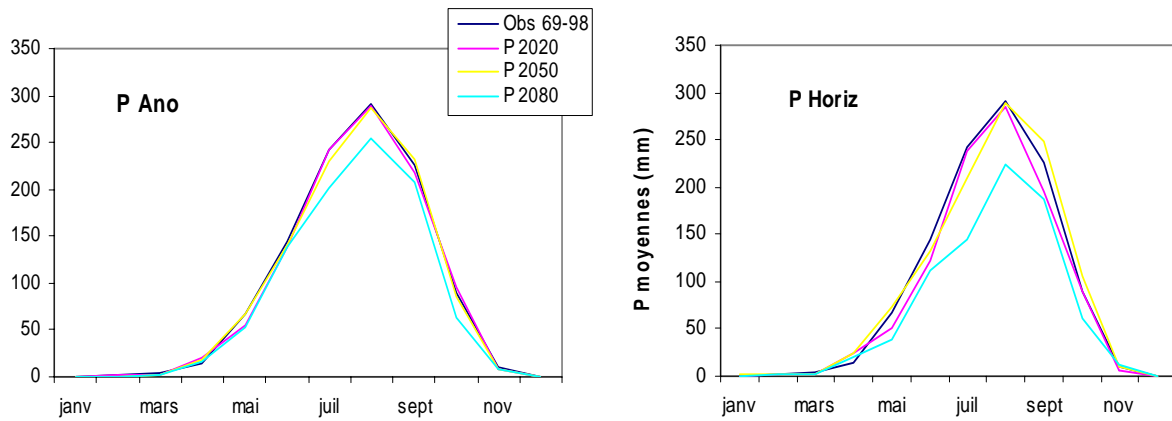


Figure 5.9 – Variations moyennes mensuelles des précipitations *Ano* (à gauche) et *Horiz* (à droite), aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux précipitations moyennes mensuelles observées sur la période 1969-1998 pour la cellule 32LAT94LON (bassins Sénégal-Gambie).

Les précipitations moyennes mensuelles de la cellule 34LAT95LON (bassin versant du Sassandra) sont représentées en figure 5.10. Les deux saisons des pluies sont bien marquées et les variations portent principalement sur la seconde saison des pluies entre juin et septembre. Pour les précipitations moyennes mensuelles *Ano* à l'horizon 2050, on constate une augmentation de 22,3 % en juillet et de 10,3 % en août, par rapport aux moyennes mensuelles observées sur 1969-1998. À l'horizon 2080, il s'agit de 18 % d'augmentation en juillet mais d'une diminution en août (-10 %) et en septembre (-15,6 %). On assiste à une modification du régime pluviométrique qui devient unimodal aux horizons 2020 et 2050 avant de repasser à un régime bimodal à l'horizon 2080. Pour les précipitations *Horiz*, le régime bimodal est conservé quel que soit l'horizon considéré. On note une augmentation des précipitations moyennes, par rapport aux observations 1969-1998, de 14,2 % (horizon 2050) et de 12,6 % (horizon 2080) au mois de juin. À l'opposé, les précipitations moyennes à l'horizon 2080 diminuent en septembre (-11,9 %). À l'horizon 2080, que ce soit les séries pluviométriques *Ano* ou *Horiz*, on ne distingue plus de petite ou de grande saison des pluies, avec 220 mm à 230 mm précipités en juin et en septembre.

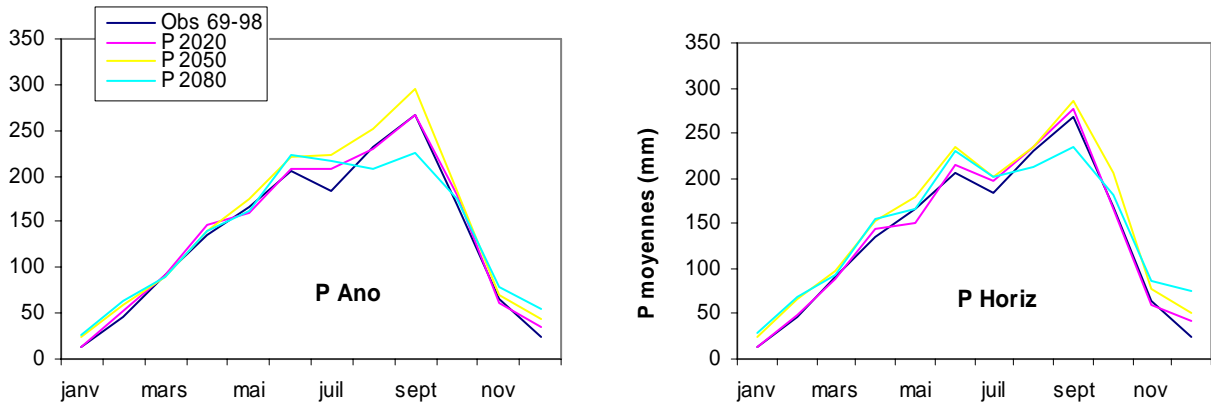


Figure 5.10 – Variations moyennes mensuelles des précipitations *Ano* (à gauche) et *Horiz* (à droite), aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux précipitations moyennes mensuelles observées sur la période 1969-1998 pour la cellule 34LAT954LON (bassin du Sassandra).

Enfin, pour les bassins versants du Logone et du Chari, seules les précipitations moyennes mensuelles de la cellule 34LAT06LON sont représentées (Figure 5.11). Les observations qui s'y rapportent sont valables pour la cellule 34LAT05LON, mais les taux de variations y sont plus faibles. Aux horizons 2050 et plus particulièrement 2080, on assiste à une modification du régime pluviométrique :

- accentuation marquée des précipitations en mai avec +37,8 % pour les précipitations *Ano* et +29,2 % pour les précipitations *Horiz* par rapport aux précipitations observées sur 1969-1998 ;
- décalage du maximum d'août à septembre et augmentation des précipitations en septembre de +61,6 % pour les précipitations *Ano* et +72,1 % pour les précipitations *Horiz* par rapport aux précipitations observées sur 1969-1998.

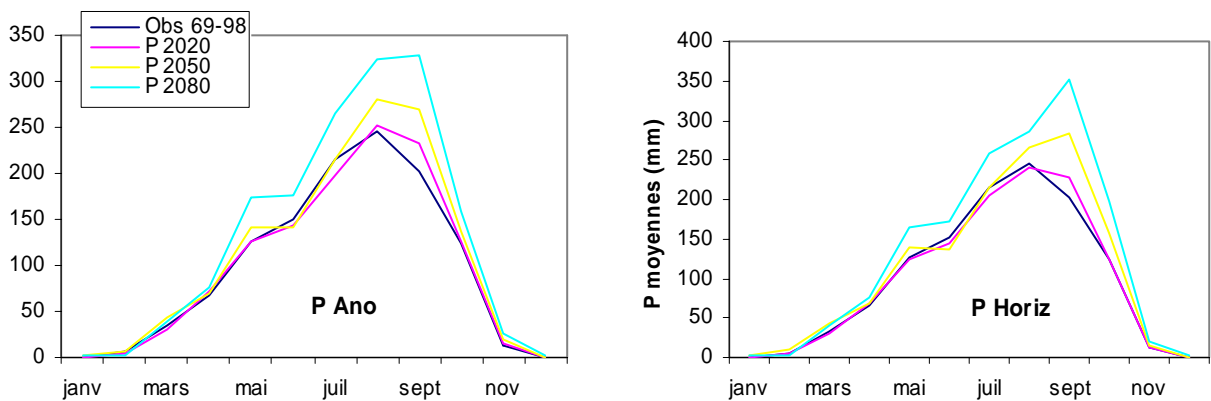


Figure 5.11 – Variations moyennes mensuelles des précipitations *Ano* (à gauche) et *Horiz* (à droite), aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux précipitations moyennes mensuelles observées sur la période 1969-1998 pour la cellule 34LAT06LON (bassin du Chari).

1.3. Conclusions sur les précipitations et ETP issues des scénarii climatiques

Les scénarii climatiques "Anomalies" et "Horizons" ont été construits afin de déterminer comment les modifications du climat vont affecter la région étudiée. Les séries de précipitations et d'ETP ainsi générées respectent les variations prévues par le modèle HadCM3-A2.

Ainsi le réchauffement annoncé s'accompagne d'une augmentation de l'ETP sur toute l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Les taux de variation, relativement faibles à l'horizon 2020, atteignent et dépassent 30 % à l'horizon 2080, par rapport à la moyenne observée sur 1966-1995.

Pour les précipitations, se distinguent deux zones opposées :

- au nord-ouest, la diminution des précipitations moyennes annuelles s'accroît de l'horizon 2020 à 2080. La baisse des précipitations moyennes annuelles atteint 30 % à 40 % par rapport aux précipitations moyennes annuelles observées sur la période 1969-1998. Les bassins versants du Sénégal et de la Gambie sont affectés par cette diminution des précipitations ;
- au sud-est, les précipitations moyennes annuelles augmentent graduellement de l'horizon 2020 à 2080, avec des taux de variation inférieurs à 20 %. Les bassins versants du Sassandra, du Logone et du Chari sont concernés par ces augmentations de précipitations moyennes annuelles. Elles s'accompagnent d'une modification du régime pluviométrique avec décalage du mois le plus pluvieux (bassins du Logone et du Chari) et disparition de la double saisonnalité (bassin du Sassandra).

Associées à une ETP croissante, des précipitations réduites (accrues) laissent présager une réduction (augmentation) des écoulements. L'introduction des séries de précipitations et d'ETP issues des scénarii climatiques au sein des modèles hydrologiques retenus constitue l'étape ultime pour étudier l'impact du changement climatique sur les ressources en eau.

2. Application des scénarii climatiques dans les modèles pluie-débit

Nous avons vu que les résultats des modèles climatiques fournissent une base pour développer les scénarii climatiques. Cependant l'information issue du modèle HadCM3-A2 est à la résolution $2,5^{\circ} \times 3,75^{\circ}$ ($\sim 330 \text{ km} \times 330 \text{ km}$, soit $110\,000 \text{ km}^2$ à l'Equateur). Cette résolution spatiale est donc à première vue une limitation principale de l'application des scénarii climatiques dans les modèles hydrologiques retenus.

2.1. Problème d'échelle

Une approche sophistiquée du problème revient à utiliser des techniques de downscaling statistique (générateurs stochastiques, etc.) ou dynamique (Modèle Climatique Régional). Les aspects techniques du downscaling statistique ont été évalués dans Wilby et Wigley (1997) et dans le Chapitre 10 du Troisième Rapport de l'IPCC – Working Group I (Giorgi *et al.*, 2001). La plupart des modèles de downscaling statistique sont développés pour une application spécifique et souvent pour une région géographique donnée. Ces méthodes sont donc difficilement transposables d'une région à l'autre. De plus, ces méthodes sont toutes dépendantes des résultats des modèles climatiques et bien qu'elles apportent un niveau de précision supplémentaire, les scénarii climatiques générés n'en sont pas plus exacts. Ces techniques ne peuvent cependant pas être appliquées ici car elles nécessitent un grand nombre de données météorologiques observées à un pas de temps fin (journalier ou horaire) et exigent des ressources de calcul considérables.

Une méthode plus simple consiste à désagréger les données des scénarii climatiques à la résolution nécessaire à leur introduction dans les modèles hydrologiques, c'est-à-dire $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. La technique de désagrégation est l'inverse de celle utilisée pour comparer les données de précipitations issues des modèles climatiques avec les observations (cf. Chapitre 4). On superpose le réseau de référence (grilles $0,5^\circ \times 0,5^\circ$) à celui que l'on veut désagréger (scénarii climatiques) (Figure 5.12).

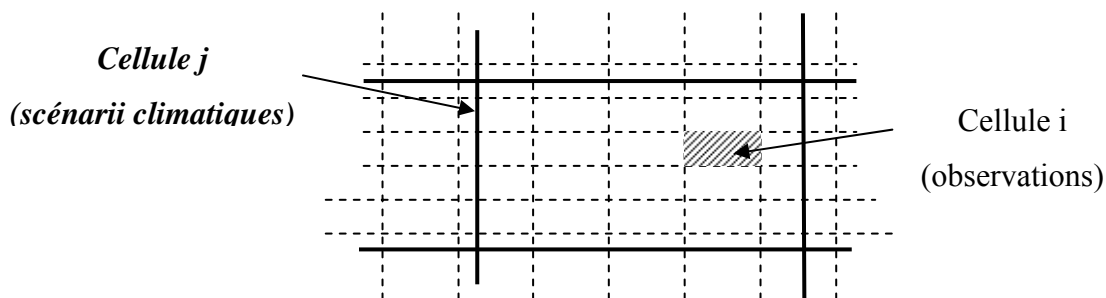


Figure 5.12 – Superposition schématique des grilles scénarii climatiques avec les grilles de données observées (grilles CRU à $0,5^\circ \times 0,5^\circ$).

L'indice i correspond au réseau de référence et l'indice j au réseau à désagréger. En utilisant un Système d'Information Géographique, on calcule la proportion de chaque cellule i incluse dans une cellule j . Cette proportion est notée $coeff(i)$. On utilise la formule suivante pour

désagréger les données de précipitations et d'ETP des scénarii climatiques à l'échelle du demi degré carré :

$$X(i) = X(j) \times coeff(i)$$

où $X(i)$ est la variable désagrégée sur la cellule i ;

$X(j)$ est la variable du scénario climatique sur la cellule j ;

$coeff(i)$ est le coefficient d'intersection d'une cellule i dans une cellule j .

Cette approche est suffisante pour permettre l'évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau. Facile à appliquer, elle permet aux modèles hydrologiques d'utiliser des scénarii climatiques à une résolution qu'il serait autrement difficile à obtenir. Les séries de précipitations et d'ETP issues des scénarii climatiques désagrégées sont donc introduites dans les modèles hydrologiques, afin de simuler les écoulements pour le XXI^{ème} siècle.

2.2. Hypothèses de modélisation

Pour générer des chroniques de débits pour l'ensemble des bassins versants sur le siècle à venir, il est nécessaire de définir certaines conditions initiales. En effet, l'évaluation des deux modèles hydrologiques, GR2M et WBM, a permis de souligner leurs avantages et leurs limites, tant en ce qui concerne l'utilisation de certaines données que le choix de la période de calage et de validation.

2.2.1. Capacité en eau du sol fixes

Les deux modèles hydrologiques nécessitent des données climatiques mais également des données de capacité en eau du sol. Les données climatiques, que sont les précipitations et l'ETP, proviennent des scénarii climatiques élaborés sur la base des résultats du modèle HadCM3-A2 et désagrégés à l'échelle du demi degré carré. En revanche, nous ne disposons d'aucune information sur l'évolution des données de capacité en eau du sol. Or sur certains bassins versants de la zone soudano-sahélienne, la dégradation des états de surface, provoquée par l'augmentation des surfaces cultivées et de sols nus aux dépens des surfaces de végétation naturelle, induit une augmentation du ruissellement malgré un contexte pluviométrique

déficitaire (Amani & Nguetora, 2002 ; Leduc *et al.*, 2001 ; Mahé *et al.*, 2002). Et cette modification des états de surface s'exprime par une variation de la capacité en eau du sol. Comme l'ont montré Dray (2001) et Mahé *et al.* (2002), la performance des modèles est sensible aux variations des caractéristiques physiques des bassins versants, comme la variabilité des types de sols, de la végétation et de l'utilisation des sols. Dans un contexte où le comportement des populations est difficile à prévoir associé à une température croissante, le couvert végétal des bassins versants risque de changer de manière significative. Les modèles hydrologiques utilisés dans les études d'impact devraient en tenir compte. Malheureusement, à l'heure actuelle, il nous est impossible de prévoir l'évolution de la capacité en eau du sol pour les décennies à venir. Conscients de ce qu'il y a là une voie de recherche à explorer pour améliorer les résultats, nous avons été contraints d'utiliser des valeurs de capacités en eau maintenues constantes pendant tout le XXI^{ème} siècle.

2.2.2. Choix du jeu de paramètres calés

La démarche adoptée pour évaluer les modifications climatiques sur les ressources en eau peut se résumer ainsi : (1) calage des paramètres des modèles hydrologiques sur les bassins versants étudiés à partir des données observées ; (2) élaboration de scénarii climatiques sur la base des résultats du modèle HadCM3-A2 ; (3) simulation des écoulements en utilisant les données climatiques développées à l'étape précédente et (4) comparaison de ces résultats avec les observations. Le succès de cette démarche dépend des performances des modèles et de l'adéquation des scénarii climatiques retenus. Également, il faut tenir compte des difficultés associées au transfert des paramètres calés sur des périodes autres que celles qui ont servi au calage. En effet, les jeux de paramètres sont souvent caractéristiques de leurs périodes de calages et dans un contexte de variabilité climatique, ils peuvent être statistiquement différents d'une période à une autre (Ouedraogo, 1996 ; Aka Akpa, 1999). La stabilité des paramètres du modèles GR2M dans un tel contexte a été étudiée pour 17 bassins versants en Afrique de l'Ouest et Centrale (Niel *et al.*, 2003) en estimant une "région de confiance" des paramètres calés avant et après la date de rupture. Cette étude montre que la stabilité ou non des paramètres n'est pas simplement liée à la stationnarité ou non des séries annuelles observées de précipitations et de débits moyens sur certains bassins versants. Elle montre, en particulier, que la non-stationnarité des séries n'entraîne pas systématiquement de modifications statistiquement significatives des valeurs des paramètres des modèles utilisés.

Comme nous avons retenu les jeux de paramètres calés sur la période 1971-1987, on peut se poser la question de leur validité dans des conditions climatiques différentes. L'utilisation d'un jeu de paramètres inadapté peut avoir d'importantes conséquences sur la simulation des impacts des perturbations climatiques. Nous avons donc validé ces jeux de paramètres calés sur la période 1971-1987 sur toute la période disponible avant 1971, et notée "1950-1970" (Tableau 5.4).

Tableau 5.4 – Comparaison des critères de Nash obtenus en calage sur la période 1971-1987 et en validation sur les périodes 1988-1995 et "1950-1970" pour les modèles GR2M et WBM

Bassin	Station	GR2M			WBM		
		Nash cal 71-87	Nash val 88-95	Nash val 50-70	Nash cal 71-87	Nash val 88-95	Nash val 50-70
Logone	Baibokoum	82	75,6	60,4	58,9	59,7	41,5
	Bongor	82	76	74,7	43,3	44,2	36,2
	Doba	66,9	72,4	68,7	38	51,5	33,4
	Gore	69,1	69,6	77,0	45,9	54,6	50,7
	Lai	89,2	84,7	80,3	63,5	69	53,7
	Moundou	90,3	87,8	82,2	65,5	70,1	58,8
Chari	Batafango	74,7	11,9	69,5	40,4	29,1	21,7
	Bossangoa	74,5	71,1	67,2	48,1	56,2	28,6
	Bouso	77,3	55,8	73,6	42,1	41,8	28,3
	Hellibongo	64,2	47,9	69,6	31,5	36,9	32,1
	Mailao	70,3	66,6	57,9	35,7	44,4	6,1
	Manda	79,4	76,4	59,8	44,5	57,4	17,3
	Moissala	82,8	75,1	66,2	44,8	58,4	20,4
	Ndjamen	76,6	68,4	66,3	47	51,2	19,0
	Sahr	64,9	26,2	60,1	32,5	23,2	9,6
Sassandra	Bafingdala	90,1	60,9	72,1	60,7	46,7	47,5
	Guessabo	88,5	83,4	75,9	48,6	40,4	37,9
	Guiglo	78,1	64,6	58,5	50	32,5	24,2
	Nibehibe	62	56,6	75,3	20,8	22,9	22,8
	Semien	90,2	50,8	80,4	58,8	37,6	53,8
	Sorotona	88,2	45,4	64,7	57,2	32,4	42,1
	Soubre	84,8	61,2	76,8	43,7	29,3	33,6
Sénégal	BafingMakana	89,9	86,3	80,6	70,7	59,8	58,3
	Bakel	90,3	74,9	84,4	75,7	58,1	60,1
	DakaSaidou	92,3	88,7	88,9	75,3	62,2	67,9
	Dibia	89,1	58,2	85,8	68,6	28,2	60,8
	Galougo	90,6	67,2	81,4	73,2	47,6	54,6
	Gourbassy	78,4	83	68,1	64,6	65,6	50,5
	Kayes	92,8	71,2	85,0	78,1	55,6	57,7
	KidiraUhea	82,3	81	64,1	67,3	63,3	44,1
	Oualia	84,3	57,3	80,9	62,7	37,5	50,6
	Siramakana	79,9	33,7	78,4	58,1	31,8	47,5
	Soukoutali	93,8	88,4	92,3	75	60,8	68,9
	Toukoto	82,6	76,1	71,2	53,7	42,7	36,9
Moyenne		81,5	66,3	73,5	54,3	47,1	40,5

Pour le modèle GR2M, l'utilisation des jeux de paramètres calés sur la période 1971-1987 conduit à des résultats très satisfaisants sur la période "1950-1970". Les critères de Nash obtenus en validation sur la période "1950-1970" sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus en validation sur la période 1988-1995, et même supérieur pour la plupart des bassins versants. Le critère de Nash moyen est de 73,5 % sur "1950-1970" contre 66,3 % sur 1988-1995.

Pour le modèle WBM, le critère de Nash moyen est de 40,5 % sur la période "1950-1970" contre 47,1 % sur la période 1988-1995. La dégradation du critère de Nash en validation sur la période "1950-1970" est parfois très importante. On observe des critères de Nash très faibles (≤ 30 %) pour les bassins versants du Logone, du Chari et du Sassandra. En particulier, pour les bassins versants du Chari, le modèle WBM ne s'adapte plus aux conditions d'entrée et de sorties qui lui sont imposées : il ne représente pas convenablement la relation pluie-débit, puisqu'aucun calage n'est jugé satisfaisant. Les critères de Nash obtenus en validation sur la période "1950-1970" sont inférieurs à ceux obtenus en validation sur la période 1988-1995 pour une majorité de bassins versants, à l'exception d'une douzaine de bassins versants du Sénégal et de la Gambie. Les valeurs prises par la fonction critère sur la période "1950-1970" sont jugées tout juste acceptables pour une majorité de bassins versants.

2.3. Conclusions sur les hypothèses de modélisation

Pour le fonctionnement des modèles hydrologiques GR2M et WBM, les données de capacité en eau du sol sont nécessaires. Cependant, aucune hypothèse sur l'évolution du couvert végétal ou des modifications d'utilisation des sols ne peut être faite. Il nous est déjà impossible de récupérer des telles données sur la période observée, comment en obtenir pour les décennies à venir ? Afin de simuler les écoulements, nous avons opté pour l'utilisation des données de capacité en eau du sol ayant servi au calage et à la validation des modèles hydrologiques sur la période observée.

En ce qui concerne les paramètres calés, malgré le fait qu'ils soient spécifiques et caractéristiques de la période 1971-1987, leur utilisation sur une période aux conditions climatiques différentes donne des résultats satisfaisants, principalement avec le modèle GR2M. Tout comme la validation sur la période 1988-1995, les résultats obtenus sur la période "1950-1970" avec le modèle WBM sont tout juste acceptables et décevants sur les bassins versants du Logone, du Chari et du Sassandra. La comparaison des deux modèles

pluie-débit souligne la robustesse, déjà mise en évidence dans d'autres études (Lubès *et al.*, 2003 ; Paturel *et al.*, 2003), du modèle GR2M. Son algorithme simple produit de meilleurs résultats en calage et en validation que le modèle WBM : le critère de Nash est plus élevé et sa gamme de variation est plus limitée. Ces résultats nous permettent d'utiliser les paramètres calés sur la période 1971-1987 pour simuler les écoulements du XXI^{ème} siècle sous l'influence des scénarii climatiques élaborés. Cela laisse également supposer que les simulations produites par le modèle GR2M seront probablement à considérer en priorité.

3. Études des impacts sur les ressources en eau

Pour chaque bassin versant, les séries de précipitations et d'ETP mensuelles issues des scénarii climatiques "*Anomalies*" et "*Horizons*" sont utilisées en entrées des deux modèles hydrologiques, GR2M et WBM, pour simuler les écoulements. On suppose donc que la relation entre les débits et les variables climatiques reste identique à celle formulée dans les modèles hydrologiques calés. Les paramètres ont donc été maintenus constants, depuis le calage initial avec les données climatiques observées, pour tout le XXI^{ème} siècle, c'est-à-dire sur la période 1999-2099 pour le scénario "*Anomalies*" et sur la période 2006-2095 pour le scénario "*Horizons*". Les valeurs de débits mensuels ainsi simulés peuvent être considérées comme des valeurs "réalistes" permettant d'aboutir à des ordres de grandeur et traitées en terme de séries chronologiques, ou peuvent être comparées aux observations pour évaluer les changements en terme de taux de variation, exprimés en pourcentage.

3.1. Évolution des débits moyens annuels

Pour chaque bassin versant, les caractéristiques des débits moyens annuels simulés par les deux modèles hydrologiques sous les conditions climatiques des scénarii "*Anomalies*" et "*Horizons*" sont étudiés selon deux étapes :

- tout d'abord, à l'aide des tracés des séries chronologiques et de statistiques descriptives simples ;
- puis par le calcul des taux de variations du débit moyen annuel aux horizons 2020, 2050 et 2080.

3.1.1. Études des séries chronologiques annuelles

Comme le scénario climatique "Anomalies" couvre la période 1999-2099 alors que le scénario climatique "Horizons" couvre seulement 2006-2095, les analyses sont effectuées sur la période 2006-2095 afin de pouvoir comparer les résultats entre les deux scénarii. L'ensemble des tracés de débits moyens annuels entre 2006 et 2095 n'est pas représenté ici. En effet, nous disposons de quatre séries de débits simulés pour chaque bassin versant (2 modèles x 2 scénarii climatiques), correspondant à 168 graphiques au total. Outre le volume que cela représente, certains de ces graphiques n'apporteraient aucune information supplémentaire.

L'examen visuel de l'ensemble des tracés montre que les évolutions des débits moyens annuels simulés sous les conditions climatiques des scénarii "Anomalies" et "Horizons" sont semblables. Les différences majeures résident dans l'utilisation des modèles hydrologiques. On distingue quatre situations d'évolution du débit moyen annuel sur la période 2006-2095 :

- situation 1 : diminution plus ou moins importante des écoulements ;
- situation 2 : augmentation, puis diminution des écoulements ;
- situation 3 : augmentation régulière mais faible des écoulements ;
- situation 4 : augmentation importante des écoulements.

Le tableau 5.5 établit la répartition des bassins versants selon ces quatre situations d'évolution. On constate que tous les bassins versants du Sénégal et de la Gambie correspondent à la situation 1, soit une diminution des écoulements. Les bassins versants du Sassandra correspondent à la situation 2, tandis que pour les bassins versants du Logone-Chari, la tendance est à l'augmentation des écoulements (situations 3 et 4).

Tableau 5.5 – Répartition des bassins versants selon les situations d'évolution des débits moyens annuels à partir de l'examen visuel des tracés chronologiques sur la période 2006-2095

Situation 1	Situation 2	Situation 3	Situation 4
Bakel Bafing Makana Daka Saïdou Dibia Galougo Gouloumbo Gourbassy Kayes Kedougou Kidira Uhea Mako Missirah Oualia Simenti Siramakana Soukoutali Toukoto Wassadou amont Wassadou aval	Bafingdala Guessabo Guiglo Nibehibe Semien Sorotona Soubre Vialadougou	Baïbokoum Bongor Bossangoa Doba Gore Laï Moundou	Batafango Bouso Hellibongo Mailao Manda Moissala Ndjamena Sahr

Cette répartition découle directement de celle observée pour les précipitations issues des scénarii climatiques. Les écoulements sont plus sensibles aux variations sur les précipitations qu'aux variations sur les températures via celles de l'ETP. À vrai dire, les études menées par l'IPCC (2001) ont établi le même constat : les variations des débits simulés suivent largement les variations des précipitations pour le futur. Dans l'ensemble, un excès (un déficit) de précipitations selon les scénarii climatiques "Anomalies" ou "Horizons" se traduit par une augmentation (une diminution) des débits pour la majorité des bassins versants, quelle que soit l'évolution de l'ETP et donc des températures.

La figure 5.13 illustre chacune de ces situations par le tracé des débits moyens annuels observés sur la période 1950-1995 ainsi que des débits simulés par les modèles WBM et GR2M sur la période 2006-2095. À la vue de ces graphiques, plusieurs remarques s'imposent.

Tout d'abord, on observe une bonne correspondance entre la dynamique des débits simulés par le modèle GR2M et celle des débits simulés par le modèle WBM. La différence majeure provient de l'amplitude des variations du débit simulé, bien plus importante dans le cas du modèle GR2M. Ceci n'est pas surprenant puisque l'étude de sensibilité, menée sur les deux

modèles hydrologiques au Chapitre 3, a montré que le modèle GR2M était particulièrement sensible aux précipitations, amplifiant les variations aussi bien en sous-estimation qu'en surestimation.

Pour les bassins versants du Logone-Chari et du Sassandra, malgré l'augmentation des précipitations prévue d'ici la fin du XXI^{ème} siècle sur l'Afrique Centrale et le pourtour du Golfe de Guinée, les écoulements ne semblent pas retrouver les niveaux observés avant la rupture de 1970. À l'inverse, la diminution des écoulements qui affecte les bassins du Sénégal et de la Gambie sur les dernières décennies du XXI^{ème} siècle semble atteindre des niveaux inférieurs à ceux observés depuis la rupture de 1970.

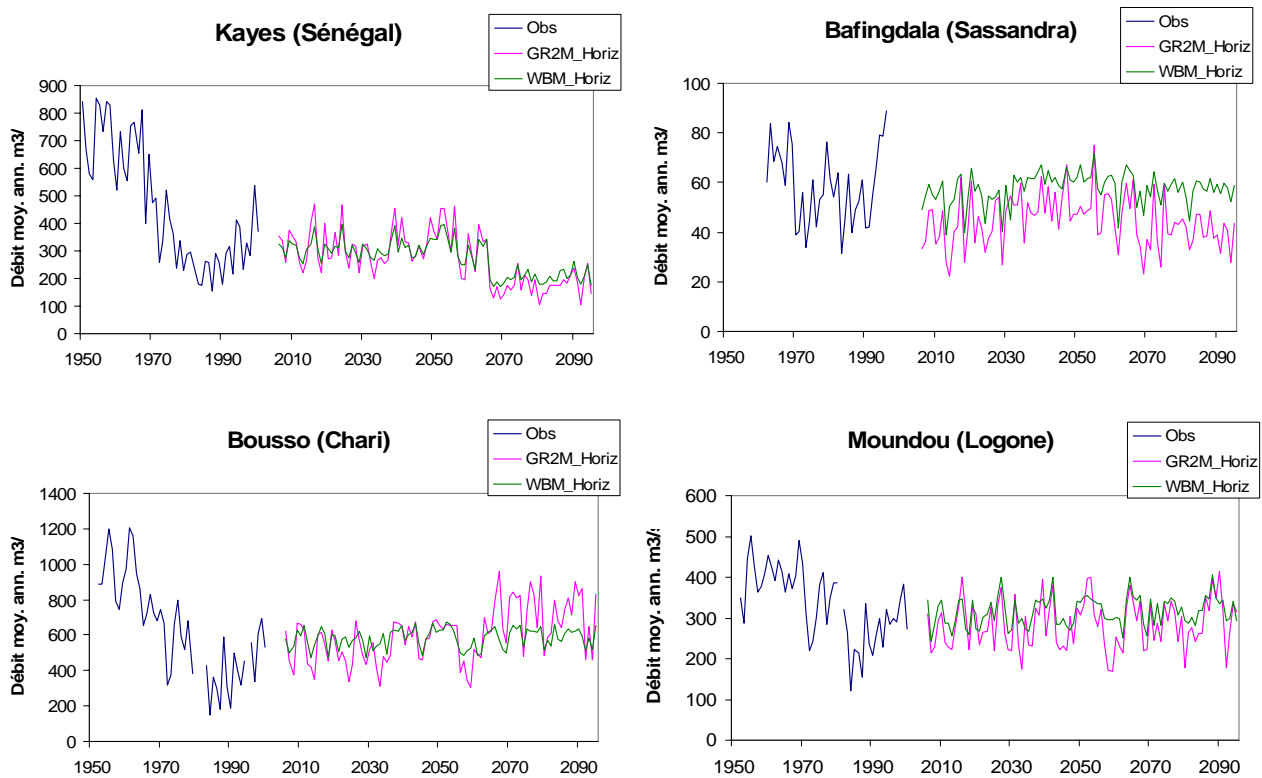


Figure 5.13 – Évolution des séries chronologiques des débits moyens annuels observés et simulés par GR2M et WBM sous les conditions climatiques du scénario "Horizons".

L'examen des séries chronologiques des débits moyens annuels simulés a permis de souligner quelques points importants : les séries *Ano* et *Horiz* montrent des évolutions semblables sur une majorité de bassins versants ; les évolutions des débits simulés suivent celles des précipitations sur le XXI^{ème} siècle ; les amplitudes des débits simulés avec le modèle WBM sont plus faibles que celles des débits simulés par le modèle GR2M. Ces résultats sont basés

sur un examen visuel des graphiques et n'apportent aucune quantification des variations des écoulements. Pour cela, il faut caractériser la distribution des séries à l'aide d'outils statistiques simples.

3.1.2. Analyse de la distribution des séries de débits simulés

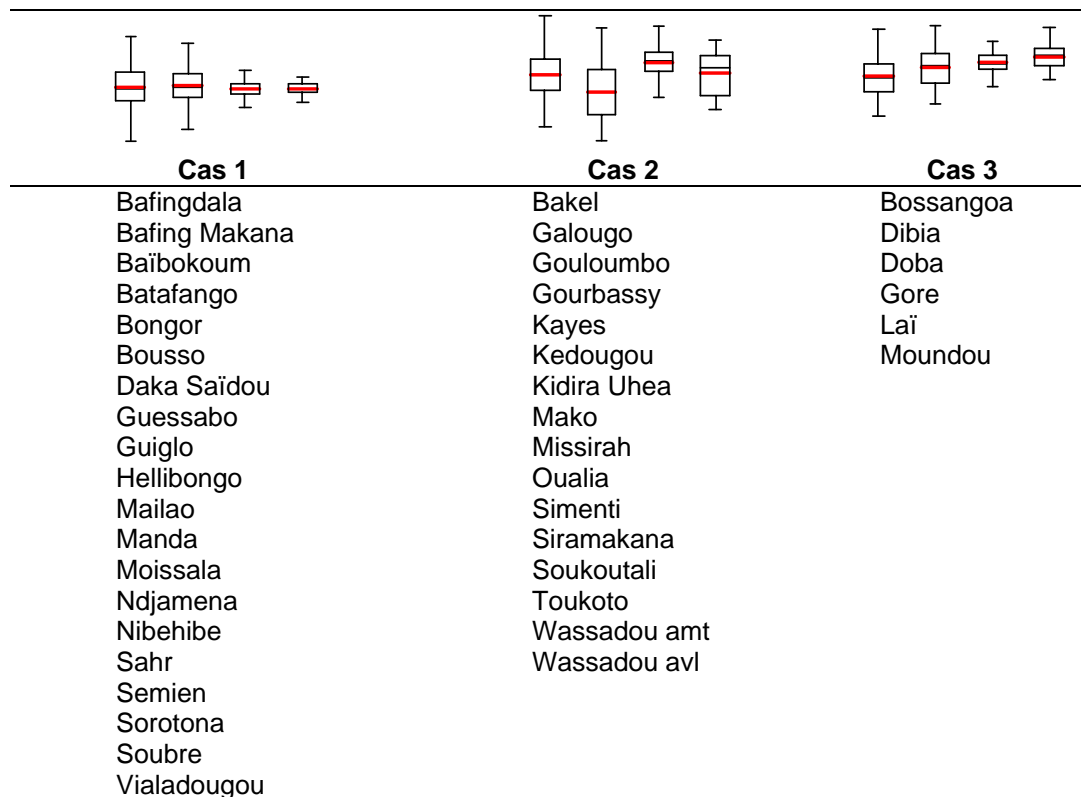
Pour caractériser les variations des débits simulés sur la période 2006-2095, nous pouvons calculer les valeurs moyennes, maximales et minimales de chaque série ainsi que leur coefficient de variation. Une autre méthode pour caractériser la dispersion relative des séries consiste à tracer des diagrammes dits "boîtes à moustaches". L'avantage de ces diagrammes est de représenter schématiquement les indications sur la tendance centrale des valeurs de débit moyen annuel simulé, leur variabilité, la symétrie de la distribution et la présence de valeurs extrêmes. Ils indiquent également la moyenne (trait rouge dans les diagrammes) et la médiane (trait noir dans les diagrammes). De tels graphiques facilitent la comparaison de plusieurs distributions.

Nous avons donc tracé ces diagrammes pour l'ensemble des séries de débits simulés, quatre séries pour chaque bassin versant, soit 168 séries au total. Comme pour les tracés des séries chronologiques, on identifie différentes situations :

- cas 1 : les distributions diffèrent selon les modèles hydrologiques GR2M et WBM ;
- cas 2 : les distributions diffèrent selon les scénarii climatiques *Ano* et *Horiz* ;
- cas 3 : toutes les distributions diffèrent.

Le tableau 5.6 regroupe la répartition des bassins versants selon ces trois cas. On constate que la majorité des bassins versants se répartissent entre les cas 1 et 2. Seuls six bassins versants, appartenant principalement au Logone et au Chari, correspondent au cas 3.

Tableau 5.6 – Répartition des bassins versants selon les diagrammes dits "boîte à moustaches" des séries de débits moyens annuels *Ano* et *Horiz*, simulés par les modèles GR2M et WBM sur la période 2006-2095 ; de gauche à droite, correspondent les séries simulées GR2M_*Ano*, GR2M_*Horiz*, WBM_*Ano* et WBM_*Horiz*



Les bassins versants qui correspondent au cas 1 sont ceux du Logone, du Chari et deux bassins versants du Sénégal (Bafing Makana et Daka Saïdou). La figure 5.14 illustre le type de diagramme "boîte à moustaches" obtenus pour ces bassins versants. On constate que les distributions des séries de débits moyens annuels diffèrent selon les modèles hydrologiques. Pour tous ces bassins, les débits moyens annuels sont beaucoup plus dispersés avec le modèle GR2M. On remarque aussi l'existence de quelques valeurs extrêmes positives ou négatives selon les bassins versants. Sur les 20 bassins de cette catégorie, les médianes des séries de débits simulés par le modèle GR2M sont inférieures à celles des séries simulées par le modèle WBM pour sept bassins versants, supérieures pour cinq bassins versants et équivalentes pour huit bassins versants.

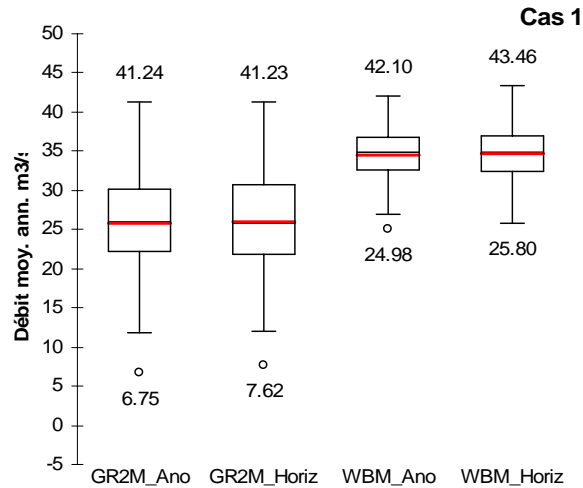


Figure 5.14 – Représentation "boîtes à moustaches" des séries de débits moyens annuels *Ano* et *Horiz* simulés par les modèles hydrologiques GR2M et WBM, bassin de Vialadougou (Sassandra).

Les bassins versants qui correspondent au cas 2 sont ceux du Sénégal et de la Gambie. La figure 5.15 illustre le type de diagramme "boîte à moustaches" obtenus pour ces bassins versants. Les distributions diffèrent principalement selon les séries *Ano* ou *Horiz*. Les séries de débit moyen annuel *Ano* simulées par le modèle GR2M et WBM sont du même ordre de grandeur si l'on regarde la répartition entre les quartiles (symbolisée par le rectangle noir), les valeurs extrêmes et la position de la médiane (trait noir). Les mêmes observations peuvent être faites pour les séries de débit moyen annuel simulées par le modèle WBM. Les séries *Ano* présentent une médiane supérieure à celle des séries *Horiz*. De plus, on constate que les débits moyens annuels sont beaucoup plus dispersés pour les séries *Horiz*.

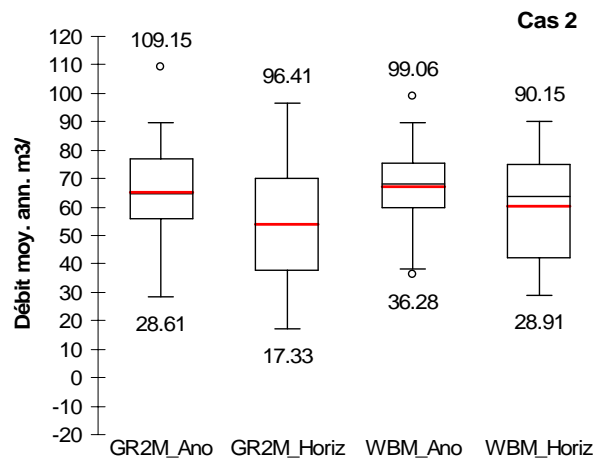


Figure 5.15 – Représentation "boîtes à moustaches" des séries de débits moyens annuels *Ano* et *Horiz* simulés par les modèles hydrologiques GR2M et WBM, bassin de Gourbassy (Gambie).

Les bassins versants qui correspondent au cas 3 sont des bassins versants du Logone, un bassin versant du Chari (Bossangoa) et un bassin du Sénégal (Dibia). La figure 5.16 illustre le type de diagramme "boîte à moustaches" obtenus pour ces bassins versants. Même si les valeurs extrêmes de la "moustache" supérieure sont proches pour toutes les séries de débit moyen annuel simulées, les répartitions entre les quartiles et la position des médianes diffèrent toutes. À l'exception du bassin versant de Dibia (Sénégal), les médianes des séries simulées par le modèle WBM sont toujours supérieures à celles des séries simulées par le modèle GR2M. Pour ces bassins versants, les séries de débit moyen annuel simulées par les modèles hydrologiques sont toutes statistiquement différentes au regard de leurs caractéristiques de dispersion.

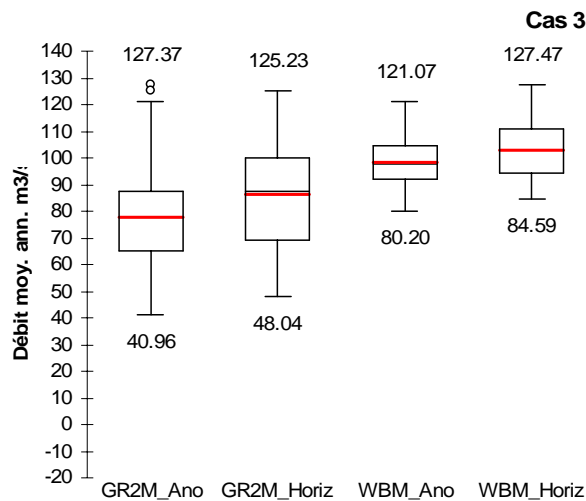


Figure 5.16 – Représentation "boîtes à moustaches" des séries de débits moyens annuels Ano et Horiz simulés par les modèles hydrologiques GR2M et WBM, bassin de Doba (Logone).

L'ensemble des diagrammes "boîte à moustaches" montre que les débits moyens annuels simulés avec le modèle GR2M présentent des valeurs extrêmes et des dispersions supérieures à celles simulés par le modèle WBM et nous permet donc de classer les bassins versants en trois catégories :

- les bassins versants pour lesquels les débits moyens annuels simulés sont identiques quelle que soit la série *Ano* ou *Horiz* considérée, mais ils diffèrent selon les modèles hydrologiques utilisés. Ce sont des sous-bassins versants du Sénégal et de la Gambie ;
- les bassins versants pour lesquels les débits moyens annuels sont identiques quel que soit le modèle hydrologique considéré mais diffèrent selon la série *Ano* ou *Horiz*. Ce sont des sous-bassins versants du Chari et du Sassandra ;

- enfin, les bassins pour lesquels les débits moyens annuels sont différents quel que soit le modèle utilisé ou la série considérée. La différence est surtout importante entre les séries *Ano* et *Horiz* simulées avec le modèle GR2M.

Après avoir étudié les écoulements simulés sur la période 2006-2095 en terme de séries chronologiques, nous allons les comparer aux observations en analysant les taux de variation aux horizons 2020, 2050 et 2080.

3.1.3. Taux de variation des écoulements moyens annuels

Dans la plupart des études de l'effet du changement climatique sur les ressources en eau, les caractéristiques des débits simulés sont comparés à ceux simulés sur une période de référence, à des horizons divers (Mkankam Kamga, 2001 ; Guo et al., 2002 ; Arnell, 2003 ; Prudhomme, 2003). La période de référence utilisée pour ces travaux est celle recommandée par l'IPCC et l'OMM, soit 1961-1990. Pour l'élaboration des scénarii climatiques nous avons retenu 1966-1995 comme période de référence pour les ETP et 1969-1998 pour les précipitations. Pour évaluer les variations des écoulements aux horizons 2020, 2050 et 2080 nous devons également définir une période de référence. En accord avec les analyses de sensibilité menées sur les modèles hydrologiques GR2M et WBM et du fait des jeux de paramètres retenus pour simuler les écoulements futurs, la période de référence retenue ici est 1971-1995. Certes, elle ne comprend que 25 années mais elle est jugée significative des conditions observées ces trente dernières années.

La figure 5.17 montre les taux de variation des débits moyens annuels *Ano* et *Horiz* pour l'horizon 2020, exprimés en un pourcentage par rapport à la moyenne observée 1971-1995.

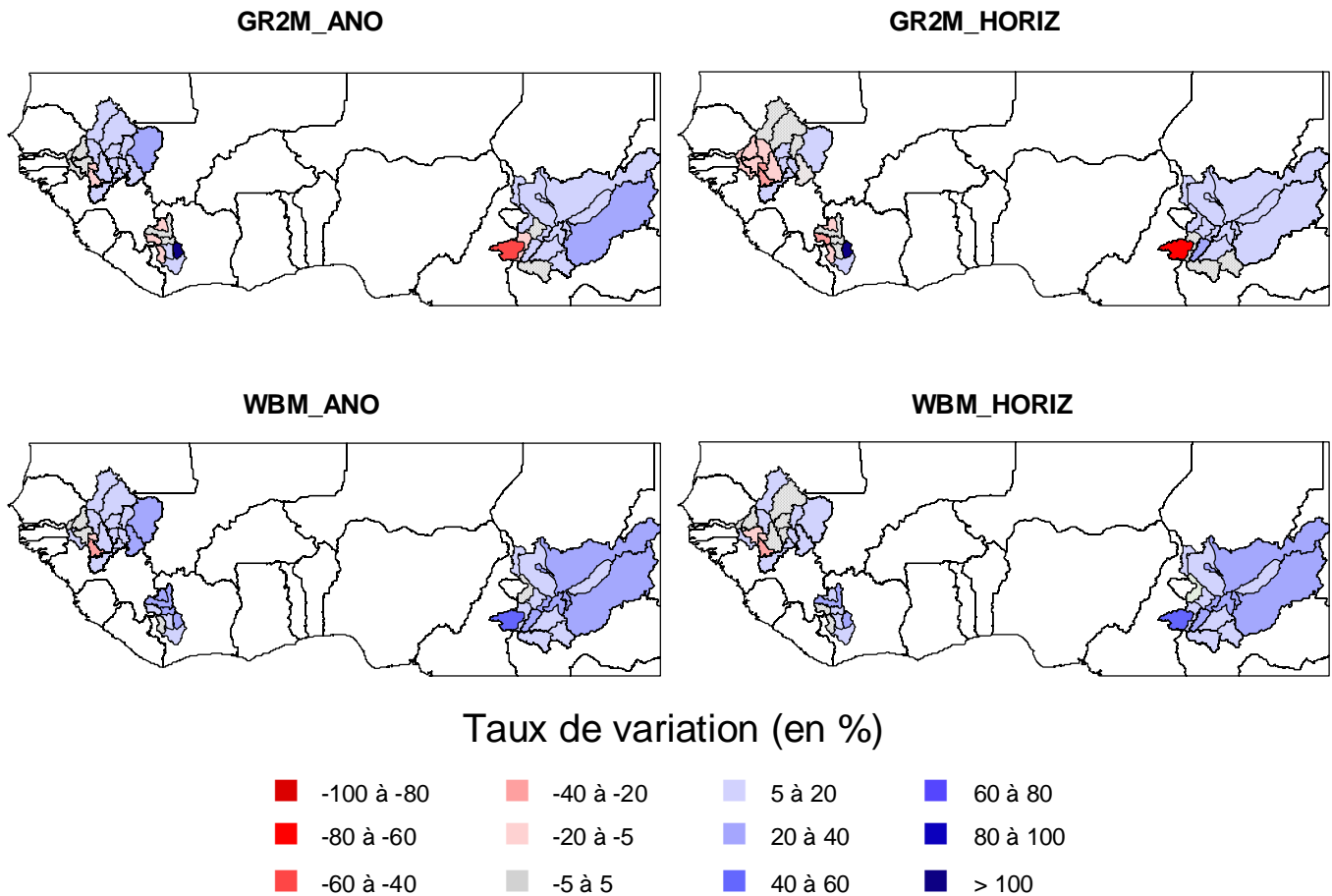


Figure 5.17 – Représentation cartographique des taux de variation du débit moyen annuel calculés à l'horizon 2020 et exprimés en un pourcentage par rapport au débit moyen annuel observé sur la période 1971-1995.

À l'horizon 2020, on observe une augmentation des débits moyens annuels par rapport à ceux observés sur la période 1971-1995 sur une majorité de bassins versants. Seuls quelques bassins du Sénégal, de la Gambie et du Sassandra sont affectés par une diminution des écoulements sur la période 2006-2035. Les taux de variations sont tous compris entre -30 % et +40 %, à l'exception des bassins Nibehibe pour le Sassandra (taux supérieur à 100 %) et Baïbokoum pour le Logone (taux de l'ordre de -50 %). On constate également que les taux de variations diffèrent peu entre les séries, notamment :

- entre GR2M_Ano et GR2M_Horiz pour les bassins versants du Sassandra et du Logone-Chari ;
- entre WBM_Ano et WBM_Horiz pour les bassins versants du Sassandra et du Logone-Chari ;
- et entre GR2M_Ano et WBM_Ano pour les bassins versants du Sénégal et de la Gambie.

Le tableau 5.7 indique les taux moyens par unité hydrographique et confirme ces observations. En moyenne, seuls les bassins versants de la Gambie montrent une diminution des écoulements à l'horizon 2020 et ce, quelle que soit la série de débits simulés considérée. Cette diminution est plus conséquente pour les séries simulées par le modèle GR2M. Les bassins du Sassandra sont les seuls à montrer une diminution des écoulements avec le modèle GR2M tandis qu'ils augmentent avec le modèle WBM à l'horizon 2020. Pour tous les autres bassins versants, la tendance est à l'augmentation des débits moyens annuels. Les faibles taux calculés pour les bassins versants du Sénégal pour les séries *Horiz* proviennent du fait que six bassins montrent des taux de variations entre -5,3 % et 4 % pour *GR2M_Horiz* et entre 3 % et 5,5 % pour *WBM_Horiz*. Sans eux, le taux moyen de variation des débits moyens annuels à l'horizon 2020 atteint 11 %.

Tableau 5.7 – Taux de variation moyen par unité hydrographique de quatre séries de débits moyens annuels simulés à l'horizon 2020, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1971-1995

Bassins	GR2M_Ano	GR2M_Horiz	WBM_Ano	WBM_Horiz
Sénégal	16,2	6,0	13,9	8,7
Gambie	-6,6	-18,6	-1,7	-6,4
Sassandra	-1,8	-4,5	15,5	12,3
Logone	9,5	11,2	17,7	18,1
Chari	12,2	10,0	19,6	16,3

À l'horizon 2050, les observations entre les séries *Ano* et *Horiz* diffèrent peu, quel que soit le modèle utilisé. Comme observé à l'horizon 2020, la tendance est à l'augmentation des débits moyens annuels pour une majorité de bassins versants. Les taux de variations des débits moyens annuels par rapport à la période 1971-1995 sont compris entre -26 % et +47 %. Là encore les bassins versants Nibehibe (Sassandra) et Baïbokoum (Logone) présentent des taux de variation extrêmes : +140 % pour Nibehibe et -44 % à -53 % pour Baïbokoum. Seuls les débits moyens annuels pour les bassins versants de la Gambie diminuent à l'horizon 2050. La figure 5.18 montre les taux de variation des débits moyens annuels *Ano* et *Horiz* pour l'horizon 2050, exprimés en un pourcentage par rapport à la moyenne observée 1971-1995.

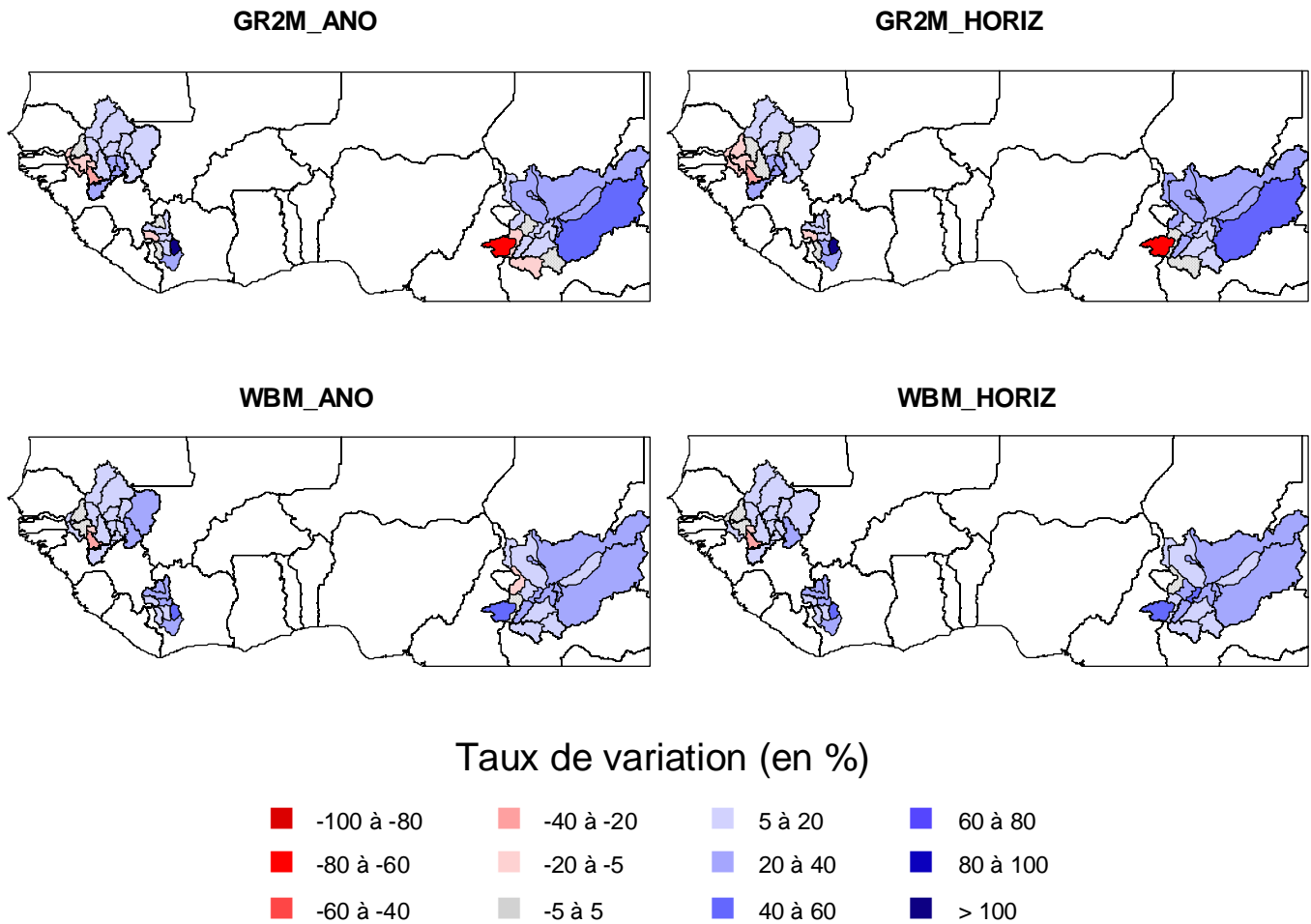


Figure 5.18 – Représentation cartographique des taux de variation du débit moyen annuel calculés à l'horizon 2050 et exprimés en un pourcentage par rapport au débit moyen annuel observé sur la période 1971-1995.

Le tableau 5.8 indique les taux moyens calculés par unité hydrographique. En moyenne, les taux de variations sont du même ordre de grandeur pour les quatre séries de débits moyens annuels pour les bassins du Sénégal (+14 % à +16 % environ) et du Chari (+19 % à +23 % environ). Les bassins du Sassandra et du Logone présentent aussi des augmentations de débits moyens annuels à l'horizon 2050, mais les valeurs diffèrent selon les séries *Ano* et *Horiz* et les modèles hydrologiques utilisés. Ainsi pour le Sassandra, les taux moyens de variations atteignent seulement 10-13 % avec les séries simulées par le modèle GR2M contre 21-23 % pour les séries simulées par le modèle WBM. Pour le Logone, les taux de variations sont compris entre 17 % et 25 % à l'exception du taux obtenu pour la série GR2M_Ano (+3,1 %). Enfin, pour les bassins versants de la Gambie, la tendance est à la diminution des écoulements à l'horizon 2050. Cette diminution est plus importante pour les débits simulés par le modèle GR2M que pour ceux simulés par le modèle WBM.

Tableau 5.8 – Taux de variation moyen par unité hydrographique de quatre séries de débits moyens annuels simulés à l'horizon 2050, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1971-1995

Bassins	GR2M_Ano	GR2M_Horiz	WBM_Ano	WBM_Horiz
Sénégal	15,6	15,9	13,9	14,1
Gambie	-8,0	-12,0	-0,7	-3,5
Sassandra	10,6	13,2	20,7	22,7
Logone	3,1	18,1	16,6	25,1
Chari	18,6	22,8	21,1	20,9

Il est intéressant de noter le comportement antagoniste des bassins versants du Sénégal et de la Gambie, pourtant limitrophes. Aux horizons 2020 et 2050, on observe une augmentation des débits moyens annuels pour les bassins versants du Sénégal alors qu'ils diminuent pour ceux de la Gambie. La position géographique des bassins versants par rapport aux grilles de précipitations à la résolution du modèle HadCM3-A2 explique ces différences (Figure 5.19)

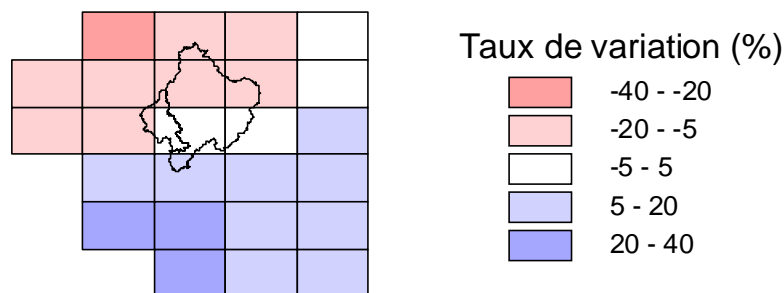


Figure 5.19 – Superposition des contours des bassins versants du Sénégal et de la Gambie sur la grille de précipitations Anomalies à l'horizon 2050.

Le bassin versant du Sénégal prend sa source beaucoup plus au sud que celui de la Gambie, sur les contreforts du Fouta Djallon en Guinée. Ses apports proviennent essentiellement des précipitations de la cellule 33LAT94LON tandis que ceux de la Gambie dépendent de la cellule 32LAT94LON. Le tableau 5.9 indique les taux de variation des précipitations aux horizons 2020 et 2050 pour ces deux cellules. Des différences existent donc sur les précipitations et sont probablement amplifiées par la transformation en débit, comme l'atteste l'étude de sensibilité des deux modèles hydrologiques (Chapitre 3).

Tableau 5.9 – Taux de variation des précipitations aux horizons 2020 et 2050 pour deux cellules représentatives des bassins du Sénégal et de la Gambie, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1969-1998

Cellule	2020		2050	
	Ano	Horiz	Ano	Horiz
32LAT94LON	-2	-7	-2	1
33LAT94LON	5	6	8	18

À l'horizon 2080, il y a une très forte opposition entre les bassins versants du Sénégal et de la Gambie avec ceux du Logone-Chari (Figure 5.20). Pour tous les bassins versants du Sénégal et de la Gambie, la tendance est à la diminution des écoulements, particulièrement prononcée pour la série GR2M_Horiz. Au contraire, les écoulements augmentent pour les bassins versants du Logone et du Chari, à l'exception de Bossangoa, Laï, Moundou et Baïbokoum. Ces augmentations sont plus importantes pour les séries de débits simulés par le modèle GR2M.

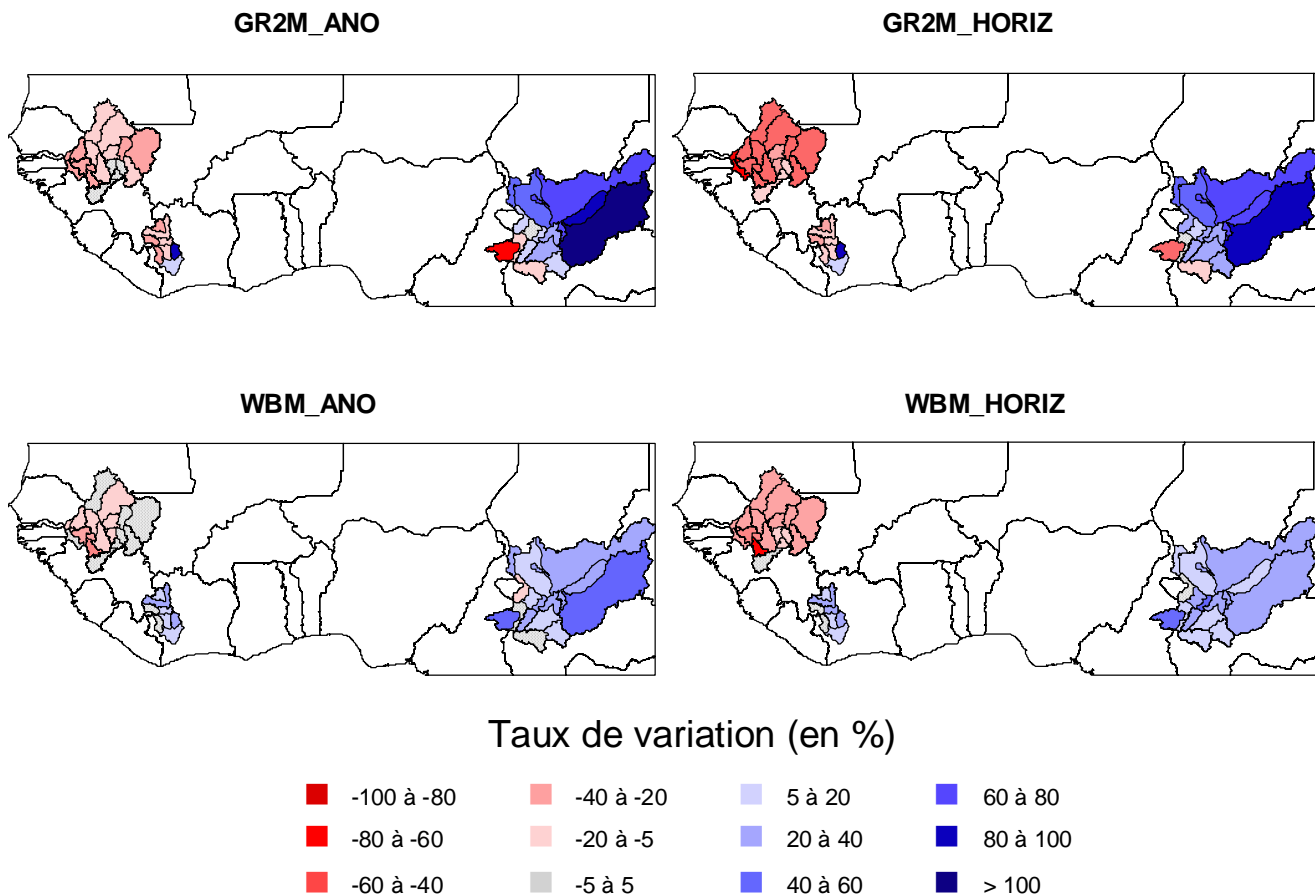


Figure 5.20 – Représentation cartographique des taux de variation du débit moyen annuel calculés à l'horizon 2080 et exprimés en un pourcentage par rapport au débit moyen annuel observé sur la période 1971-1995.

Les taux de variations observés sur les bassins versants du Sassandra diffèrent selon les modèles hydrologiques utilisés : diminution avec le modèle GR2M et augmentation avec le modèle WBM. Les taux de variation sont cependant similaires entre les séries de débits *Ano* et *Horiz*. Le tableau 5.10 regroupe les taux de variations moyens par unité hydrographique, calculés à l'horizon 2080 pour les quatre séries de débits simulés.

Tableau 5.10 – Taux de variation moyen par unité hydrographique de quatre séries de débits moyens annuels simulés à l'horizon 2080, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1971-1995

Bassins	GR2M_Ano	GR2M_Horiz	WBM_Ano	WBM_Horiz
Sénégal	-10,4	-38,1	-3,6	-24,2
Gambie	-29,6	-62,2	-19,4	-41,6
Sassandra	-14,2	-13,5	11,8	13,0
Logone	4,8	22,6	16,7	30,7
Chari	46,5	48,9	23,2	22,3

En moyenne, les bassins versants de la Gambie sont les plus touchés par la diminution des écoulements quelle que soit la série de débits simulés considérés, ainsi que les bassins versants du Sénégal avec les séries de débits simulés *Horiz* : les taux de variations sont compris entre -20 % et -62 %. Enfin, les taux de variations moyens dépassent 45 % pour les séries de débits simulés par le modèle GR2M pour les bassins versants du Chari.

L'évolution des taux de variations des débits moyens annuels de l'horizon 2020 à 2080 n'apparaît pas clairement sur les cartes présentées ci-dessus. En revanche, le report des taux de variations moyens de chaque unité hydrographique aux trois horizons met en évidence cette évolution temporelle (Figure 5.21). De cette figure, se dégagent deux remarques principales :

- les écarts entre les taux de variation sont importants, alors qu'on utilise au départ les mêmes données de précipitations et de température issues du modèle HadCM3-A2. Les séries de débit moyen annuel *Horiz* simulées par le modèle GR2M sont celles qui présentent les plus forts taux de variations aux trois horizons. À l'opposé, les séries *WBM_Ano* sont celles qui présentent les taux de variations les plus faibles ;
- à l'horizon 2080 pour les bassins du Sénégal, de la Gambie et du Logone-Chari et à l'horizon 2050 pour le bassin du Sassandra, il y a eu une très grande différence d'amplitude entre les modèles pour un même scénario climatique *Ano* ou *Horiz*.

Malgré cela, les variations vont toutes dans le même sens, quels que soient le modèle et le scénario climatique utilisé. L'évolution de ces taux est à rapprocher de celle des précipitations *Ano* et *Horiz*. L'augmentation des précipitations sur la zone sud-est conduit à l'augmentation des débits sur les bassins versants du Logone et du Chari. Au contraire, la diminution des précipitations sur la zone nord-ouest entraîne une réduction de l'écoulement sur les bassins versants du Sénégal et de la Gambie. Il semble que l'augmentation continue de l'ETP affecte peu la production des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale.

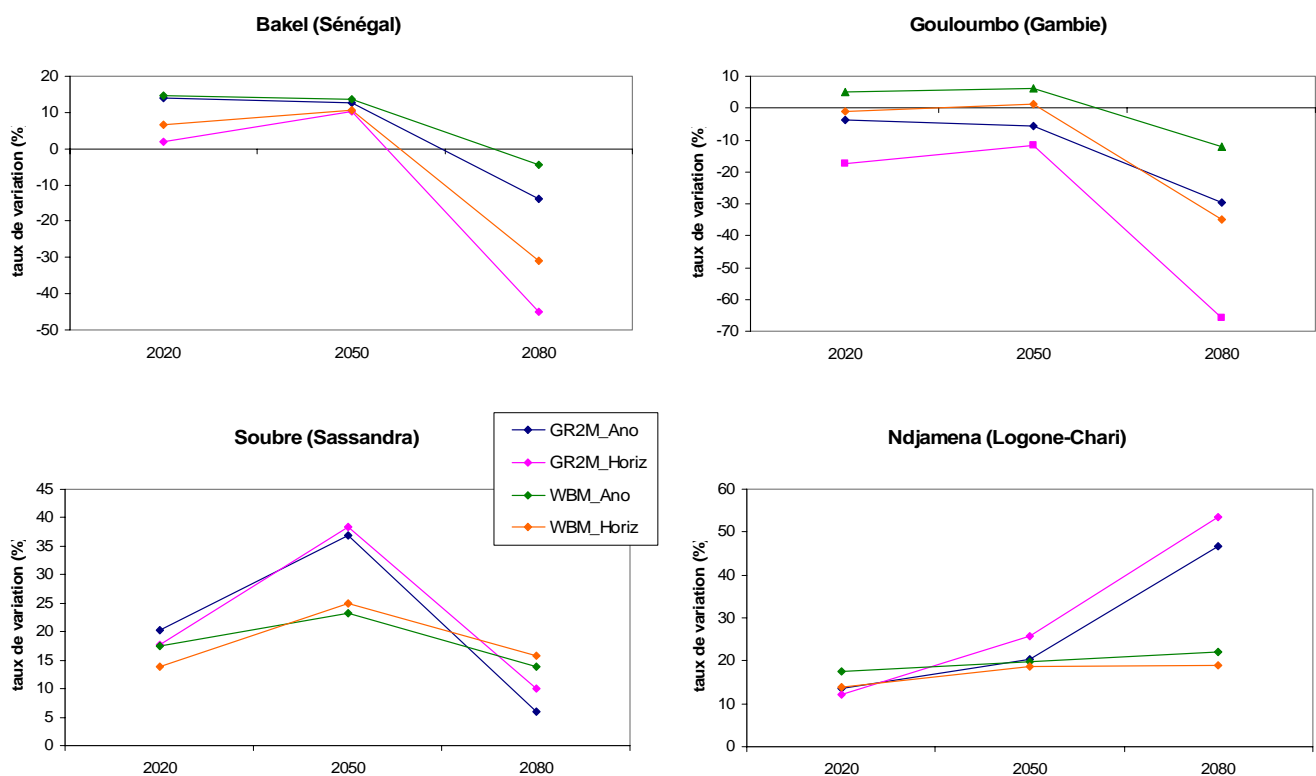


Figure 5.21 – Évolution taux de variations des débits moyens annuels calculés aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, pour quatre bassins versants représentatifs de chaque unité hydrographique.

3.1.4 Conclusions sur les évolutions futures des écoulements annuels

L'examen des séries de débits moyens annuels souligne les différences dérivant de l'utilisation de l'un ou l'autre des deux modèles hydrologiques retenus. Avec le modèle GR2M, les débits simulés sont amplifiés par rapport aux débits simulés par le modèle WBM, pour un même bassin versant sous les conditions climatiques *Ano* ou *Horiz*.

En se référant à la période 1971-1995, on s'aperçoit que dès l'horizon 2020, les débits moyens annuels simulés sont souvent supérieurs à ceux observés. C'est pourquoi, les taux de variation correspondent majoritairement à une augmentation des débits moyens annuels à l'horizon

2020 et 2050. Cependant, ces évolutions suivent celles des précipitations prévues par les scénarii climatiques c'est-à-dire par le modèle HadCM3-A2.

Également, l'évolution des débits simulés diffère selon les régions étudiées : ils vont diminuer sur les bassins versants d'Afrique de l'Ouest (Sénégal et Gambie) tandis qu'ils augmenteront sur les bassins versants d'Afrique Centrale (Logone et Chari). Pour les bassins versant du Sassandra, les débits moyens annuels vont augmenter d'ici l'horizon 2050 avant de diminuer à l'horizon 2080. Ces modifications au pas de temps annuel s'accompagnent-elles d'une modification des régimes hydrologiques ? L'étude des écoulements moyens mensuels permet de répondre à cette question.

3.2. Évolution des débits moyens mensuels

La comparaison des hydrogrammes moyens mensuels aux horizons 2020, 2050 et 2080 en comparaison avec celui de la période de référence permet de voir si les variations annuelles observées s'accompagnent d'une modification des régimes hydrologiques. Nous avons donc tracé les 168 hydrogrammes moyens à chaque horizon (soit 504 hydrogrammes moyens). L'ensemble des graphiques n'est donc pas représenté ici mais leur examen visuel met en relief trois catégories de représentations :

- cas 1 : assez bonne correspondance entre tous les hydrogrammes ;
- cas 2 : glissement latéral des hydrogrammes moyens simulés par rapport à celui de référence, correspondant à un décalage temporel ;
- cas 3 : modification du régime hydrologique, tant en ce qui concerne les basses eaux que les pics de crue.

De plus, on constate que tous les hydrogrammes moyens calculés à partir des séries de débits simulés par le modèle GR2M appartiennent à la première catégorie, à l'exception de sept bassins versants du Logone-Chari (Cas 3). Tous les hydrogrammes moyens calculés à partir des séries de débits simulés par le modèle WBM se répartissent dans les cas 2 et 3. Enfin, il y a très peu de différences entre les séries *Ano* et *Horiz*.

La figure 5.22 illustre les hydrogrammes moyens calculés sur les séries GR2M_Ano et correspondant au premier cas. 35 bassins versants sur les 42 étudiés sont regroupés dans cette catégorie. La correspondance entre les hydrogrammes moyens calculés aux trois horizons et

sur la période de référence est assez bonne. Quel que soit l'horizon considéré, les mois où se produisent les pics de crues restent août, septembre ou octobre selon les bassins versants. En terme de dynamique, il n'y a pas de modifications du régime hydrologique : les périodes de crues et de basses eaux restent identiques à celles observées sur 1971-1995. Les modifications portent donc essentiellement sur les volumes écoulés. Dans l'ensemble, un excès de précipitations (une diminution) selon le scénario climatique *Ano* ou *Horiz* (et donc selon les projections du modèle HadCM3-A2) se traduit par un débit moyen plus fort (faible), spécialement sur les mois d'août à octobre.

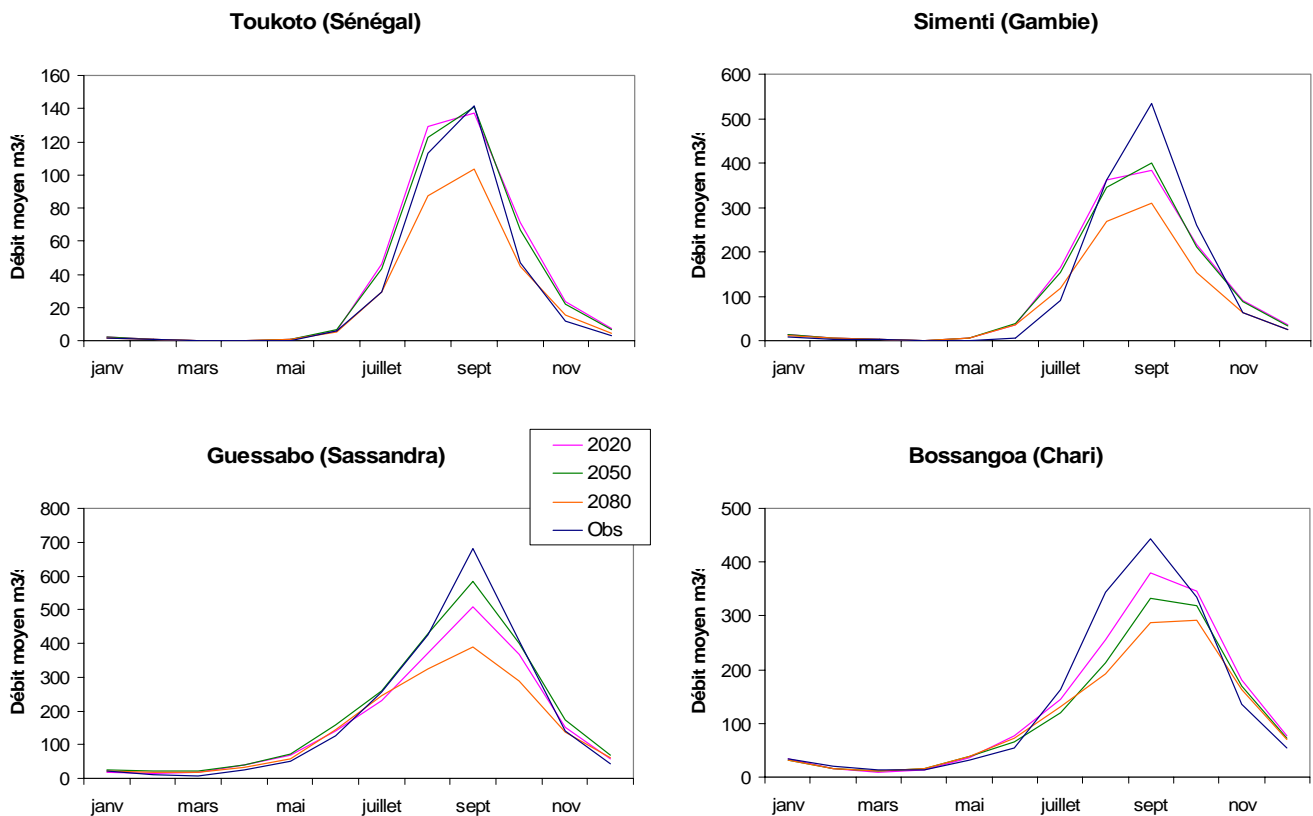


Figure 5.22 – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1995), des séries GR2M_Ano pour quatre bassins versants représentatifs de chaque unité hydrographique étudiée pour le cas 1.

En revanche, pour les bassins versants regroupés sous le label cas 2 et 3, on assiste à une modification du régime hydrologique. La figure 5.23 illustre les hydrogrammes moyens calculés aux trois horizons et comparés à l'hydrogramme de référence pour les bassins versants correspondant au cas 2. Nous rappelons qu'il s'agit des hydrogrammes calculés pour les séries de débits WBM_Ano ou WBM_Horiz. On constate que les bassins versants de cette

catégorie sont uniquement ceux du Sénégal et de la Gambie. Dans l'ensemble, on observe un glissement des hydrogrammes calculés aux trois horizons : la montée des eaux se déclenche avec un mois d'avance. Ainsi, les crues n'ont plus lieu entre juillet et octobre, mais entre juin et septembre. De même, les mois de pics de crue passent de septembre en août. La période de basses eaux est aussi modifiée : elle débute toujours en novembre mais se termine un mois plus tôt en mai. On constate également la modification des volumes écoulés d'un horizon à l'autre, en accord avec les variations des précipitations telles que prévues par les scénarii climatique. Sur l'ensemble des bassins versants du Sénégal et de la Gambie, il n'y pas ou peu de variation des hydrogrammes moyens entre l'horizon 2020 et 2050. En revanche, on assiste à une forte diminution des volumes écoulés sur la période des hautes eaux et en particulier, au mois d'août (pic de crue) à l'horizon 2080.

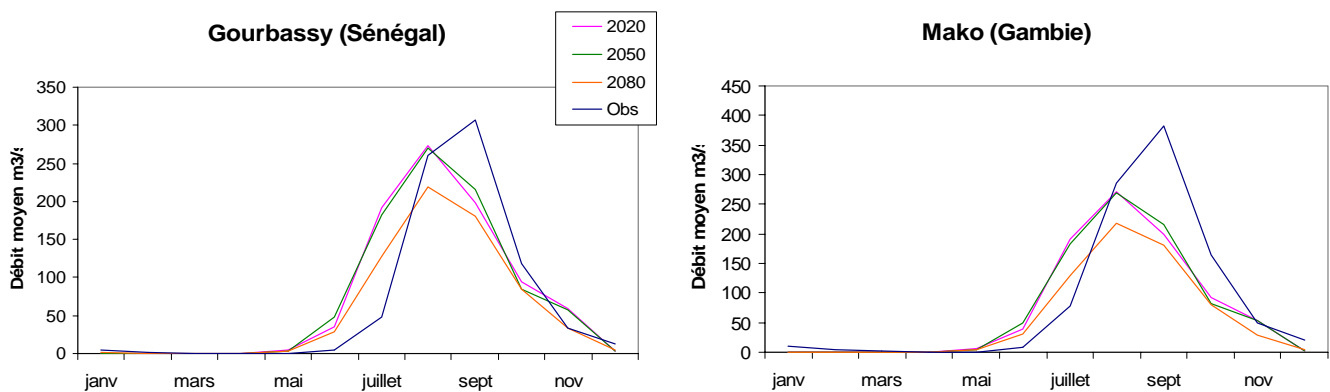


Figure 5.23 – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1955), des séries WBM_Ano pour deux bassins versants représentatifs des unités hydrographiques pour le cas 2.

La figure 5.24 illustre les hydrogrammes moyens calculés aux trois horizons et comparés à celui de référence pour les bassins versants correspondant au cas 3. Là encore, il s'agit des hydrogrammes calculés pour les séries de débits WBM_Ano ou WBM_Horiz. On constate que les bassins versants de cette catégorie sont uniquement ceux du Sassandra, du Logone et du Chari. Quant à la figure 5.25, elle illustre les hydrogrammes moyens calculés pour les séries GR2M_Ano ou GR2M_Horiz pour sept bassins du Chari, n'appartenant pas à la première catégorie.

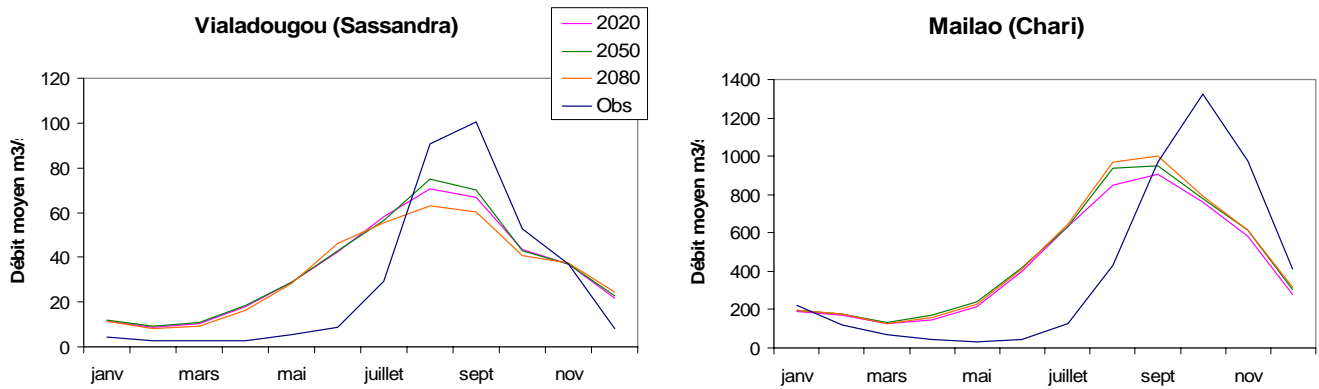


Figure 5.24 – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1955), des séries WBM_Ano pour deux bassins versants représentatifs des unités hydrographiques pour le cas 3.

Pour ces bassins versants, on observe également un glissement des hydrogrammes mais il s'accompagne d'une modification du régime hydrologique. En effet, on observe un décalage des pics de crue de septembre en août pour les bassins versants du Sassandra et d'octobre en septembre pour les bassins versants du Logone et du Chari. De plus, la période de basses eaux aux trois horizons est réduite par rapport à celle de référence. Elle passe de 6 mois à 3-4 mois pour les bassins versants du Sassandra et à 4-5 mois pour les bassins versants du Logone et du Chari. En terme de volumes écoulés, on assiste à une augmentation des débits en période de basses eaux pour tous les bassins versants de cette catégorie. Pour les séries WBM_Ano et WBM_Horiz, les volumes écoulés pendant la période des hautes eaux sont plus faibles que ceux observés, quel que soit l'horizon considéré.

Pour les sept bassins versants de la série GR2M_Ano de cette catégorie, les débits de pointe moyens sont inférieurs à ceux observés sur la période de référence aux horizons 2020 et 2050, mais leur sont supérieurs à l'horizon 2080. L'évolution des débits moyens, en particulier pour les mois de pics de crues, entre les horizons 2020 et 2080 suit celle observée pour les précipitations. On peut se demander si les modifications des hydrogrammes sont le résultat des scénarii climatiques ou de l'inadéquation du modèle WBM.

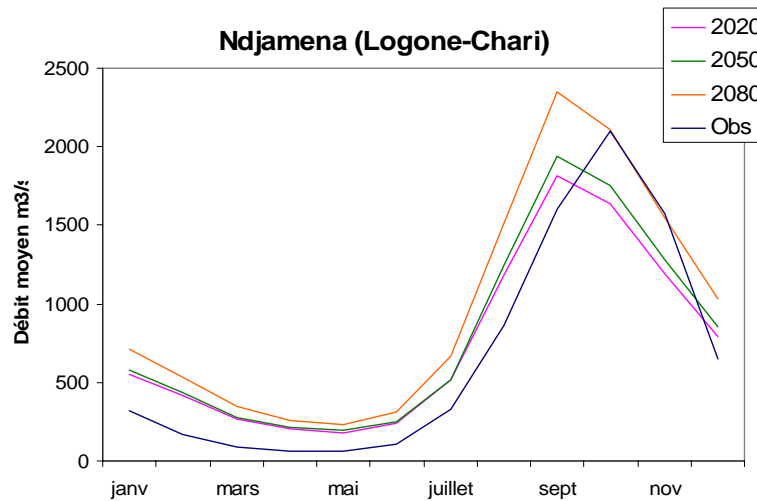


Figure 5.25 – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1955,) pour Ndjama (Logone-Chari), représentatif des cas particuliers des séries GR2M_Ano correspondant au cas 3.

En règle générale, les variations observées sur les écoulements annuels se traduisent par une modification des débits moyens mensuels en période de crue : les débits de pointe sont affectés pour l'ensemble des bassins versants à tous les horizons. Sur quelques bassins versants du Chari, cette modification s'accompagne d'une augmentation des écoulements pendant la période de basses eaux. Les décalages d'hydrogrammes identifiés pour les séries simulées avec le modèle WBM ne semblent pas correspondre à une véritable modification du régime hydrologique. En effet, nous avons déjà observé des décalages d'hydrogrammes de ce genre associés à des écoulements plus importants en période d'étiage lors du calage et de la validation du modèle WBM sur les bassins versants (Chapitre 3). À l'exception de sept bassins versants du Chari (séries GR2M_Ano et GR2M_Horiz), il ne semble donc pas y avoir de modification des régimes hydrologiques pour les décennies à venir, avec le bémol du modèle WBM.

3.3. Conclusions sur l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau

Les données d'ETP et de précipitations issues des scénarii climatiques "Anomalies" et "Horizons" sont utilisées en entrée des modèles hydrologiques GR2M et WBM. En supposant que la relation pluie-débit n'évoluera pas dans le temps, les jeux de paramètres calés et validés sur 1971-1995 sont maintenus constants sur la période 1999-2099 et utilisés pour simuler les

écoulements. Cette hypothèse est nécessairement simplificatrice et réductrice, mais elle se justifie pour partie (*cf.* plus haut) et les résultats obtenus sont cohérents.

L'effet du changement climatique sur les débits varie régionalement selon l'évolution des précipitations projetées par le modèle HadCM3-A2. Un excès de précipitations se traduit par une augmentation des écoulements et inversement. Ainsi, pour les bassins versants du Sénégal et de la Gambie, la tendance est à la diminution des débits, spécialement pour les mois de juillet à octobre. Les déficits moyens annuels par rapport à 1971-1995 varient entre -5 % et -70 % selon le bassin versant considéré, le scénario climatique et le modèle hydrologique utilisés. Au contraire, l'utilisation des scénarii climatiques "Anomalies" et "Horizons" conduisent à l'augmentation des écoulements sur les bassins versants du Logone et du Chari, également sur les bassins versants du Sassandra même s'ils diminuent à nouveau à l'horizon 2080. Les taux de variations aux trois horizons sont tous compris entre 10 % et 50 % selon le bassin versant considéré, le scénario climatique et le modèle hydrologique utilisés.

4. Conclusions : différenciation régionale des impacts du changement climatique sur les ressources en eau

Le changement climatique annoncé pour le XXI^{ème} siècle par les Modèles de Circulation Générale ne peut être sans conséquence sur les ressources en eau. L'estimation quantitative des impacts sur les systèmes hydrologiques est essentielle pour comprendre et prévenir les problèmes potentiels sur les ressources en eau et leur gestion future. Comme les sorties de modèles climatiques ne peuvent être utilisées directement dans les études d'impacts, les variations des températures et des précipitations prévues par le modèle HadCM3-A2 sont utilisées pour générer deux scénarii climatiques, qui diffèrent d'un point de vue méthodologique. Ce sont les données de précipitations et d'ETP issues des ces scénarii climatiques, nommés "Anomalies" et "Horizons", qui sont introduites dans les modèles hydrologiques GR2M et WBM. En supposant que la relation pluie-débit n'évoluera pas d'ici à 2099, on utilise les jeux de paramètres calés et validés sur 1971-1995 pour simuler les écoulements mensuels. Les valeurs de débits ainsi simulés peuvent être considérées comme réalistes et traitées en terme de séries chronologiques ou comparées à la période de référence pour évaluer les modifications en terme de pourcentage.

Dans l'ensemble, les variations de débits suivent largement celles des précipitations malgré une ETP croissante sur tout le XXI^{ème} siècle. De plus, les variations du climat sous un scénario donné s'amplifient depuis les horizons 2020 et 2050 vers l'horizon 2080. L'impact du changement climatique sur les écoulements varie régionalement et selon le modèle hydrologique utilisé. Les changements climatiques sur la zone soudano-sahélienne sont plus marqués que dans la zone guinéenne. Et comme il n'y a pas ou peu d'écoulement en saison sèche (de novembre à mai), les écoulements y sont particulièrement sensibles à l'augmentation de température et donc de l'ETP et à la diminution des précipitations. L'utilisation des scénarii climatiques "Anomalies" et "Horizons" dans les modèles hydrologiques GR2M et WBM conduisent à prévoir :

- la diminution des écoulements sur les bassins versants du Sénégal et de la Gambie. Les débits moyens annuels à l'horizon 2080 seraient encore plus faibles que ceux observés entre 1971 et 1995 ;

- l'augmentation puis la diminution des écoulements sur les bassins versants du Sassandra, mais les débits moyens annuels resteraient du même ordre de grandeur que ceux observés après 1970 ;
- l'augmentation des écoulements sur les bassins versants du Logone et du Chari, mais les niveaux observés sur les décennies 50 et 60 ne seraient jamais atteints.

CONCLUSION GÉNÉRALE

1. Rappels des buts et des étapes

L'objectif premier de ce travail était d'apporter des éléments précis de connaissances quant aux manifestations de la variabilité du climat et son lien avec celle des ressources en eau. Le second but était d'évaluer l'impact du changement climatique sur les écoulements de grandes rivières d'Afrique de l'Ouest et Centrale, en se basant sur les sorties de Modèles de Circulation Générale. Les axes principaux de cette étude tenaient en l'amélioration des connaissances sur la variabilité spatio-temporelle des régimes pluviométriques et hydrologiques et la simulation des écoulements pour le XXI^{ème} siècle en utilisant des modèles hydrologiques robustes et correctement calés.

Pour aboutir à l'évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau, cette étude s'est appuyée sur un grand nombre de données (atmosphériques, climatiques, hydrologiques et caractéristiques des états de surface) et s'est déroulée en quatre étapes :

1. diagnostics dynamiques atmosphériques pour identifier les signaux caractéristiques de la mousson ouest-africaine en relation avec les anomalies hydrologiques (excédents ou déficits) ;
2. analyses statistiques de la variabilité spatio-temporelle des séries pluviométriques et hydrologiques, en mettant l'accent sur la décennie 90, témoin de l'évolution de la sécheresse ces dix dernières années ;
3. sélection de deux modèles de bilan hydrologiques adaptés à l'échelle spatio-temporelle de la planification des ressources en eau, puis évaluation de leurs performances et de leur sensibilité aux variations sur les données d'entrée ou sur la valeur de leurs paramètres ;
4. élaboration de scénarii climatiques à partir des données de température et de précipitations, issues du modèle climatique HadCM3-A2, et simulations des écoulements pour le XXI^{ème} siècle.

2. Synthèse des résultats

Une variabilité hydroclimatique qui trouve une origine dans la circulation atmosphérique tropicale

Le diagnostic de la dynamique de la mousson ouest-africaine montre des variations cohérentes et concomitantes de variables atmosphériques en accord avec celles des débits moyens annuels. Les déficits hydrologiques, témoins des déficits pluviométriques, peuvent s'expliquer par une modification de la circulation atmosphérique tropicale, conjuguant différents éléments défavorables à la pluviogénèse dans la zone soudano-sahélienne. On retiendra en particulier une position plus méridionale de la ZCIT et un dynamisme accru de l'Anticyclone des Açores associé à une réduction de puissance du flux de mousson.

Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest : caractérisation de la situation de la décennie 90

L'examen des séries pluviométriques et hydrologiques annuelles au moyen de méthodes statistiques robustes montre que les trois dernières décennies sont déficitaires. Globalement, les conditions hydroclimatiques de la période 1990-1998 se rapprochent de celles observées au cours de la décennie 70, à l'opposé de la décennie 80 qui apparaît comme la plus sèche du XX^{ème} siècle. Les années excédentaires 1994 et 1999 ne semblent pas constituer "statistiquement parlant" le signal d'un retour vers des conditions climatiques plus favorables, et de façon persistante. Il semble donc que la sécheresse se soit poursuivie en Afrique de l'Ouest et Centrale durant la décennie 90.

Les modèles pluie-débit : des outils performants adaptés à l'échelle régionale

L'évaluation des deux modèles de bilans hydrologiques permet de disposer d'un "panel" assez complet de leurs caractéristiques et d'en quantifier les conséquences lors des simulations des apports en eau sous l'influence de scénarii climatiques. Ces modèles sont particulièrement sensibles aux précipitations et aux modifications des états de surface qui participent à la détermination des réserves en eau du sol. Tous les tests mis en œuvre révèlent la performance des algorithmes utilisés.

Impacts du changement climatique sur les ressources en eau

Malgré le fait que les Modèles de Circulation Générale existants ne sont pas vraiment capables de reproduire les précipitations observées avec un niveau de fiabilité suffisant, ce

sont les seuls outils à notre disposition pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau. Ainsi les données pluviométriques et de température issues du modèle climatique HadCM3-A2 ont permis de générer deux scénarii climatiques. Leur introduction dans les modèles hydrologiques correctement calés, permet la simulation des écoulements pour le XXI^{ème} siècle. Dans l'ensemble, les variations de débits suivent largement celles des précipitations, mais varient régionalement et selon le modèle utilisé.

3. Limites et perspectives pour de futures études

Les résultats obtenus pour la simulation des écoulements sous un forçage climatique ont fait ressortir les limites principales vis-à-vis des méthodes utilisées et, en même temps, offert différentes pistes d'améliorations.

Du point de vue de la modélisation hydrologique

L'avantage des deux modèles pluie-débit retenus réside dans leur simplicité. Ne possédant que deux paramètres à caler, ils nécessitent seulement des données de pluie, d'évapotranspiration potentielle, de débit et de capacité de rétention en eau des sols. Pour travailler sur des bassins versants de plusieurs milliers de kilomètres carrés, ils s'avèrent être des outils parfaitement adaptés. L'application de ces modèles dans le cadre d'une approche semi-distribuée présente un double intérêt. Tout d'abord, cette approche est moins contraignante que l'utilisation de modèles distribués qui nécessitent généralement des données nombreuses et souvent peu disponibles. De plus, elle donne des résultats plus satisfaisants qu'une approche strictement globale d'un point de vue hydrologique, puisqu'elle permet d'intégrer une certaine hétérogénéité du bassin versant, par la prise en compte de sous-unités homogènes.

Le forçage des états de surface et en particulier des capacités en eau du sol semble primordial pour l'évolution des ressources en eau. Mahé *et al.* (2002) obtiennent de meilleures modélisations des écoulements grâce à des données de capacité évolutives dans le temps. Nos travaux n'ont pas pu, non plus, aborder le rôle de la végétation dans la production des écoulements.

► *Les données satellitales paraissent intéressantes à plusieurs titres : leurs échelles spatiales et temporelles fines, la documentation des différents états de surface (végétation, humidité du sol), leur historique désormais assez long pour envisager de les inclure dans la modélisation pluie-débit. Aussi, faudrait-il envisager de caractériser de façon assez précise, à partir de ces données, l'évolution saisonnière et interannuelle de la végétation (via des*

indices de type Normalized Difference Vegetation Index et/ou Leaf Area Index). Ces données pourraient aider à définir et caractériser les modifications des états de surface, dont on a souligné l'importance dans les études de sensibilité des modèles hydrologiques.

En outre, les deux modèles hydrologiques retenus utilisent une fonction de production empirique. L'étude de sensibilité révèle que ces deux modèles sont finalement peu sensibles aux variations d'évapotranspiration potentielle. Des travaux récents (Ardoin *et al.*, 2001) montrent de très bons résultats de modélisation des écoulements journaliers de rivières au nord de la Côte d'Ivoire, en utilisant une fonction de production sans référence à l'ETP mais plutôt une valeur d'ETR en relation avec la quantité d'eau disponible dans le sol. Également, Hreiche (2003), utilisant un modèle pluie-débit journalier sur de petits bassins versants méditerranéens (100 à 1 000 km²), montre que les données d'ETP ne sont pas nécessaires au calage du modèle et peuvent être remplacées par un paramètre à optimiser, dont le rôle est d'assurer l'exactitude du bilan hydrologique.

► *Une des voies d'amélioration des modèles de bilan hydrologique utilisés pourrait être la définition d'une nouvelle fonction de production pour l'Afrique soudano-sahélienne. On pourrait imaginer d'introduire des informations sur des variables comme l'évolution du couvert végétal ou la modification des états de surface par l'intermédiaire d'un indice s'appuyant sur les variations spatio-temporelles de la capacité en eau du sol.*

Ces approches, plutôt de type global, restent probablement les mieux adaptées aux grandes échelles de temps et d'espace. Il faut donc chercher à les améliorer en utilisant au mieux l'information, aujourd'hui disponible, et particulièrement la télédétection.

► *Une autre voie d'amélioration des modèles pluie-débit serait d'essayer de s'affranchir des problèmes de calage-validation, en prédéterminant les valeurs des paramètres à partir des informations disponibles par télédétection. On peut citer à titre d'exemple le modèle de Yates (1997) : les trois paramètres du modèle sont prédéfinis à partir de caractéristiques bioclimatiques (biotempérature, précipitation, évapotranspiration annuelle) et d'une classification climat-végétation. Ce modèle obtient des résultats satisfaisants sur les bassins versants d'Afrique de l'Ouest et Centrale, comparables à ceux obtenus dans nos travaux (Ouedraogo, 2001 ; Barrau, 2003). L'intérêt de ce type de modèle réside dans le fait que les zones bioclimatiques peuvent être actualisées en utilisant des données satellitales pour établir une meilleure définition des cartes de végétation.*

Du point de vue des impacts du changement climatique

Les Modèles de Circulation Générale apparaissent comme l'outil d'avenir mais alors qu'ils sont en mesure de reproduire correctement la dynamique atmosphérique, la simulation des précipitations est actuellement leur gros point faible. Or, les amplitudes des variations de débit au cours du XXI^{ème} siècle dépendent plus de la sensibilité du modèle hydrologique aux variations de précipitations que de la méthode de construction des scénarii climatiques.

► *En attendant de meilleures performances des Modèles de Circulation Générale, les scénarii climatiques élaborés ont montré l'intérêt de pouvoir adapter les sorties de Modèles de Circulation Générale au contexte climatique régional. Il pourrait être envisagé de coupler un Modèle de Circulation Générale avec un Modèle de Circulation Régional. En effet, les champs, d'échelles plus fines, y sont plus réalistes car ils intègrent mieux les conditions locales (le relief par exemple).*

Le changement climatique est évalué au moyen des Modèles de Circulation Générale. Toutes leurs prévisions convergent vers une augmentation significative de la température, mais l'amplitude dépend à la fois du modèle climatique et du scénario d'émission de gaz à effet de serre retenus. Également, Casenave (2004) a montré l'étendue des situations rencontrées en comparant les observations aux simulations de précipitations par les modèles HadCM3, ECHAM4, CSIRO-Mk2 et NCAR-PCM. Nous n'avons retenu que le modèle HadCM3-A2 pour simuler les écoulements du XXI^{ème} siècle.

► *Dans le but d'explorer la gamme de variations des impacts potentiels sur les ressources en eau, il serait judicieux d'utiliser d'autres sorties de modèles climatiques. Dans un premier temps, il s'agirait de conserver le modèle HadCM3 mais d'utiliser les sorties de température et de précipitations obtenues avec d'autres scénarii d'émissions de gaz à effet de serre, comme B2. Dans un second temps, il serait intéressant d'utiliser les sorties d'un autre modèle climatique pour les mêmes scénarii d'émissions de gaz à effet de serre A2 et B2, comme ECHAM4. L'avantage de travailler avec ces deux modèles climatiques et ces deux scénarii d'émissions réside dans le fait que leurs données sont disponibles et en libre accès (http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/dkrz/dkrz_index.html).*

Tout comme nous proposons d'améliorer les modèles hydrologiques par la prise en compte d'une meilleure définition des éléments du milieu physique en utilisant la télédétection (humidité des sols, répartition de la végétation, etc.) il est nécessaire d'intégrer les impacts du

changement climatique sur les écosystèmes. En effet, la vitesse et l'ampleur de la variation des valeurs climatiques moyennes et extrêmes (température, précipitations) ainsi que l'augmentation des concentrations de CO₂ (accroissement de la productivité) sont susceptibles de modifier les écosystèmes (variétés des espèces, comportement et répartition des biomes, etc.) et d'influer sur les états de surface.

► *Il serait intéressant d'intégrer les conséquences du changement climatique sur les états de surface. Il existe différents modèles qui évaluent la réponse des écosystèmes aux changements climatiques. Ces modèles ont surtout été développés pour évaluer les rétroactions entre la surface et l'atmosphère ou estimer les flux de carbone, à l'exemple des modèles MAPSS et BIOME3 (Neilson et al., 1998). Ils permettent également d'évaluer la distribution des écosystèmes, la migration des espèces et les modifications d'occupation des sols.*

Aucune projection sur les états de surface ne peut être faite sans tenir compte des schémas d'utilisation des sols. En effet, l'anthropisation des surfaces modifie les propriétés physiques des sols et semble conditionner le ruissellement dans certaines régions d'Afrique de l'Ouest et Centrale (Leduc et al., 2001 ; Amani et Nguetora, 2002 ; Mahé et al. , 2002).

► *Il serait peut être intéressant de prendre en compte des modèles socio-économiques à une échelle plus fine afin d'évaluer les conséquences d'une pression démographique croissante sur l'exploitation et l'utilisation des ressources (en quantité et en pratiques culturales), et donc des modifications des états de surface futurs.*

L'évolution des états de surface par le biais d'une modification de la végétation sous l'effet d'un doublement de la concentration en CO₂ ou d'une surexploitation des sols afin de garantir la sécurité alimentaire doit être absolument prise en compte dans les futures études d'impacts du changement climatiques sur les ressources en eau.

RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

- Albergel J., 1987. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface. Application aux petits bassins versants du Burkina Faso. In: *The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime on the water resources* (Ed. By Salomon S.I., Beran M. & Hogg W.) (Proc. Vancouver Symposium), 355-365, IAHS Publ. no. 168.
- Aka Akpa A.O., 1994. Analyse statistique de l'évolution des écoulements en Côte d'Ivoire. Mémoire de DEA en Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, 110 p.
- Aka Akpa A.O., 1999. Variabilité des écoulements et activités anthropiques. Cas du bassin du Bandama en Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 243 p.
- Amani A., Nguetora M., 2002. Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey. In: *Friend 2002, bridging the gap between research and practice*, (ed. by van Lanen H.A.J. and Demuth S.) (Proc. 4th Int. Conf. on Friend 2002), 449-456, IAHS Publ. no. 274.
- Ardoin S., 2000. Prise en compte des spécificités de l'évapotranspiration en zone semi-aride dans la modélisation globale de la relation pluie-débit. Mémoire de DEA en Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, 114 p.
- Ardoin S., Dezetter A., Servat E., Bocquillon C., 2001. Redéfinition des fonctions de production des modèles globaux de relation pluie-débit en milieu semi-aride africain. *C.R. Acad. Sci. Paris* **333**, série IIa, 611-616.
- Ardoin S., Lubes-Niel H., Servat E., Dezetter A., Boyer J.F., Mahé G., Paturel J.E., 2003. Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'Ouest : caractérisation de la situation de la décennie 1990. In: *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (ed. by Servat E., Najem W., Leduc C. & Shakeel A.) (Proc. Int. Conf. of Montpellier 2003), 223-228, IAHS Publ. no. 278.
- Arnell N.W., Reynards N.S., 1996. The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *J. Hydrol.* **183**, 397-424.
- Arnell N.W., 1999. Climate change and global water resources. *Global Environ. Change* **9**, S31-S49.
- Arnell N.W., 2003. Relative multi-decadal climatic variability and changes in the mean and variability of climate due to global warming: future streamflows in Britain. *J. Hydrol.* **270**, 195-213.

- Bader J.C., 1990. Homogénéisation et complèment de la banque de données hydrométriques du bassin du Sénégal en amont de Bakel. ORSTOM, Dakar, Sénégal, 51 p.
- Bader J.C., 1992a. Étude de l'impact du barrage de Manantali sur le régime hydrologique du Sénégal au niveau de Bakel. ORSTOM, Dakar, Sénégal, 56 p.
- Bader J.C., 1992b. Chaîne de programme pour la vérification, l'homogénéisation et le complèment des données hydrométriques. Étude des tendances, à partir des fichiers complétés, aux stations de Bakel sur le Sénégal et de Simenti sur la Gambie. Projet Agrhymet OMM/PNUD, ORSTOM Dakar, Sénégal, 18 p.
- Bader J.C., 1998. Étude du schéma hydraulique du fleuve Gambie. Rapport provisoire de 2^{ème} phase, Sogreah Ingénierie, Hydroconsult Int. Sect. Tunisie, vol. 1, 104 p, 2 appendices.
- Barrau C., 2003. Impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest et Centrale - Utilisation du modèle de Yates. Mémoire de D.E.A, ENSEIHT, Toulouse, France.
- Beguïn M., Pumain D., 1994. *La représentation des données géographiques : statistiques et cartographie*. Coll. Cursus. Armand Collin. 188 p.
- Beven K.J., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Wat. Resour.* **16**, 41-51.
- Beven K.J., 2001. *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. Ed. by Wiley & Sons Ltd., Chichester, UK. 372 p.
- Billon B., Bouchardeau A., Pieyns S., Riou C., Roche M., Rodier J., 1967. Monographies hydrologiques du Logone, tome I, 1^{ère} partie, ORSTOM, Paris, 102 p.
- Billon B., Guiscaffre J., Herbaud J., Oberlin G., 1974. Monographies hydrologiques n°2 : le bassin du fleuve Chari, ORSTOM, Paris, 452 p.
- Bricquet J.P., Mahé G., Touré M., Olivry J.C., 1997. Evolution récente des ressources en eau de l'Afrique Atlantique. *Rev. Sci. Eau* **3**, 321-337.
- Buishand T.A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hydrol.* **58**, 11-27.
- Buishand T.A., 1984. Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *J. Hydrol.* **58**, 51-69.

- Burlando P., Rosso R., 2002. Effects of transient climate change on basin hydrology. 1. Precipitation scenarios for the Arno River, central Italy. *Hydrol. Process.* **16**, 1151-1175.
- Casenave A., Valentin C., 1988. *Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration*. CEE/ORSTOM, Paris, 202 p.
- Casenave L., 2004. Hydro-climatic variability: comparison of different global circulation model in western Africa. Master thesis. University of Chalmers, Sweden. 52 p.
- CERESTA, 1986. Aide-mémoire pratique des techniciens statistiques. Centre d'Enseignement et de Recherche de Statistique Appliquée, Gap, France. *Revue de Statistique Appliquée*, vol. **XXXIV**, 275 p.
- Chaouche A., 1988. Structure de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 263 p.
- Chiew F.H.S., Whetton P.H., McMahon T.A., Pittock A.B., 1995. Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian catchments. *J. Hydrol.* **167**, 121-147.
- Citeau J., Cammas J.P., Gouriou Y., Guillot B., 1986. Remarques sur la migration de la ZIC en Atlantique, les températures de surface du Golfe de Guinée et la pluviométrie en Afrique de l'Ouest sahélienne. *INQUA, ORSTOM Trav. et Doc.* **197**, 67-75.
- Conway D., 1997. A water balance model of the Upper Blue Nile in Ethiopia. *Hydrol. Sci. J.* **42**(2), 265-286.
- Conway D., Mahé G., (*sous presse*). Riverflow modelling in two large river basins: the Parana (subtropical) and the Niger (tropical). *Hydrol. Proc. J.*
- De Felice P., 1999. *La pluie au Sahel*. Ecologie et Agronomie Appliquée. Ed. De l'Harmattan, Paris, 144 p.
- Der Megreditchian G., 1992. Le traitement statistique des données multidimensionnelles : application ç la météorologie. Cours et Manuel N°8 de l'Ecole Nationale de la Météorologie, Tome 1, Paris, 287 p.
- Dezetter A., 1991. Modélisation globale de la relation pluie-débit. Application en zone de savanes soudanaises (nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat. Université Montpellier II. 422 p.

- Dhonneur G., 1970. *Essai de synthèse sur les théories des lignes de grains en Afrique occidentale et centrale*. Publ. Dir. Expl. Mét., ASECNA, Dakar, Sénégal, 56 p.
- Dhonneur G., 1985. *Traité de Météorologie Tropicale, Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale*. Direction de la Météorologie, Trappes, Tome 1, 151 p.
- Dione O., 1995. Déficit pluviométrique et variation de l'écoulement dans le Sahel occidental. In : Spécial Sahel la grande sécheresse, *Revue Géographique de Lyon*, **70** (3-4), 199-203.
- Diop R., 1975. Étude de la corrélation entre l'eau précipitable et l'eau précipitée au Cap-Vert (Sénégal) durant l'hivernage 1974. *Mém. Dép. Mét.*, ENSUT, Dakar, Sénégal.
- Doorenbos J., Pruitt W.O., 1977. Crop Water Requirements. Irrigation and Drainage Paper, 24, UN Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.
- Dray A., 2001. Prise en compte de l'évolution de l'occupation du sol dans la modélisation des écoulements du Nakambé à Wayen (Burkina Faso). Rapport de stage ENSAR-IRD, 86 p.
- Duan Q., Sorooshian S., Gupta V.K., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.* **28**(4), 1015-1031.
- Dunne K.A., Willmott C.J., 1996. Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *Int. J. Climatol.* **16**, 841-859.
- Edijatno, Michel C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* **2**, 113-122.
- FAO/UNESCO, 1974-1981. *CD-ROM: Soil Map of the World*, Ten volumes, UN Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.
- FAO/IIASA, 2000. *CD-ROM: Global Agro-Ecological Zones*, UN Food and Agriculture Organization, Rome, Italy, and International Institute for Applied Systems Analysis Laxenburg, Austria.
- Favreau G., Leduc C., Marlin C., 2001. Groundwater recharge increase induced by land-use change: comparison of hydrodynamic and isotopic estimates in semiarid Niger. In: *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics* (ed. by Gehrels H., Peters N.E., Hoehn E., Jensen K., Leibundgut C, Griffioen J., Webb B. & Zaadnoordijk W. J.) (Proc. Maastricht Assembly), 67-73, IAHS Publ. no. 269.
- Folland C.K., Palmer T.N., Parker D.E., 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature* **320**, 602-607.

- Fontaine B., 1989. Les moussons pluvieuses dans l'espace africano-asiatique, Afrique Occidentale et Inde : 1. textes et tableaux, 2. figures. Thèse d'État. Université de Bourgogne. Dijon. 414 + 277 p.
- Fontaine B., Bigot S., 1993. West african rainfall deficits and sea surface temperature. *Int. J. Climatol.* **13**, 271-285.
- 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.
- Gibson R., Kallberg P., Uppala S., 1996. The ECMWF reanalysis (ERA) project, *ECMWF Newsletter* **73**, 7-16.
- Giorgi F., Hewitson B., Christensen J., Fu C. Hulme M., Jones R., Mearns L.O., von Storch H., Whetton P.H., 2001. Regional Climate Information - Evaluation and projections. Chapter 10 In: *The scientific basis of climate change*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC (Ed. by Houghton J. T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P. J., Xiaosu D.) Cambridge University Press, UK, 583-638.
- Good P., 2000. *Permutation Tests. A practical Guide to Resampling Methods for Testing Hypotheses*. Second Edition. Springer.
- Goodess C.M., Palutikof J.P., 1998. Development of daily rainfall scenario for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling. *Int. J. Climatol.* **18**, 1051-1083.
- Gordon C., Cooper C., Senior C.A., Banks H., Gregory J.M., Johns T.C., Mitchell J.F.B., Wood R.A., 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.* **16**, 147-168.
- Gordon H. B., O'Farrell S. P., 1997. Transient climate change in the CSIRO coupled model with dynamic sea ice. *Mon. Weather Rev.* **125**(5), 875-907.
- Guilbot A., 1971. Processus d'optimisation en quatre étapes appliqué à la recherche des paramètres des modèles déterministes. Laboratoire d'Hydrologie et de Modélisation, Université Montpellier II, note LHM 16/71.

- Guo S., Wang J., Xiong L., Ying A., Li D., 2002. A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China. *J. Hydrol.* **268**, 1-15.
- Gupta V.K., Sorooshian S., 1985. The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *J. Hydrol.* **81**, 57-77.
- Gupta V.K., Sorooshian S., 1995. Model Calibration. In: *Computer Models of Watersheds Hydrology* (ed. by V.P. Singh), Water Resources Publications, 23-68.
- Gyau-Boake P., Schultz G.A., 1994. Filling gaps in runoff time series in West Africa. *J. Hydrol.* **91**, 621-636.
- Hamby D.M., 1994. A review of techniques parameter sensitivity analysis of environmental models. *Environmental Monitoring and Assessment* **32**, 135-154.
- Haziza E., 2003. Modélisation mensuelle pluie-débit, apports de la spatialisation des données sol. Mémoire de DEA en Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, 89 p.
- Hreiche A., 2003. Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen. Thèse de Doctorat. Université Montpellier II et Université Saint-Joseph, Beyrouth, 256 p.
- Hreiche A., Bocquillon C., Najem W., Servat E., Dezetter A., 2003. Calage d'un modèle conceptuel pluie-débit journalier à partir de bilans annuels. In: *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (ed. by Servat E., Najem W., Leduc C. & Shakeel A.) (Proc. Int. Conf. of Montpellier 2003), 87-93, IAHS Publ. no. 278.
- Hendrickson J.D., Sorooshian S., Brazil L.E., 1988. Comparison of Newton-type and direct search algorithms for calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.* **24**(5), 691-700.
- Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.* **110**, 349-367.
- Hubert P., Carbonnel J.P., 1993. Segmentation des séries annuelles de débits de grands fleuves africains. *Bull. de liaison du CIEH* **92**, 3-10.
- Hubert P., Servat E., Paturel J.E., Kouame B., Bendjoudi H., Carbonnel J.P., Lubes-Niel H., 1998. La procédure de segmentation, dix ans après. In: *Water Resources Variability in*

- Africa during the XXth Century*. (ed. by E. Servat, D. Hughes, J.M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98 Conference), 267-273, IAHS Publ. no. 252.
- Hulme M., 1992. Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. *Int. J. Climatol.* **12**, 685-699.
- Hulme M. Wigley T.M.L., Barrow E.M., Raper S.C.B, Centella A., Smith S., Chipansky A.C., 2000. Using a Climate Scenario Generator for Vulnerability and Adaptation Assessments: MAGICC and SCENGEN Version2.4 Workbook, Climatic Research Unit, Norwich, U.K., 52 p.
- Hulme M., Doherty R, Ngara T., New M., Lister D., 2001. African climate change: 1900-2100. *Clim. Res.* **17**, 145-168.
- Ibbitt R.P., O'Donnell T., 1971. Designing conceptual catchment models for automatic fitting methods. In: *Mathematical Models in Hydrology* (Proc. Warsaw Symp.), 462-475, IAHS Publ. no. 101.
- IPCC, 1994. *Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations*. Prepared by Working Group II (Ed. by Carter T.R., Parry M.L., Harasawa H., Nishioka S.) University College, London, UK and Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan, 59 pp.
- IPCC, 1995. *Second Assessment - Climate Change 1995*. Summaries for Policymakers of the three Working Group reports. IPCC, Geneva, Switzerland, 64 p.
- IPCC, 2000. *Emissions Scenarios*. Special Report of the IPCC (Ed. by Nakicenovic N., Swart R.) Cambridge University Press, UK, 570 p.
- IPCC, 2001a. *Climate Change 2001*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC (Ed. by Houghton J. T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P. J., Xiaosu D.) Cambridge University Press, UK, 944 p.
- IPCC, 2001b. *Technical Summary on Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC, Geneva, Switzerland, 98 p.
- IPCC, 2001c. *Climate Change 2001 : Impacts, adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the IPCC. (Ed. by McCarthy J.J, Canziani O.F., Leary N.A., Dokken D.J., White K.S.) Cambridge University Press, UK, 1032 p.

- IPCC, 2001d. *Climate Change 2001: Synthesis Report*. (Ed. by Watson, R.T. and the Core Writing Team) IPCC, Geneva, Switzerland, 184 p.
- Jancovici J.M., 2002. *L'avenir Climatique. Quel temps ferons-nous ?* Edition Le Seuil.
- Janicot S., 1990. Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi stationnaires durant une phase de transition climatique. 2^{ème} partie. Article 1 : climatologie descriptive des précipitations en Afrique de l'Ouest. Thèse de Doctorat. Université Paris 6. Paris. 185 + 129 p.
- Janicot S., 1992. Spatiotemporal variability of West-African rainfall. Part I: regionalizations and typings. *J. Clim.* **5**, 489-497.
- Janicot S., Moron V., Fontaine B., 1996. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(5), 515-518.
- Janicot S., 1997. ENSO impact on atmospheric circulation and convection over the tropical Atlantic and West Africa. *Annales Geophysicae* **15**, 471-475.
- Janicot S., Fontaine B., 1997. Évaluation saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945-1994). *C.R. Acad. Sci., Paris* **324**, série IIa, 785-792.
- Jeune Afrique, 1993. *Atlas du Continent Africain*. Edition du Jaguar, Paris.
- Kabouya M., 1990. Modélisation pluie-débit au pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de doctorat. Université Paris XI.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**(3), 437-471.
- Kanamitsu M., Halpert J., Campana K., Caplan P., Deaven D., Iredell M., Batz B., Pan H.L., Sela J., White G., 1991. Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. Rapport technique, NMC notes, N°1.
- Kazi-Aoual, F., Hitier, S., Sabatier, R., Lebreton, J. D., 1995. Refined approximations to permutation tests for multivariate inference. *Comput. Statist. Data Anal.* **20**, 643-656.
- Khodja, H., Lubès-Niel, H., Sabatier, R., Masson, J.M., Servat, E., Paturel, J.E., 1998. Analyse spatio-temporelle de données pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Recherche

- d'une rupture en moyenne. Une alternative intéressante : les tests de permutations. *Rev. Statist. Appl.* **XLVI**(1), 95-110.
- Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M., 2001. The NCEP/NCAR 50 year reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **82**(2), 247-268.
- Klemeš V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J.* **31**, 13-24.
- Lamagat J.P., Albergel J., Bouchez J.M., Descroix L., 1990. Monographie hydrologique du fleuve Gambie, ORSTOM et OMVG, Dakar, Sénégal, 247 p.
- Lamb P.J., 1978. Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Mon. Wea. Rev.* **106**, 482-491.
- Lamb P.J., 1982. Persistence of Subsaharan drought. *Nature* **299**, 46-47.
- Laraque A., Mahé G., Orange D., Marieu B., 2001. Spatiotemporal variations in hydrological regimes within Central Africa during the twentieth century. *J. Hydrol.* **245**, 104-117.
- Lebart L., Morineau A., Fenelon J.P., 1982. *Traitement des données statistiques*. Dunod, Paris, 510 p.
- Lecomte J., 2000. Prise en compte de la dynamique de la végétation dans deux modèles hydrologiques utilisés en Afrique de l'Ouest à l'aide des données NOAA-AVHRR. Rapport de stage ENSAR-IRD, 72 p.
- Leduc C., Favreau G., Schroeter P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.* **243**, 43-54.
- Lee A.F.S., Heghinian S.M., 1977. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables: a Bayesian approach. *Technometrics* **19**(4), 503-506.
- Lenhart T., Eckhardt K., Fohrer N., Frede H.G., 2002. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Physics Chem. Earth* **27**(9-10), 645-654.
- Leroux M., 1972. La dynamique des précipitations en Afrique occidentale. Thèse de doctorat, 3^{ème} cycle, Fac. des lettres et Sc. humaines, Dakar, Sénégal, 270 p.
- Leroux M., 1980. Le climat de l'Afrique tropicale. Thèse d'État. Université de Dijon. 3 tomes, 1427 p.

- Leroux M., 1995. La dynamique de la Grande Sécheresse sahélienne. In: Spécial Sahel : la grande sécheresse, *Revue de Géographie de Lyon*, **70**(3-4), 223-232.
- Leroux M., 1996. *La dynamique du temps et du climat*. Coll. Enseignements des Sciences de la Terre, Masson, Paris, 310 p.
- L'Hôte Y., Mahé G., 1996. Carte Afrique de l'Ouest et Centrale. Précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). ORSTOM Éditions.
- L'Hôte Y., Mahé G., Somé B., Triboulet J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrol. Sci. J.* **47**(4), 563-572.
- Lu X., Crossley J., Hulme M., 2002. An exploration of Regional Climate Change Scenarios for Scotland. *Scot. Geog. J.* **117**, 251-270.
- Lubès H., Masson J.M., Servat E., Paturel J.E., Kouame B., Boyer J.F., 1994. *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques. Étude bibliographique*. Programme ICCARE, rapport n°3, ORSTOM, Montpellier, France, 21 p.
- Lubès H., Masson J.M., Paturel J.E., Servat E., 1998. Variabilité climatique et statistique. Étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Rev. Sci. Eau* **11**(3), 383-408.
- Lubès-Niel H., Séguis L., Sabatier R., 2001. Étude de stationnarité des caractéristiques des événements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956-1998. *C. R. Acad. Sci.*(333), 645-650.
- Mahé G., 1993. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique : étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Coll. Études et Thèses, ORSTOM, 438 p.
- Mahé G., Olivry J.C., 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse* **6**(1), 109-117.
- Mahé G., Dray A., Paturel J.E., Cres A., Kone F., Manga M., Cres F.N., Djoulam J., Maiga A., Ouedraogo M., Conway D., Servat E., 2002. Climatic and anthropogenic impacts on the flow regime of the Nakambe River in Burkina Faso. In: *Friend 2002, bridging the gap between research and practice*, (ed. by van Lanen H.A.J. and Demuth S.) (Proc. 4th Int. Conf. on Friend 2002), 69-75, IAHS Publ. no. 274.

- Mahé G., Leduc C., Amani A., Paturel J.E., Girard S., Servat E., Dezetter A., 2003. Augmentation du ruissellement de surface en région soudano sahélienne et impact sur les ressources en eau. In: *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (ed. by Servat E., Najem W., Leduc C. & Shakeel A.) (Proc. Int. Conf. of Montpellier 2003), 215-222, IAHS Publ. no. 278.
- Mahé G., Paturel J.E., Servat E., Conway D., Dezetter A., 2003. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina Faso. Soumis à *J. Hydrol.*
- Makhlouf Z., Michel C., 1994. A two parameter monthly water balance model for French watersheds. *J. Hydrol.* **162**, 299-318.
- Mardia, K., 1971. The effect of non-normality on some multivariate tests and robustness to non-normality in the linear model. *Biometrika* **58**(1), 105-121.
- Milly P.C.D., Dunne K.A., 1994. Sensitivity of the global water cycle to the water holding capacity of land. *J. Clim.* **7**, 506-526.
- Mkankam Kanga F., 2001. Impact of greenhouse gas induced climate change on the runoff of the Upper Benue River (Cameroon). *J. Hydrol.* **252**, 145-156.
- Morel-Seytoux H.J., Fahmy H., Lamagat J.P., 1993. A Composite Hydraulic and Statistical Flow-Routing Method. *Water Resour. Res.* **29**(2), 413-418.
- Moron V., 1994. Variabilité des précipitations en Afrique tropicale au nord de l'équateur (1933-1990) et relations avec les températures de surface océanique et la dynamique de l'atmosphère. Centre de Recherche de Climatologie. Université de Bourgogne. 219 p.
- Moron V., Bigot S., Roucou P., 1995. Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main SST modes (1951-1990). *Int. J. Climatol.* **15**, 1297-1322.
- Moron V., 1997. Trend, decadal and interannual variability in annual rainfall of subequatorial and tropical North Africa. *Int. J. Climatol.* **6**, 785-806.
- Nandakumar N., Mein R.G., 1997. Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *J. Hydrol.* **192**, 211-232.

- Nash J.E., Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I: A discussion of principle. *J. Hydrol.* **10**, 282-290.
- Neilson R.P., Prentice I.C., Smith B., Kittel T., Viner D., 1998. Simulated changes in vegetation distribution under global warming. In: *Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability. Special Report of the IPCC Working Group II* (Eds. By Watson R.T., Zinyowera M.C., Moss R.H.) Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 441-446.
- Nelder J.A., Mead R., 1964. A Simplex method for function minimisation. *The Computer Journal* **7**(4), 308-313.
- New M., Hulme M., Jones P., 1999. Representing twentieth century space-time climate variability. Part I: development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *J. Clim.* **12**(3), 829-856.
- New M., Hulme M., Jones P., 2000. Representing twentieth century space-time climate variability. Part II: development of a 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Clim.* **13**(13), 2217-2238.
- Nicholson S.E., Entekhabi D., 1986. The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* **34A**, 311-348.
- Nicholson S.E., Entekhabi D., 1987. The nature of rainfall variability in equatorial and southern Africa: relationships with SST along the southwestern coast of Africa. *J. Clim. Appl. Met.* **26**, 561-578.
- Nicholson S.E., Nyenzib S., 1990. Temporal and spatial variability of SSTs in the tropical Atlantic and Indian Oceans. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* **42A**, 1-17.
- Nicholson S.E., 1993. An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *J. Clim.* **6**, 1463-1466.
- Nicholson S.E., Kim J., 1997. The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African rainfall. *Int. J. Climatol.* **2**, 117-135.
- Nicholson S.E., Some B., Kone B., 2000. An Analysis of Recent Rainfall Conditions in West Africa, including the Rainy Season of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña Years. *J. Clim.* **13**, 2628-2640.

- Niel H. Paturel J.E., Servat E., 2003. Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *J. Hydrol.* **278**, 213-230.
- NOAA/NMC Development Division, 1988. Documentation of the NMC global model. Rapport technique NOAA/NCEP Environmental Modeling Center, Washington DC., 244 p.
- Olivry J.C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun, Monographie hydrologique N°9, ORSTOM, Paris et MESRES, Yaoundé, Cameroun, 745 p.
- Olivry J.C., Bricquet J.P., Mahé G., 1998. Variabilité de la puissance des crues des grands cours d'eau en Afrique intertropicale et incidence de la baisse des écoulements de base au cours des deux dernières décennies. In: *Water Ressources Variability in Africa during the XXth Century* (ed. by E.Servat, D. Hughes, J.M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98 Conference), 189-197, IAHS Publ. no. 252.
- Ouedraogo M., 1996. Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie-débit autour des années 1970 en Côte d'Ivoire. Mémoire de DEA en Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, 80 p.
- Ouedraogo M., 2001. Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale. Thèse de Doctorat. Université Montpellier II. 257 p.
- Pagney P., Frécaut R., 1983. *Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial*. Masson, Paris, 240 p.
- Paturel J.E., Servat E., Vassiliadis A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data. Case of the GR2M model. *J. Hydrol.* **168**, 111-125.
- Paturel J.E., Servat E., Lubès-Niel H., Delattre M.O., 1997a. Variabilité climatique et analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et centrale non sahélienne. *C.R. Acad. Sci. Paris* **325**, série IIa, 779-782.
- Paturel, J.E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès-Niel, H., Ouedraogo, M., Masson, J.M., 1997b. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part two: an integrated regional approach. *J. Hydrol.* **191**, 16-36.

- Paturol J.E., Servat E., Delattre M.O., Lubes-Niel H., 1998. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrol. Sci. J.* **43**(6), 937-946.
- Paturol J.E., Ouattara F., L'Haour A., Koukponou P., 2001. Évolution du climat au Burkina-Faso au cours de la seconde moitié du XX^{ième} siècle. FRIEND quadriennal meeting, Cape Town, South Africa, March 2002.
- Paturol J.E., Ouedraogo M., Mahé G., Servat E., Dezetter A., Ardoin S., 2003. The influence of distributed input data on the hydrological modelling of monthly river flow regimes in West Africa. *Hydrol. Sci. J.* **48**(6), 881-890.
- Peixoto J.P., Oort A.H., 1983. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In: *Variations of the Global Water Budget*. Reidel. Publ., London, 5-66.
- Peixoto J.P., Oort A.H., 1992. *Physics of Climate*. Springer-Verlag, New York, 520 p.
- Penman H.L., 1956. Evaporation: an introduction survey. *J. Agric. Sci.* **1**, 9-29.
- Perrin C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble. 276 p + annexes.
- Pettitt A.N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Statist.* **28**(2), 126-135.
- PNUD, 1992. *Évaluation hydrologique de l'Afrique sub-saharienne. Pays de l'Afrique de l'Ouest. Rapport de pays : Côte d'Ivoire*. Projet RAF/87/030. Mott Mac Donald International, BCEOM, SOGREAH, ORSTOM.
- Poccard I., 2000. Études diagnostiques de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale. Thèse de Doctorat en Géographie option climatologie, Université de Bourgogne, 236 p.
- Pouyaud B., 1987. Variabilité spatiale et temporelle des bilans hydriques de quelques bassins d'Afrique de l'Ouest en liaison avec les changements climatiques. In: *The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime on the water resources* (Ed. By Salomon S.I., Beran M. & Hogg W.) (Proc. Vancouver symp., august 1987), 447-461, IAHS Publ. no. 168.

- Prudhomme C., Dörte J., Svensson C., 2003. Uncertainty and climate change impact on the flodd regime of small UK catchments. *J. Hydrol.* **277**, 1-23.
- Reynolds C.A., Jackson T.J., Rawls W.J., 1999. Estimating available water content by linking the FAO Soil Map of the World with Global Soil Profile Databases and Pedo-transfer Functions. Proc. AGU 1999 Spring Conference, Boston, MA., May 31-June 4, 1999.
- Riou C., 1975. La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale. Mémoires ORSTOM **80**, 236p.
- Rochette C., 1974. Monographies hydrologiques n°1 : le bassin du fleuve Sénégal, ORSTOM, Paris, 440 p.
- Rodier J., 1964. Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo. Mémoires ORSTOM **6**, 137 p.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U., 1996. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate. Max-Planck Institute for Meteorology, Report No.218, Hamburg, Germany, 90pp.
- Ropelewski C., Halpert M., 1996. Quantifying Southern Oscillation-Precipitation relationships. *J. Clim.* **5**(9), 1043-1059.
- Rosenbrock H.H., 1960. An automatic method for finding the greatest value or least value of a function. *The Computer Journal* **3**, 175-184.
- Ruosteenoja K., Carter T.R., Jylhä K., Tuomenvirta H., 2003. Future climate in world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios. *The Finnish Environment* 644, Finnish Environment Institute, 83 pp.
- Sabatier R., Lebreton J.D., Chessel D., 1989. Principal Component analysis with instrumental variables as a tool for modelling composition data. In: *Multiway data analysis* (ed. by Coppi R. & Balasco S.), North Holland, Amsterdam, 341-352.
- Saporta G., 1990. *Probabilités, analyse des données et statistiques*. Ed. Technip, 493 p.
- Saxton K.E., Rawls W.L., Rosenberg J.S., Papendick R.I., 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **50**, 1031-1036.
- Schubert S., Rood R., Pfaendtner J., 1993. An assimilated dataset for Earth Science applications. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **74**, 2331-2342.

- Schubert S., Park C.K., Wu C.Y., Higgins W., Kondratyeva Y., Molod A., Takacs L., Seablom M., Rood R., 1995. A Multiyear Assimilation with the GEOS-1 System: Overview and Results. Rapport technique, NASA DAO, Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, Technical Memorandum 104606, 183 p.
- Semenov M.A, Barrow E.M., 1997. Use a stochastic weather generator in the development of climate change scenario. *Clim. Change* **35**, 394-414.
- Sene S., Ozer P., 2002. Évolution pluviométrique et relation inondations-événements pluvieux au Sénégal. *Bull. Soc. Géogr. de Liège* **42**, 27-33.
- Servat E., 1986. Présentation de trois modèles globaux conceptuels déterministes : CREC5, MODGLO, MOBIDI. ORSTOM, Département F, Unité de Recherche 604.
- Servat E., Dezetter A., 1988. SIMPLE et ROSEN : deux méthodes d'optimisations non linéaire. Théorie et pratique. ORSTOM Montpellier, notice OVNIh1.
- Servat E., Dezetter A., 1991. Selection of calibration objective functions in context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrol. Sci. J.* **36**(4), 307-330.
- Servat E., 1994. ICCARE - Identification et Conséquences d'une variabilité du Climat en Afrique de l'ouest non sahélienne – Présentation du programme. Rapport N°1, ORSTOM, Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Servat E., Paturel J.E., Lubes-Niel H., Kouame B., Travaglio M., Marieu B., 1997a. De la diminution des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale. *C.R. Acad. Sci. Paris* **325**, série IIa, 679-682.
- Servat E., Paturel J.E., Lubes-Niel H., Kouamé B., Ouedraogo M., Masson J.M., 1997b. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part I: Detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire. *J. Hydrol.* **191**, 1-15.
- Servat E., Paturel J.E., Kouame B., Travaglio M., Ouedraogo M., Boyer J.F., Lubes-Niel H., Fritsch J.M., Masson J.M., Marieu B., 1998. Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (ed. by E.Servat, D. Hughes, J.M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98 Conference), 323-337, IAHS Publ. no. 252.
- Smith M., 1992. Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. Report, Land and Water Development Division, UN Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.

- Smith J.B., Hulme M., 1998. Climate change scenarios. In: UNEP Handbook for Climate Change Impact Assessment and Adaptation Studies (Ed. By Burton I., Feenstra J.F., Smith J.B., Tol R.J.S.) Version 2.0, UNEP and Institute for Environmental Studies, Vrije Universiteit, Amsterdam, 464 p.
- Snedecor G.W., Cochran W.C., 1967. *Statistical methods*. 6^{ème} édition, Iowa State University Press, Ames, Iowa.
- Sneyers R., 1975. Sur l'analyse des series d'observations. Note technique N° 143, OMM N°415, Genève, 192 p.
- Spagnoli B., Planton S., Déqué M., Mestre O., Moisselin J.M., 2002. Detecting climate change at the regional scale: the case of France. *Geophys. Res. Let.* **29**(10) doi:10.1029/2001GL014619.
- Spendley W., Hext G.R., Himsforth F.R., 1962. Sequential application of simplex designs in optimisation and evolutionary operation. *Technometrics* **4**, 441-461.
- Sun L. Semazzi F.H.M., Giorgi P., Ogallo L.J., 1999. Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa. 2 simulation of interannual variability of short rains. *J. Geophys. Res.* **104**, 6549-6562.
- Thiebaut J.P., Saos J.L., Bader J.C., 1992. Variation des hauteurs d'eau du fleuve Sénégal de 1986 à 1992. Projet CEE EQUÉSEN, ORSTOM, Dakar, Sénégal, 84 p.
- Thiessen A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Mon. Weather Rev.* **39**(7), 1082-1084
- Thom A.S., Oliver H.R., 1977. On Penman's equation for estimating regional evapotranspiration. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **103**, 345-357.
- Trzaska S., Moron V., Fontaine B., 1996. Global atmospheric response to specific linear combinations of the main SST modes: Part I, numerical experiments and preliminary results. *Ann. Geophys.* **14**, 1066-1077.
- Viner D., Hulme M., 1997. The Climate Impacts LINK Project: applying results from the Hadley Centre's climate change experiments for climate change impacts assessments Climatic Research Unit, Norwich, UK, 17 p.
- von Storch H., Zwiers F., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, U.K., 494 p.

- Vörösmarty C.J., Moore B., Grace A.L., Gildea M.P., Melilo J.M., Peterson B.J., Rasteter E.B., Steudler P.A., 1989. Continental scale models of water balance and fluvial transport – an application to S. America. *Global Biogeochemical Cycles* **3**, 241-265.
- Ward M.N., 1992. Provisionally corrected surface wind data, worldwide ocean-atmosphere surface fields and Sahelian rainfall variability. *J. Climate*. **5**, 454-475.
- Ward M.N, Lamb P.J., Portis D.H., El Hamly M., Sebbari R., 1999. Climate Variability in Northern Africa: Understanding Droughts in the Sahel and the Mahgreb, to appear in « Beyond El Niño-Decadal Variability in the Climate System, Eds by A. A.Mavarra, Springer Verlag, Berlin, 119-146.
- Washington W.M., Meehl G.A., 1996. High latitude climate change in a global coupled ocean-atmosphere-sea ice model with increased atmospheric CO₂. *J. Geophys. Res.* **101**, 12795-12801.
- Wilby R.L, 1997. Non-stationarity in daily precipitation series: implications for GCM downscaling using atmospheric circulation indices. *Int. J. Climatol.* **17**, 439-454.
- Wilby R.L, Wigley T.M.L., 1997. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progr. Phy. Geogr.* **21**, 530-548.
- World Climate Programme, 1998. First WCRP International Conference on Reanalysis. Silver Spring, Maryland, USA, 27-31 October 1997, WMO/TD-N°876.
- World Climate Programme, 2000. Second WCRP International Conference on Reanalysis. Wokefield Park, Reading, UK, 23-27 August 1999, WMO/TD-N°985.
- WMO, 2003. WMO statement on the status of the global climate in 2003: global temperature in 2003 third warmest. Press Releases, WMO N°702.
- Wotling G., Mahé G., Le Barbé L., L'Hôte Y., 1995. Analyse par les vecteurs régionaux de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles liées à la mousson africaine. *Veille Climatique Satellitaire* **52**, 58-73.
- Yapo P.O., Gupta H.V., Sorooshian S., 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *J. Hydrol.* **181**, 23-48.
- Yates D.N., 1997. Approaches to continental scale runoff for integrated assessment models. *J. Hydrol.* **201**, 289-310.

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Figure 1.1 – Carte des précipitations moyennes interannuelles (1951-1989)	-22-
Figure 1.2 – Variations des températures moyennes mensuelles sur la période 1961-1990, pour des stations réparties selon un transect sud-nord.	-25-
Figure 1.3 – Densité de la population en 1995	-33-
Figure 1.4 – Localisation des unités hydrographiques étudiées.	-34-
Figure 1.5 – Carte de situation des 42 stations hydrométriques retenues	-37-
Figure 1.6 – Évolution du nombre de stations sur la période 1950-1998.	-48-
Figure 1.7 – Situation des bassins versants étudiés.	-49-
Figure 1.8 – Grilles de capacité en eau des sols, exprimées en millimètres, cas du Sénégal à Bakel.....	-56-

Chapitre 2

Figure 2.1 – Coupe méridienne schématique de la troposphère en août sur l'Afrique de l'Ouest	-67-
Figure 2.2 – Schéma des principaux composants du système de réanalyses NCEP/NCAR	-72-
Figure 2.3 – Cumul moyen annuel des précipitations observées (notées CRC) et réanalysées (notées NCEP) en Afrique tropicale entre 25° N et 35° S, sur la période 1958-1997	-75-
Figure 2.3 – Cycle saisonnier moyen des précipitations NCEP et observées (notées CRC) pour cinq régions d'Afrique tropicale entre 1968 et 1988.....	-77-
Figure 2.4 – Variabilité pluviométrique interannuelle des réanalyses NCEP et des observations (notées CRC) pour cinq régions d'Afrique tropicale entre 1968 et 1988	-78-
Figure 2.5 – Chronique de la composante principale de l'anomalie standardisée du débit moyen annuel pour les bassins versants du Sénégal, entre 1904 et 1998.	-82-
Figure 2.6 – Variations mensuelles moyennes du géopotential à 1000 hPa sur l'Afrique sur la période 1968-1998.....	-86-
Figure 2.7 – Variations mensuelles moyennes de la vitesse verticale à 400 hPa sur l'Afrique sur la période 1968-1998.....	-87-
Figure 2.8 – Variations mensuelles moyennes de l'eau précipitable sur l'Afrique sur la période 1968-1998.....	-88-
Figure 2.9 – Variations mensuelles moyennes de la vitesse des vents à 925 hPa sur l'Afrique sur la période 1968-1998.....	-89-
Figure 2.10 – Variations mensuelles moyennes des flux de grande longueur d'onde sur l'Afrique sur la période 1968-1998.	-90-
Figure 2.11 – Composite WET-DRY de champs atmosphériques NCEP de l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur la période 1968-1998, en mars-avril (MA)	-91-
Figure 2.12 – Composite WET-DRY de champs atmosphériques NCEP de l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur la période 1968-1998, en août-octobre (ASO)	-93-
Figure 2.13 – Présentation des tableaux sur lesquels est effectué le test de permutation pour les pluies mensuelles.	-102-
Figure 2.14 – Présentation des tableaux sur lesquels est effectué le test de permutation pour les débits moyens annuels.	-103-

Figure 2.15 – Pourcentage de stations déficitaires par rapport à la période de référence 1960-1998.....	-105-
Figure 2.16 – Évolution des indices pluviométriques décennaux de 1960 à 1998 sur les deux fenêtres étudiées.	-106-
Figure 2.17 – Répartition des dates de rupture sur les séries temporelles courtes de pluies annuelles.....	-108-
Figure 2.18 – Localisation des postes présentant une date de rupture dans les séries courtes selon la segmentation de Hubert.	-109-
Figure 2.19 – Représentation cartographique des valeurs de déficits calculées de part et d'autre des dates de rupture entre 1969 et 1971 dans les séries chronologiques de débit moyen annuel.	-114-
Figure 2.20 – Évolution des débits moyens calculés de part et d'autre des différentes dates de rupture identifiées par la segmentation de Hubert, cas du bassin du Sénégal.....	-116-
Figure 2.21 – Évolution des débits moyens calculés de part et d'autre des différentes dates de rupture identifiées par la segmentation de Hubert, cas du bassin du Chari.....	-117-

Chapitre 3

Figure 3.1 – Schéma de fonctionnement de la modélisation pluie-débit employée.....	-127-
Figure 3.2 – Schéma conceptuel du modèle GR2M.....	-129-
Figure 3.3 – Schéma conceptuel du modèle WBM.....	-130-
Figure 3.4 – Répartition des zones d'application des critères de bilan volumique.....	-134-
Figure 3.5 – Grille des points de départ utilisés dans l'espace des paramètres.	-138-
Figure 3.6 – Paramètres X_1 et X_2 optimisés par le modèle GR2M pour le bassin versant du Sénégal à Bakel sur la période 1952-1970.	-140-
Figure 3.7 – Paramètres α et β optimisés par le modèle WBM pour le bassin versant du Sénégal à Bakel sur la période 1952-1970.	-140-
Figure 3.8 – Surface de la fonction objectif pour le Sénégal à Bakel (1952-1970).	-142-
Figure 3.9 – Distributions des critères d'optimisation pour les modèles GR2M et WBM, cas du Sénégal à Bakel sur la période 1952-1970.	-143-
Figure 3.10 – Résultats en terme de meilleurs calages pour l'ensemble des données sur les 42 bassins pour les sous populations de pluie, d'ETP et de WHC.	-147-
Figure 3.11 – Répartition du nombre de bassin selon la longueur de données disponibles.	-149-
Figure 3.12 – Exemple de découpages des périodes de calage/validation pour le Sassandra à Semien, sur la période 1954-1995.....	-150-
Figure 3.13 – Comparaison des critères de Nash moyen obtenus en calage et en validation avec les quatre découpages, pour chacun des deux modèles étudié.....	-152-
Figure 3.14 – Tracés des hydrogrammes observés et calculés en calage et en validation par GR2M pour le bassin versant de la Gambie à Gouloumbo entre 1972 et 1995.....	-155-
Figure 3.15 – Tracés des hydrogrammes observés et calculés en calage et en validation par WBM pour le bassin versant de la Gambie à Gouloumbo entre 1972 et 1995.....	-156-
Figure 3.16 – Tracé de la surface de la fonction objectif pour le Sénégal à Bakel (1971-1987) pour le modèle GR2M.....	-158-
Figure 3.17 – Tracé de la surface de la fonction objectif pour le Sénégal à Bakel (1971-1987) pour le modèle WBM.....	-159-

Figure 3.18 – Représentation des bilans 1 à 6 et du critère de Nash dans l'espace des paramètres [X1, X2] pour le Sénégal à Bakel sur la période 1971-1987 avec le modèle GR2M.....	-162-
Figure 3.19 – Représentation des bilans 1 à 6 et du critère de Nash dans l'espace des paramètres [X1, X2] pour le Sénégal à Bakel sur la période 1971-1987 avec le modèle WBM.....	-164-
Figure 3.20 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur les débits moyens annuels avec le modèle GR2M, pour les quatre bassins versants tests. Les résultats pour le Sénégal à Bakel sont masqués par ceux de la Gambie à Gouloumbo.....	-166-
Figure 3.21 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur le critère de Nash avec le modèle GR2M, pour les quatre bassins versants tests.	-167-
Figure 3.22 – Variation mensuelle de l'erreur relative d'écoulement en fonction de l'erreur relative des précipitations pour le Bandama à Séguékiélé, année 1982.....	-167-
Figure 3.23 – Évolution de la courbe d'erreur relative d'écoulement pour une surestimation de 10 % des précipitations, exemple du Sien à Nafana-Sienso entre 1978 et 1981 ...	-168-
Figure 3.24 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur les débits moyens annuels avec le modèle WBM, pour les quatre bassins versants tests	-169-
Figure 3.25 – Effet des erreurs systématiques de précipitation sur le critère de Nash avec le modèle WBM, pour les quatre bassins versants tests.....	-169-
Figure 3.26 – Fonctionnement du modèle GR2M à l'échelle de la maille	-172-
Figure 3.27 – Fonctionnement du modèle GR2M à l'échelle intra-maille	-173-
Figure 3.28 – Comparaison entre les hydrogrammes issus du mode semi-distribué et du mode global sur une maille du bassin versant de Galougo entre 1972 et 1987	-174-
Figure 3.29 – Cartographie des critères de Nash obtenus en calage avec le modèle GR2M	-179-
Figure 3.30 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en calage sur la période 1971-1987, pour Soukoutali (Sénégal).....	-179-
Figure 3.31 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en calage sur la période 1971-1987, pour Sahr (Chari).	-180-
Figure 3.32 – Cartographie des critères de Nash obtenus en validation avec le modèle GR2M.	-181-
Figure 3.33 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en validation sur la période 1988-1995, pour Batafango (Chari).	-181-
Figure 3.34 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle GR2M en validation sur la période 1988-1995, pour Vialadougou (Sassandra).	-182-
Figure 3.35 – Représentation cartographique du paramètre X_1 calé sur 1971-1987.....	-183-
Figure 3.36 – Représentation cartographique du paramètre X_2 calé sur 1971-1987.....	-183-
Figure 3.37 – Cartographie des critères de Nash obtenus en calage avec le modèle WBM	-184-
Figure 3.38 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle WBM en calage sur la période 1971-1987, pour Daka Saïdou (Sénégal).	-186-
Figure 3.39 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par le modèle WBM en calage sur la période 1971-1987, pour Hellibongo (Chari).....	-187-
Figure 3.40 – Cartographie des critères de Nash obtenus en calage avec le modèle WBM.	-187-
Figure 3.41 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés en validation sur la période 1978-1980 pour Soubre (Sassandra).	-188-
Figure 3.42 – Représentation cartographique du paramètre α calé sur 1971-1987.	-189-
Figure 3.43 – Représentation cartographique du paramètre β calé sur 1971-1987.....	-189-

Figure 3.44 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par les modèles GR2M et WBM sur les périodes de calage (1971-1977) et de validation (1978-1980) pour le Sassandra à Soubre.....	-191-
Figure 3.45 – Comparaison des hydrogrammes observés et calculés par les modèles GR2M et WBM sur les périodes de calage (1971-1987) et de validation (1988-1995) pour la Pende à Gore.....	-191-

Chapitre 4

Figure 4.1 – Schéma du bilan radiatif du système terrestre.....	-197-
Figure 4.2 – Répartition des contributions à l'effet de serre des différents gaz d'origine anthropique.....	-199-
Figure 4.3 – Organisation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat.....	-202-
Figure 4.4 – Structure conceptuelle d'un modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan.....	-206-
Figure 4.5 – Représentation schématique d'un cadre d'évaluation intégrée pour l'étude des changements climatiques d'origine anthropique.....	-210-
Figure 4.6 – Représentation schématique des quatre familles de scénarii.....	-211-
Figure 4.7 – Variations qualitatives des différentes composantes des scénarii SRES.....	-213-
Figure 4.8 – Évolution de la population mondiale selon les quatre familles de scénarii, exprimée en millions d'individus.....	-214-
Figure 4.9 – Émissions anthropiques de CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O et SO ₂ pour les six scénarii SRES A1B, A1FI, A1T, B1, A2 et B2.....	-215-
Figure 4.10 – Concentrations de CO ₂ , N ₂ O et CH ₄ pour les six scénarii SRES A1B, A1FI, A1T, B1, A2 et B2.....	-216-
Figure 4.11 – Projections de la température moyenne mondiale jusqu'en 2100.....	-217-
Figure 4.12 – Superposition des grilles propres à chaque modèle climatique sur la fenêtre étudiée.....	-220-
Figure 4.13 – Superposition schématique des grilles GCM avec les grilles de données observées (grilles CRU à 0,5°x0,5°).....	-222-
Figure 4.14 – Comparaison des cartes de précipitations moyennes annuelles observées agrégées et simulées par les quatre modèles climatiques.....	-226-
Figure 4.15 – Exemple de cartes d'erreurs relatives sur les précipitations moyennes annuelles entre 1990-1998, pour le modèle ECHAM4 avec les scénarii A2 et B2.....	-227-
Figure 4.16 – Comparaison des chroniques d'anomalies annuelles sur la cellule 32LAT04LON, avec les résultats du modèle CSIRO-Mk2 scénario A2 entre 1969 et 1998.....	-229-
Figure 4.17 – Comparaison des chroniques d'anomalies annuelles sur la cellule 38LAT125LON, avec les résultats du modèle NCAR-PCM scénarii A2et A1B entre 1981 et 1998.....	-229-
Figure 4.18 – Cartes de corrélation entre les précipitations mensuelles observées et simulées par le modèle HadCM3, sur la saison des pluies pour la période 1969-1998.....	-232-
Figure 4.19 – Cartes de corrélation entre les précipitations mensuelles observées et simulées par le modèle CSIRO-MK2, sur la saison des pluies pour la période 1969-1998.....	-233-
Figure 4.20 – Précipitations moyennes mensuelles sur la période 1969-1998 pour le modèle HadCM3 scénarii A2 et B2 sur la cellule 35LAT95LON en Côte d'Ivoire.....	-233-

Figure 4.21 – Comparaison des modèles climatiques par rapport aux erreurs relatives moyennes annuelles sur la période 1990-1998. Les lettres indiquent le modèle climatique le plus performant.....	-235-
Figure 4.22 – Comparaison des modèles climatiques par rapport aux coefficients de corrélation calculés sur les mois de la saison des pluies sur la période 1990-1998. Les lettres indiquent le modèle climatique le plus performant	-236-
Figure 4.23 – Comparaison des précipitations moyennes annuelles sur la période 1990-1998 pour le modèle climatique CSIRO-Mk2 entre les observations et les quatre scénarii	-237-
Figure 4.24 – Comparaison des erreurs relatives moyennes annuelles sur la période 1990-1998 pour le modèle climatique CSIRO-Mk2 entre les observations et les quatre scénarii.	-237-
Figure 4.25 – Comparaison des corrélations sur la période 1990-1998 pour le modèle climatique CSIRO-Mk2 entre les observations et les quatre scénarii.....	-238-
Figure 4.26 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission A2.....	-240-
Figure 4.27 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission B2.....	-241-
Figure 4.28 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission A1.....	-241-
Figure 4.29 – Taux de variation des précipitations moyennes annuelles aux différents horizons pour le scénario d'émission B1.....	-242-
Figure 4.30 – Afrique de l'Ouest et Centrale : périodes juin à août et septembre à novembre. Variations des températures et précipitations saisonnières aux horizons 2020, 2050 et 2080, pour chacun des sept modèles climatiques AOGCM testés et pour quatre scénarii d'émissions	-244-
Figure 4.31 – Représentation des variations annuelles aux trois horizons pour une série de précipitations issues du modèle HadCM3-A2 pour la cellule 31LAT93LON (Sénégal)	-251-
Figure 4.32 – Représentation de la série fictive de précipitations annuelles sur la période 2006-2095 pour la cellule 31LAT93LON (Sénégal)	-251-
Figure 4.33 – Représentation de la série de précipitations annuelles corrigées par la méthode des horizons sur la période 2006-2095 pour la cellule 31LAT93LON (Sénégal)	-253-

Chapitre 5

Figure 5.1 – Variations des ETPAno (à gauche) et ETP Horiz (à droite) pour les horizons 2020, 2050 et 2080 par rapport à la moyenne 1966-1995 observée.	-262-
Figure 5.2 – Emplacement des cellules de référence pour l'étude des séries mensuelles issues des scénarii climatiques "Anomalies" et "Horizons".	-263-
Figure 5.3 – Évolution des ETPAno et ETPHoriz annuelles par rapport à l'ETP annuelle observée, sur la cellule 34LAT05LON représentative du Logone.....	-264-
Figure 5.4 – Variations moyennes mensuelles des ETPAno, aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux ETP moyennes mensuelles observées sur la période 1966-1995 pour les cellules 32LAT94LON (Sénégal-Gambie) et 34LAT05LON (Chari).	-264-
Figure 5.5 – Variations moyennes mensuelles des ETPHoriz, aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux ETP moyennes mensuelles observées sur la période 1966-1995 pour les cellules 32LAT94LON (Sénégal-Gambie) et 34LAT05LON (Chari).	-265-

Figure 5.6 – Variations des précipitations Ano (à gauche) et Horiz (à droite) pour les horizons 2020, 2050 et 2080 par rapport à la moyenne 1969-1998 observée.	-266-
Figure 5.7 – Évolution des précipitations Ano et Horiz annuelles par rapport aux précipitations annuelles observées, sur la cellule 32LAT94LON (bassins Sénégal-Gambie).....	-268-
Figure 5.8 – Évolution des précipitations Ano et Horiz annuelles par rapport aux précipitations annuelles observées, sur la cellule 34LAT06LON (bassin du Chari)..	-269-
Figure 5.9 – Variations moyennes mensuelles des précipitations Ano (à gauche) et Horiz (à droite), aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux précipitations moyennes mensuelles observées sur la période 1969-1998 pour la cellule 32LAT94LON (bassins Sénégal-Gambie).....	-270-
Figure 5.10 – Variations moyennes mensuelles des précipitations Ano (à gauche) et Horiz (à droite), aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux précipitations moyennes mensuelles observées sur la période 1969-1998 pour la cellule 34LAT954LON (bassin du Sassandra).....	-271-
Figure 5.11 – Variations moyennes mensuelles des précipitations Ano (à gauche) et Horiz (à droite), aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, comparées aux précipitations moyennes mensuelles observées sur la période 1969-1998 pour la cellule 34LAT06LON (bassin du Chari).....	-271-
Figure 5.12 – Superposition schématique des grilles scénarii climatiques avec les grilles de données observées (grilles CRU à 0,5°x0,5°).	-273-
Figure 5.13 – Évolution des séries chronologiques des débits moyens annuels observés et simulés par GR2M et WBM sous le scénario "Horizons".	-281-
Figure 5.14 – Représentation "boîtes à moustaches" des séries de débits moyens annuels Ano et Horiz simulés par les modèles hydrologiques GR2M et WBM, bassin de Vialadougou (Sassandra).	-283-
Figure 5.15 – Représentation "boîtes à moustaches" des séries de débits moyens annuels Ano et Horiz simulés par les modèles hydrologiques GR2M et WBM, bassin de Gourbassy (Gambie).....	-284-
Figure 5.16 – Représentation "boîtes à moustaches" des séries de débits moyens annuels Ano et Horiz simulés par les modèles hydrologiques GR2M et WBM, bassin de Doba (Logone).	-284-
Figure 5.17 – Représentation cartographique des taux de variation du débit moyen annuel calculés à l'horizon 2020 et exprimés en un pourcentage par rapport au débit moyen annuel observé sur la période 1971-1995.....	-286-
Figure 5.18 – Représentation cartographique des taux de variation du débit moyen annuel calculés à l'horizon 2050 et exprimés en un pourcentage par rapport au débit moyen annuel observé sur la période 1971-1995.....	-288-
Figure 5.19 – Superposition des contours des bassins versants du Sénégal et de la Gambie sur la grille de précipitations Anomalies à l'horizon 2050.	-289-
Figure 5.20 – Représentation cartographique des taux de variation du débit moyen annuel calculés à l'horizon 2080 et exprimés en un pourcentage par rapport au débit moyen annuel observé sur la période 1971-1995.....	-290-
Figure 5.21 – Évolution taux de variations des débits moyens annuels calculés aux trois horizons 2020, 2050 et 2080, pour quatre bassins versants représentatifs de chaque unité hydrographique.....	-292-
Figure 5.22 – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1955), des séries GR2M_Ano pour quatre bassins versants représentatifs de chaque unité hydrographique étudiée pour le cas 1.....	-294-

- Figure 5.23** – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1955), des séries WBM_Ano pour deux bassins versants représentatifs des unités hydrographiques pour le cas 2..... -295-
- Figure 5.24** – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1955), des séries WBM_Ano pour deux bassins versants représentatifs des unités hydrographiques pour le cas 3..... -296-
- Figure 5.25** – Hydrogrammes moyens aux horizons 2020, 2050 et 2080, comparés à celui de référence (1971-1955,) pour Ndjamena (Logone-Chari), représentatif des cas particuliers des séries GR2M_Ano correspondant au cas 3..... -297-

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 1

Tableau 1.1 – Caractéristiques des bassins versants retenus :	-38-
surface en km ² et période d'observation.....	-38-
Tableau 1.2 – Classification des sols selon la capacité de rétention en eau.....	-53-
Tableau 1.3 – Répartition des valeurs de capacité en eau (S) en mm.....	-54-
Tableau 1.4 – Variation décennale (%) d'utilisation des sols exprimée en pourcentage de surface pour le bassin du Nakambé et impact résultant sur la capacité en eau	-57-

Chapitre 2

Tableau 2.1 – Classification par catégorie des principales données de réanalyses du NCEP/NCAR	-73-
Tableau 2.2 – Descriptions des variables et des individus retenus pour l'application de l'ACP.	-81-
Tableau 2.3 – Années prises en compte pour le calcul des composites des paramètres atmosphériques sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur 1968-1998.....	-84-
Tableau 2.4 – Déficits pluviométriques moyens observés par rapport à la date de rupture	-107-
Tableau 2.5 – Identification de rupture sur les séries pluviométriques courtes et variations moyennes de part et d'autre de la rupture associées	-110-
Tableau 2.6 – Répartition des stations retenues par pays et par bassin versant pour la mise en œuvre du test de permutation entre les décennies 80 et 90	-111-
Tableau 2.7 – Probabilité associée au dépassement de la statistique $\hat{\alpha}$ du test de permutation.....	-111-
Tableau 2.8 – Moment présumé de rupture sur les modules.....	-113-
Tableau 2.9 – Moment présumé de rupture sur les séries courtes de modules annuels..	-115-
Tableau 2.10 – Répartition des stations retenues par bassin versant pour la mise en œuvre du test de permutation entre les décennies 80 et 90	-117-
Tableau 2.11 – Résultats associés au dépassement de la statistique du test de permutation entre les décennies 80 et 90 pour les quatre unités hydrographiques.....	-118-

Chapitre 3

Tableau 3.1 – Caractéristiques des 4 bassins versants tests	-138-
Tableau 3.2 – Variation moyenne absolue des paramètres	-141-
Tableau 3.3 – Performances globales du critère d'optimisation sur l'échantillon ;	-143-
Tableau 3.4 – Nombre de calages pour lesquels on observe variation ou non de la fonction objectif par l'utilisation de la procédure Simplex après celle de Rosen.....	-144-
Tableau 3.5 – Résultats en terme de score pour l'ensemble des données sur les 42 bassins pour les sous populations de pluie, d'ETP et de WHC.....	-146-
Tableau 3.6 – Performances de la fonction objectif en terme de calage et de validation pour les quatre découpages.....	-151-

Tableau 3.7 – Pourcentage de bassins pour une augmentation (N1), une diminution (N2) ou une équivalence (N3) de la fonction objectif.	-152-
Tableau 3.8 – Résultats en calage (1971-1987) et validation (1988-1995) pour les quatre bassins versants tests avec le modèle GR2M	-154-
Tableau 3.9 – Résultats en calage (1971-1987) et validation (1988-1995) pour les 4 bassins tests avec le modèle WBM.....	-155-
Tableau 3.10 – Critères d'appréciation du bilan volumique, pour le jeu de paramètres optimum obtenu en calage avec le modèle GR2M	-160-
Tableau 3.11 – Critères d'appréciation du bilan volumique, pour le jeu de paramètres optimum obtenu en calage avec le modèle WBM ; les bilans sont exprimés en mm .	-163-
Tableau 3.12 – Critères de Nash obtenus en calage et en validation pour les modes semi-distribués à l'échelle intra-maille et à l'échelle de la maille	-174-
Tableau 3.13 – Calage-validation du modèle GR2M pour les 42 bassins versants étudiés : valeurs des paramètres X_1 et X_2 , critères de Nash.	-178-
Tableau 3.14 – Calage-validation du modèle WBM pour les 42 bassins versants étudiés : valeurs des paramètres α et β , critères de Nash.	-185-

Chapitre 4

Tableau 4.1 – Liste des AOGCMs recommandés par l'IPCC (IPCC, 2001).....	-208-
Tableau 4.2 – Disponibilité des résultats pour tous les AOGCM selon les scénarii SRES	-218-
Tableau 4.3 – Liste des avantages et inconvénients des modèles climatiques régionaux	-221-
Tableau 4.4 – Liste des avantages et inconvénients des méthodes de downscaling	-221-
Tableau 4.5 – Disponibilité des données pour les quatre modèles climatiques retenus ..	-223-
Tableau 4.6 – Exemple de calculs d'erreur relative pour deux cellules en 1994.	-227-
Tableau 4.7 – Moment présumé de rupture sur les précipitations annuelles observées agrégées entre 1950 et 1998.....	-230-
Tableau 4.8 – Moment présumé de rupture sur les précipitations annuelles issues du HadCM3-A2 entre 1950 et 1998.....	-231-
Tableau 4.9 – Avantages et inconvénients identifiés pour les quatre modèles climatiques étudiés sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale	-246-
Tableau 4.10 – Coefficients de corrélation entre les précipitations moyennes mensuelles observées et celles simulées par les modèles climatiques sur la totalité du globe.....	-248-
Tableau 4.11 – Résultats du tirage aléatoire pour les trois horizons afin de constituer une série fictive entre 2006 et 2095	-252-

Chapitre 5

Tableau 5.1 – Taux de variations (en %) aux horizons 2020, 2050 et 2080 calculés pour les ETP _{Ano} et ETP _{Horiz} sur chaque cellule représentative des bassins versants ; l'ETP moyenne observées est exprimée en 1/10 ^e de millimètres	-263-
---	-------

Tableau 5.2 – Taux de variations moyens (en %) pour les précipitations <i>Ano</i> et <i>Horiz</i> sur les deux zones identifiées	-267-
Tableau 5.3 – Taux de variations (en %) aux horizons 2020, 2050 et 2080 calculés pour les précipitations <i>Ano</i> et <i>Horiz</i> sur chaque cellule représentative des bassins versants ; les précipitations moyennes sont exprimées en millimètres.....	-268-
Tableau 5.4 – Comparaison des critères de Nash obtenus en calage sur la période 1971-1987 et en validation sur les périodes 1988-1995 et "1950-1970" pour les modèles GR2M et WBM.....	-276-
Tableau 5.5 – Répartition des bassins versants selon les situations d'évolution des débits moyens annuels à partir de l'examen visuel des tracés chronologiques sur la période 2006-2095.....	-279-
Tableau 5.6 – Répartition des bassins versants selon les diagrammes dits "boîte à moustaches" des séries de débits moyens annuels <i>Ano</i> et <i>Horiz</i> , simulés par les modèles GR2M et WBM sur la période 2006-2095.....	-282-
Tableau 5.7 – Taux de variation moyen par unité hydrographique de quatre séries de débits moyens annuels simulés à l'horizon 2020, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1971-1995.....	-287-
Tableau 5.8 – Taux de variation moyen par unité hydrographique de quatre séries de débits moyens annuels simulés à l'horizon 2050, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1971-1995.....	-289-
Tableau 5.9 – Taux de variation des précipitations aux horizons 2020 et 2050 pour deux cellules représentatives des bassins du Sénégal et de la Gambie, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1969-1998.....	-290-
Tableau 5.10 – Taux de variation moyen par unité hydrographique de quatre séries de débits moyens annuels simulés à l'horizon 2080, exprimés en pourcentage par rapport à la période de référence 1971-1995.....	-291-

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES ACRONYMES

ACP Analyse en Composantes Principales

AGRHYMET centre régional AGRiculture-HYdrologie-METéorologie –
<http://www.agrhymet.ne/>

AOGCM Atmosphere and Ocean coupled General Circulation Model

ASECNA Agence pour la SECurité et la Navigation Aérienne

ASO trimestre août-septembre-octobre

CCNUCC Conention-Cadre des Nations Unies sur le Changement Climatique

CRC Centre de Recherches en Climatologies – <http://www.u-bourgogne.fr/climatologie/>

CRU Climatic Research Unit – <http://www.cru.uea.ac.uk/>

CSIRO Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation –
<http://www.csiro.au/>

ECHAM ECmwf forecasts model modified and extended in HAMBurg

ECMWF European Centre for Medium range Weather Forecasts – <http://www.ecmwf.org>

EM Équateur Météorologique

ENSO El Niño Southern Oscillation

ETP ÉvapoTranspiration Potentielle

FAO Food and Agriculture Organization – <http://www.fao.org>

FIT Front InterTropical

FRIEND-AOC Flow Regimes from International and Experimantal Network Data – Afrique de l'Ouest et Centrale

GCM General Circulation Model

GES Gaz à effet de serre

GIEC Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

GR2M modèle "Génie Rural, 2 paramètres, Mensuel"

HadCM3 "Hadley Centre Model version 3"

ICCARE Identification et Conséquences d'une variabilité Climatique en AfRIque de l'Ouest et Centrale non sahélienne

IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change – <http://www.ipcc.ch>

IRD Institut de Recherche pour le Développement (ex-ORSTOM) – <http://www.ird.fr>

JEA Jet d'Est Africain

JET Jet d'Est Tropical

LNSO La Niña Southern Oscillations

MA trimestre mars-avril

NCAR National Center for Atmospheric Research – <http://www.ncar.ucar.edu/ncar/>

NCEP National Center for Environmental Prediction – <http://www.ncep.noaa.gov>

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration – <http://www.noaa.gov>

OLR Outgoing Longwave Radiation

OMM / WMO Organisation Météorologique Mondiale

PIB Produit Intérieur Brut

PNUE Programme des Nations Unies pour l'Environnement

SIEREM Système d'Information Environnementale sur les Ressources en Eau et leur Modélisation

SRES Special Report on Emission Scenario

SST / TSM / TSO Sea Surface Temperature / Température de Surface Marine / Température de Surface Océanique

UNESCO United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

WBM Water Balance Model

WHC Water Holding Capacity

ZCIT Zone de Convergence InterTropicale

ANNEXE I :

Redéfinition des fonctions de production des modèles globaux de relation pluie-débit en milieu semi-aride africain.

Ardoin S., Dezetter A., Servat E., Bocquillon C., (2001).

C. R. Acad. Sci., Série IIa, 333(10) 611-616.

REDÉFINITION DES FONCTIONS DE PRODUCTION DES MODÈLES GLOBAUX DE RELATION PLUIE-DÉBIT EN MILIEU SEMI-ARIDE AFRICAIN

Sandra ARDOIN*, Alain DEZETTER, Eric SERVAT, Claude BOCQUILLON
UMR Hydrosociences - BP 5045 - 34032 Montpellier cedex 1 – France
Tel + 33 (0)4 67 14 90 42 – Fax + 33 (0)4 67 14 90 10
*E-mail : ardoin.sandra@msem.univ-montp2.fr

Résumé : Dans les zones semi-arides d'Afrique de l'Ouest, les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) sont souvent difficiles à acquérir, interdisant alors l'utilisation adéquate des modèles conceptuels de relation pluie-débit. L'utilisation de fonctions de production reposant sur la quantité d'eau disponible dans le sol et non sur l'ETP permet de résoudre cette difficulté. Les résultats obtenus soulignent l'intérêt de cette démarche dans de nombreux pays du Sud soumis au même climat.

Mots clés : Afrique de l'Ouest, Modélisation pluie-débit, Évapotranspiration potentielle, Évapotranspiration réelle

Abstract: In semiarid Western Africa regions, potential evapotranspiration (ETP) data are often difficult to collect, preventing from using conceptual rainfall-runoff model. The use of loss functions based on the amount of available water in soil and not on ETP allows to sort out this difficulty. The results underline the interest of this approach in numerous Southern countries which have got the same climate.

Keywords: West Africa, Rainfall-runoff modeling, Potential evapotranspiration, Actual evapotranspiration

Abridged version

Assessment of water resources is very important in semi-arid areas of West Africa. The use of lumped rainfall-runoff modelling to deal with this question often encounters many difficulties due to frequent lacks of data. Among the variables requested by this kind of modelling, the potential evapotranspiration (ETP) is one of the most difficult to get as it needs measurement of many parameters, something often unaffordable in these regions. Furthermore, in lumped models, real evapotranspiration (ETR), which can count for 80-90 % of the water balance, is generally calculated from ETP.

It would then be essential to be able to calculate a value of ETR without taking into account ETP. In these semi-arid regions, submitted to very long dry seasons, it is easy to understand that, anyway, the limiting factor for evapotranspiration will be water available in the soil more than any reference to a potential

climatic demand expressed by ETP. The aim of this study is then to elaborate and test loss functions with no reference to ETP, but only depending of this available water.

Thus three new loss functions for the calculation of ETP are tested and compared with the initial formulation, including a reference to ETP. All of these functions show a main reference to the soil available water, but they also include links with the annual changes of the vegetation (Fig. 1) and with the temporal distribution of daily precipitations.

The structure of the GR3J lumped model developed by CEMAGREF [1] (Fig. 2) is used to carry out all the tests of these loss functions. Automatic calibrations performed with the Nash objective function have been performed for thirteen catchments in the North of Ivory Coast, a region of savannah. Located on the high basins of Niger, Bandama and Sassandra, these catchments ranging from 120 km² to 4700 km² are submitted to a very long dry season (Table I).

The analysis of the results got from the simulations performed with the various loss functions with no reference to ETP shows that their behaviour is really satisfactory: good level of the values of the Nash objective function (Table II) and good reproducing of the dynamics of the hydrographs (Fig. 3). In a very large majority of cases, the use of these new loss functions leads to results which are at least as good as they are with traditional functions referring to ETP.

These results underline the interest of such an approach which has still to be confirmed in

other regions submitted to a similar climate. In agreement with the works performed by Linacre [4] and Eagleman [2] regarding the maximum evaporation, they would actually allow to use rainfall-runoff models in places where available water in the soil is the most important factor regarding ETR and where ETP is not reachable. This is the case for many southern countries in which assessing water resources is however essential for development.

1. Introduction

Dans les pays en voie de développement, dont l'économie repose, généralement, très largement sur le secteur agricole, l'estimation des ressources en eau disponibles se révèle un problème crucial. Les zones semi-arides ne font pas exception, mais elles comportent des spécificités qui rendent cette tâche difficile. Elles sont, pour la plupart, situées dans des pays à faible revenu où les mesures sont rares et difficiles à acquérir. Le développement de la modélisation pourrait être l'une des réponses apportées à cette question. Elle se heurte pourtant souvent à des difficultés inhérentes au manque de séries de données de longueur suffisante à la mise au point des modèles. Parmi ces données, l'évapotranspiration potentielle (ETP), généralement utilisée pour calculer l'évapotranspiration réelle (ETR) qui peut représenter jusqu'à 90% du bilan hydrologique, est l'une des plus difficiles à obtenir pour ces régions, puisqu'elle nécessite la mesure de nombreux paramètres nécessaires à son calcul. L'objectif de ce travail est donc de tester et de valider une approche modélisatrice permettant de s'affranchir de l'ETP dans le calcul de l'ETR en privilégiant la réserve en eau du sol, facteur limitant de l'évapotranspiration dans les zones semi-arides.

2. Données et méthodes

2.1. Données

Sur l'ensemble de la zone étudiée, qui couvre le secteur Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, treize bassins versants ont été choisis au regard des séries de données pluviométriques et hydrologiques disponibles. Situés sur les hauts

bassins du Niger, du Sassandra et du Bandama, ils occupent des superficies comprises entre 120 km² et 4 700 km². Cette zone est soumise à un régime climatique tropical de transition ou climat soudanais, caractérisé par l'alternance d'une seule saison des pluies et d'une longue saison sèche. L'essentiel des données utilisées couvre la période 1968-1986 au pas de temps journalier, les années 1983 et 1984 étant particulièrement sèches sur l'ensemble du territoire ivoirien. La période étudiée se caractérise par une forte variabilité des précipitations annuelles et, en conséquence, par une forte dispersion des lames écoulées. Sur l'ensemble des bassins versants, les coefficients d'écoulements restent très faibles, souvent inférieurs à 10 % (Tableau I).

2.2. Fonctions de calcul de l'ETR

Les mesures d'ETR sont complexes, particulièrement lorsqu'il s'agit de distinguer l'évaporation du sol et la transpiration des plantes, car elles nécessitent des techniques de mesures spécifiques [3].

Trois fonctions de calcul de l'ETR, faisant abstraction d'une référence à l'ETP mais directement liées à la réserve en eau du sol, sont donc testées ici, au travers d'une modélisation, et comparées à la formulation initiale, fonction de l'ETP. C'est cette notion de réserve en eau qui constitue le facteur limitant bien que l'ETR soit la résultante de facteurs liés au sol, à la végétation et au climat. Cette quantité d'eau disponible est estimée à partir du taux de remplissage du réservoir sol, taux défini par le rapport entre le niveau du réservoir et sa capacité maximale de remplissage, première variable calée dans le modèle.

Tableau I. Coefficients d'écoulement (*i* : période d'observation incomplète).**Table I.** Runoff coefficients (*i*: incomplete observation period)

NOM DU BASSIN	SURFACE (km ²)	PERIODE ETUDIEE	COEFF. ECOUL. MIN (%)	COEFF. ECOUL. MAX (%)	COEFF. ECOUL. MOY (%)
Bou à Boron	3 710	1981-1985	1,1 (1983)	9,3 (1985)	5,3
Bandama à Seguekiele	368	1981-1985	1,8 (1983)	11,4 (1985)	6,1
Banifing à Ziemougoula	990	1978-1985(i)	13,0 (1980)	22,2 (1979)	17,8
Bagoé à Kouto	4 700	1968-1985 (i)	4,6 (1983)	21,8 (1969)	12,5
Doundian à Wahire	650	1980-1984	4,9 (1984)	16,4 (1981)	10,8
Douni à Pt. 398	120	1983-1986	7,6 (1986)	22,5 (1985)	13,0
Lafigue à Rte Badikaha	443	1981-1984	4,2 (1983)	16,3 (1981)	10,5
Lokpoho à Namboukaha	772	1983-1985	1,3 (1984)	16,2 (1987)	7,5
Sien à Massadougou	1 510	1981-1986	3,9 (1983)	15,4 (1985)	8,8
Sien à Nafana	1 325	1977-1984	5,4 (1983)	17,0 (1979)	6,7
Solomougou à Ziebatago	615	1983-1986	1,6 (1983)	13,3 (1985)	7,2
Yani à Madji	1 013	1980-1981	2,4 (1983)	10,5 (1981)	7,2
Yoreloro à Kategue	338	1982-1984	1,5 (1983)	5,7 (1986)	3,3

La fonction de production de référence, nommée *GR3prod*, dérive de celle du modèle de base GR3J [1]. Elle est définie comme suit :

$$\text{Si } P' = 0 \text{ alors } \text{ETR} = \text{ETP BV} \times \sqrt{\text{tauxS}}$$

$$\text{Si } P' \neq 0 \text{ alors } \text{ETR} = \text{ETP BV}$$

où P' représente la pluie neutralisée par l'ETP (mm) et où "tauxS" correspond au taux de remplissage du réservoir sol.

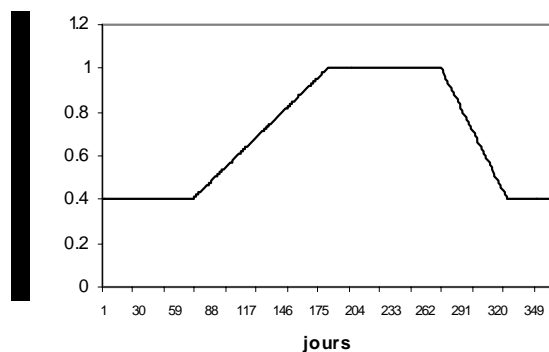


Figure 1. La fonction de pondération ν en fonction du temps.

Figure 1. The weighting function ν as a function of time.

La première fonction de production testée tient directement compte de l'état de la réserve en eau du sol, telle que calculée par le modèle. Nommée *grprod2*, elle est définie par :

$$\text{ETR} = \text{taux S} \times \text{Evap lim}$$

où "Evap lim" est le taux d'évaporation maximum (mm), seconde variable calée dans le modèle. Cette notion d' "Evap lim" est issue des travaux d'Eagleman [2] et Linacre [4],

établissant une relation entre le flux relatif d'évapotranspiration et l'humidité des sols.

La seconde fonction de production testée est une forme pondérée de la précédente. Cette pondération est fonction de la répartition des précipitations P entre le jour et la nuit, telle qu'elle a été observée à partir des données disponibles, et en considérant schématiquement que l'évapotranspiration est essentiellement un phénomène diurne. Nommée *grprodw*, elle est définie par :

$$\text{ETR} = w \times \text{Evap lim} \times \text{taux S}$$

où si $P = 0$ alors $w = 1$ et si $P \neq 0$ alors $w = 0.4$

La troisième et dernière fonction de production fait également intervenir une pondération, qui a été choisie, cette fois, comme fonction de la variation de la couverture végétale. Cette fonction s'appuie sur les considérations de Riou [5], qui distingue plusieurs phases du développement de la végétation au cours de la saison des pluies. Nommée *grprodv*, elle se définit comme :

$$\text{ETR} = \nu \times \text{Evap lim} \times \text{taux S}$$

Où ν varie entre 0.4 (en saison sèche) et 1 (saison humide) selon une fonction asymétrique (Figure 2) liée à la croissance de la végétation de savane arbustive dans le Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire.

2.3. Méthodes

Ces fonctions de productions ont été testées à travers l'algorithme "pluie-débit" GR3J du CEMAGREF [1] qui repose sur deux réservoirs (sol et gravitaire) et un hydrogramme unitaire (Figure 3).

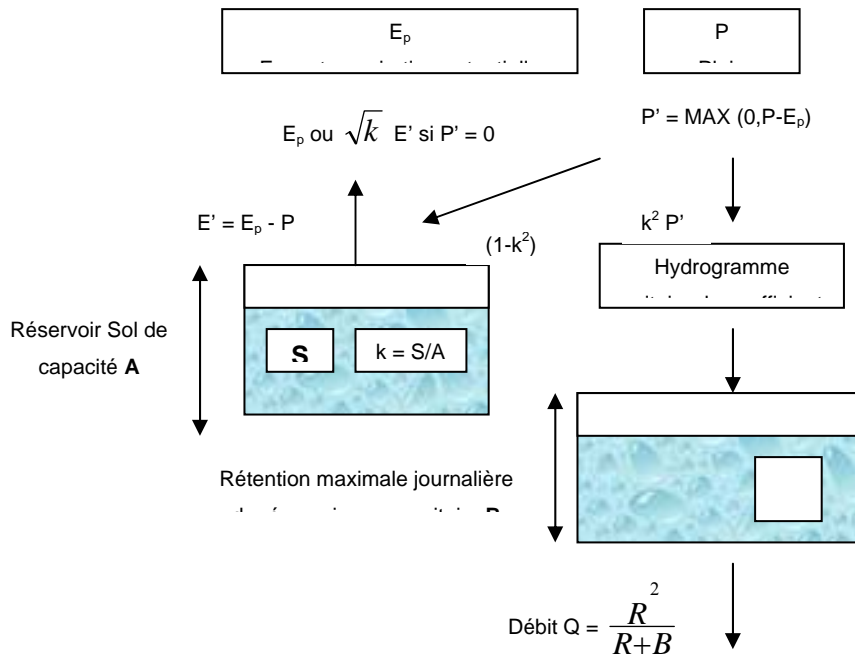


Figure 2. Schéma conceptuel du modèle GR3J du CEMAGREF.
Figure 2. Conceptual diagram of GR3J CEMAGREF's model.

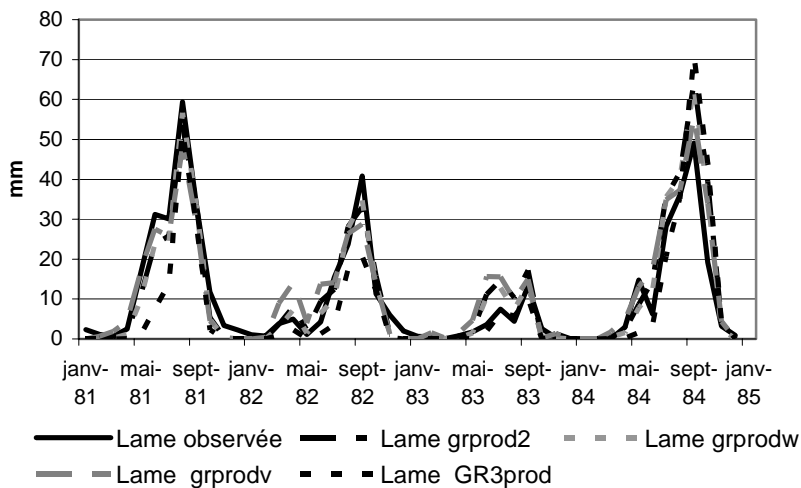


Figure 3. Comparaison des lames mensuelles écoulées et calculées.
Figure 3. Comparison of monthly observed and calculated runoff.

De manière classique, les fonctions de production et de transfert sont relativement indépendantes dans les modèles de type GR. Comme les fonctions de calcul de l'ETR interviennent au niveau de la production, les calages porteront uniquement sur la partie production du modèle. Ces calages consistent à déterminer les jeux de paramètres, en l'occurrence la capacité en eau du sol et le taux d'évaporation maximal, permettant de reproduire le plus fidèlement possible les débits observés.

Les calages ont été réalisés au pas de temps bimestriel, pas de temps établi après une étude des corrélations et auto-corrélations entre la lame mensuelle écoulée et la lame mensuelle

précipitée. La qualité de reproduction des débits observés est mesurée par l'intermédiaire de la fonction critère de Nash :

$$C_L = 1 - \frac{\sum (L_c - L_o)^2}{\sum (L_o - L_{mo})^2}$$

où L_c = lame écoulée calculée (mm), L_o = lame écoulée observée (mm) et L_{mo} = lame écoulée moyenne observée (mm)

Les résultats sont abordés sous un angle analytique (valeur d' "Evap lim", critère de Nash) et un angle graphique (tracés des lames mensuelles écoulées, tracés des ETR-ETP).

Tableau II. Valeurs des critères de Nash bimestriels (en gras, le meilleur critère).
Table II. Values of bimonthly Nash objective function (in bold, the best criterion).

Bassin Versant	Période	<i>GR3prod</i>	<i>grprod2</i>	<i>grprodw</i>	<i>grprodv</i>
Bou	1981-1985	0,768	0,810	0,822	0,769
Bandama	1981-1985	0,805	0,888	0,889	0,905
Banifing	1978-1980	0,708	0,709	0,352	0,572
	1984-1985	0,681	0,026	0,700	0,156
Bagoé	1968-1971	0,324	0,456	0,536	0,381
	1973-1976	0,601	0,581	0,618	0,616
Doundian	1981-1985	0,742	0,625	0,694	0,508
	1980-1984	0,656	0,668	0,714	0,578
Douni	1983-1986	0,523	0,635	0,639	0,605
Lafigue	1981-1984	0,638	0,864	0,894	0,877
Lokpoho	1983-1985	0,988	0,872	0,890	0,840
Sien (Mass.)	1981-1986	0,925	0,657	0,931	0,886
Sien (Naf.)	1977-1984	0,506	0,809	0,665	0,634
Solomougou	1983-1986	0,838	0,904	0,820	0,760
Yani	1980-1981	0,709	0,718	0,758	0,480
Yoreloro	1982-1984	0,302	0,109	0,265	0,079
Moyenne	-	0,688	0,646	0,699	0,603

3. Résultats

3.1. Critères analytiques

Le paramètre "Evap lim" a une valeur moyenne de 17.2 mm/j, à l'issue des calages effectués pour les 3 fonctions de productions testées. Cette valeur moyenne est du même ordre de grandeur que le taux d'évaporation maximal défini par Linacre [4] selon des conditions d'assèchement d'un sol par l'ETR dépendant des conditions d'humidité de ce même sol [2].

Les critères de Nash ont été calculés pour les lames bimestrielles à l'issue du calage des différents algorithmes. Les valeurs des critères sont données dans le tableau II.

L'ensemble des valeurs du critère de Nash montre, quelle que soit la fonction de production utilisée, des résultats satisfaisants, à quelques exceptions près. Pour ces dernières, il semble que les algorithmes utilisés ne répondent pas du tout à la relation pluie-débit étudiée. Dans 13 cas sur 16, l'utilisation d'une fonction de production qui ne fait pas référence à l'ETP donne les meilleurs résultats. Parmi celles-ci, les fonctions *grprod2* et *grprodw* sont les plus performantes, et particulièrement la seconde. La fonction *grprodv* nécessite une réflexion supplémentaire pour aboutir à une meilleure prise en compte du cycle de la végétation.

3.2. Critères graphiques

Outre l'évaluation à l'aide d'un critère numérique, le tracé des lames mensuelles

écoulées permet d'apprécier la qualité des calages réalisés et le fonctionnement du modèle ainsi élaboré. L'allure du critère graphique pour chacun des bassins versants montre que les quatre modèles donnent des résultats sensiblement équivalents.

À titre d'exemple, la figure 3 présente les résultats du Lafigue à Route de Badikaha. L'ensemble des modèles y donne un calage satisfaisant ce que traduit la dynamique des écoulements bien retranscrite. On note, cependant, une surestimation des lames écoulées calculées à l'amorce et au plus fort de la saison des pluies. On constate aussi une sous-estimation des lames écoulées calculées en fin de saison des pluies. Au vu de ces tracés, on s'aperçoit mieux des fortes particularités de 1983 et à un moindre degré de 1984. Il est aisé de mesurer le biais important qu'introduisent ces années dans le calage des modèles. La prise en compte de fonctions de production ne faisant pas référence à l'ETP n'altère en rien la restitution des hydrogrammes fournis par les algorithmes, ce qui conforte les résultats obtenus en terme de critères numériques.

Comme pour la fonction de référence, qui prend en compte l'ETP, l'utilisation des formules de calcul de l'ETR donne parfois des oscillations rapides au pas de temps journalier, en particulier dans le cas d'une fonction conditionnelle de type *grprodw*. Le tracé au pas de temps mensuel, plus lisible parce que plus intégrateur, permet de souligner la cohérence des fonctions utilisées avec la réalité du phénomène, en particulier avec la saison

des pluies, le cycle végétatif et la teneur en eau du sol (voir exemple de la figure 4).

4. Conclusion

Dans les régions à climat semi-aride, l'ETR est une composante majeure du bilan hydrique. Son calcul dans les modèles pluie-débit se fait souvent par référence à l'ETP, donnée généralement difficile à obtenir. Partant du principe que, dans ces régions, le facteur limitant était principalement l'eau disponible dans le sol, il était légitime de bâtir et de tester, au sein des modèles conceptuels, des fonctions de production calculant une ETR sans référence à l'ETP. Dans une large majorité des cas, pour les bassins africains étudiés, ces fonctions ont permis d'aboutir à des résultats équivalents, voire même meilleurs en terme d'hydrogrammes reconstitués. Elles présentent, en outre, une qualité de restitution du binôme ETR/ETP tout à fait comparable avec ce qu'elle est classiquement. Ce type d'approche semble donc convenir sous de tels climats. Il

convient, cependant, de généraliser ce résultat en procédant à des essais complémentaires sur d'autres bassins versants. Mais les perspectives ainsi ouvertes sont prometteuses au regard de l'utilisation de tels algorithmes dans les régions (particulièrement nombreuses dans le Sud) où l'ETP est rarement disponible.

Références bibliographiques

- [1] Edijatno, Michel C., Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, *La Houille Blanche*, 2 (1989) 113-121.
- [2] Eagleman J.R., An experimentally derived model for actual evapotranspiration, *Agr. Meteorol.*, 8 (1971) 385-394.
- [3] Kite G., Using a basin-scale hydrological model to estimate crop transpiration and soil evaporation, *J. Hydrol.*, 229 (2000) 59-69.
- [4] Linacre E.T., A simpler empirical expression for actual evapotranspiration rates, *Agr. Meteorol.*, 11 (1973) 451-452.
- [5] Riou, C., Experimental study of potential evapotranspiration (PET) in Central Africa, *J. Hydrol.*, 72 (1984) 275-288.

ANNEXE II :

Redéfinition des fonctions de production des modèles globaux de relation pluie–débit en milieu semi-aride africain.

Ardoin S., Dezetter A., Servat E., Bocquillon C., (2002).

FRIEND 2002—Regional Hydrology: Bridging the Gap between Research and Practice
(Proceedings of the Fourth International FRIEND Conference held at Cape Town, South Africa,
March 2002). IAHS Publ. no. 274, 197–203.

REDÉFINITION DES FONCTIONS DE PRODUCTION DES MODÈLES GLOBAUX DE RELATION PLUIE-DÉBIT EN MILIEU SEMI-ARIDE AFRICAIN

ARDOIN Sandra, DEZETTER Alain, SERVAT Eric, Bocquillon CLAUDE
Maison des Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, 300 avenue Emile Jeanbrau, F-34095
Montpellier cedex, France
e-mail : sandra.ardoin@msem.univ-montp2.fr

Résumé : En zone semi-aride, l'évapotranspiration est un processus important du cycle hydrologique. Sa prise en compte est, donc, essentielle dans le cadre de la modélisation pluie-débit. Afin de valider une approche permettant le calcul de l'évapotranspiration réelle, quatre fonctions de productions sont testées en privilégiant la réserve en eau du sol. Ces tests sont réalisés au moyen du modèle conceptuel GR3J du CEMAGREF, sur treize bassins versants du Nord Côte d'Ivoire. Les résultats obtenus soulignent l'intérêt de cette démarche : les calages effectués sont de bonne qualité et les hydrogrammes sont correctement reconstitués. L'utilisation de fonctions de production, en référence à la quantité d'eau disponible dans le sol, donne des résultats qui sont au moins du même niveau que les formulations utilisées classiquement.

Mots clefs Côte d'Ivoire; évapotranspiration; modélisation pluie-débit; fonctions de production

INTRODUCTION

Classiquement l'évapotranspiration potentielle intervient au sein des fonctions de production des modèles pluie-débit pour déterminer une évapotranspiration réelle. Cependant, l'évapotranspiration potentielle n'est pas une variable mesurée mais le résultat d'un modèle combinant diverses variables climatiques. Son utilisation est essentiellement agronomique et les formules ont souvent été mises au point dans des conditions particulières, à l'échelle de la parcelle, en considérant des couverts végétaux homogènes. L'utilisation de telles données, à l'échelle du bassin versant, qui présente une forte hétérogénéité spatiale, n'est pas forcément pertinente dans le cadre d'une modélisation pluie-débit. C'est pourquoi, l'objectif de cette étude est de tester et de valider une approche permettant de s'affranchir de l'évapotranspiration potentielle dans le calcul de l'évapotranspiration réelle, en privilégiant la réserve en eau du sol.

DONNÉES, MODÈLE ET FONCTIONS DE PRODUCTION

Données

Cette étude concerne 13 bassins versants du Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, choisis au regard des séries de données hydrométriques disponibles et sur lesquels la répartition des postes pluviométriques permet une estimation acceptable de la pluie moyenne sur ces bassins. Les données hydrométriques et pluviométriques sont extraites de la thèse de Dezetter (1991). Ces

données avaient été collectées par l'IRD (ex-ORSTOM) et complétées par les services nationaux de Côte d'Ivoire. Nous disposons également de valeurs moyennes mensuelles d'évapotranspiration potentielle, calculées au moyen de la formule de Penman. Les bassins occupent des superficies comprises entre 120 et 4700 km² et se répartissent sur les hauts bassins du Niger (30%), du Sassandra (15%) et du Bandama (55%). Les données utilisées comme variables d'entrée dans les modèles couvrent la période 1968-1986. Cette période se trouve marquée par deux années exceptionnellement sèches, 1983 et 1984. Par conséquent, les précipitations annuelles y présentent une forte variabilité. Il en va de même pour les lames écoulées correspondantes avec des coefficients d'écoulement qui restent souvent très faibles (Tableau 1).

Tableau 1 Caractéristiques des bassins versants étudiés ((i) : période incomplète).

NOM DU BASSIN	SURFACE (km ²)	PERIODE ETUDIEE	LAME PRECIP. MOY (mm)	LAME ECOULEE MOY (mm)	COEFF. ECOUL. MOY (%)
Bou à Boron	3710	1981-1985	1106	63	5.3
Bandama à Seguekiele	368	1981-1985	1139	77	6.1
Banifing à Ziemougoula	990	1978-1985(i)	1310	231	17.8
Bagoé à Kouto	4700	1968-1985 (i)	1423	180	12.5
Doundian à Wahire	650	1980-1984	1244	141	10.8
Douni à Pt. 398	120	1983-1986	1097	143	13.0
Lafigue à Rte Badikaha	443	1981-1984	1154	127	10.5
Lokpoho à Namboukaha	772	1983-1985	926	77	7.5
Sien à Massadougou	1510	1981-1986	1243	111	8.8
Sien à Nafana	1325	1977-1984	1434	177	6.7
Solomougou à Ziebatago	615	1983-1986	1225	95	7.2
Yani à Madji	1013	1980-1981	1220	94	7.2
Yoreloro à Kategue	338	1982-1984	1117	37	3.3

Le modèle utilisé

Le lien "évapotranspiration réelle-réserve en eau du sol" a été testé au travers de la modélisation conceptuelle de la relation pluie-débit. Le modèle utilisé repose sur le modèle GR3J développé au CEMAGREF (1991). L'architecture de cet algorithme repose sur deux réservoirs et un hydrogramme unitaire (Fig 1). Le réservoir sol (ou sous-modèle de rendement) représente le stock d'eau présent dans le bassin versant et commande la répartition de la pluie nette entre lui-même et le sous-modèle de routage. Il n'a comme seule sortie que le prélèvement occasionné par l'évapotranspiration potentielle. Le sous-modèle de routage est composé de la succession d'un hydrogramme unitaire, qui décrit la propagation des débits depuis leur formation à partir de la pluie nette, et d'un réservoir eau gravitaire, ayant comme unique sortie le débit de la rivière et une loi de vidange du type quadratique. D'après Edijatno et C. Michel (1989), cet ensemble de trois opérateurs semble être le schéma le plus simple pour rendre compte de façon acceptable de la transformation pluie-débit. De manière classique, les fonctions de production et de transfert sont relativement indépendantes dans les modèles GR du CEMAGREF. De ce fait, les calages s'effectuent sur la partie production du modèle, puisque c'est à ce niveau qu'interviennent les fonctions de calcul de l'évapotranspiration réelle.

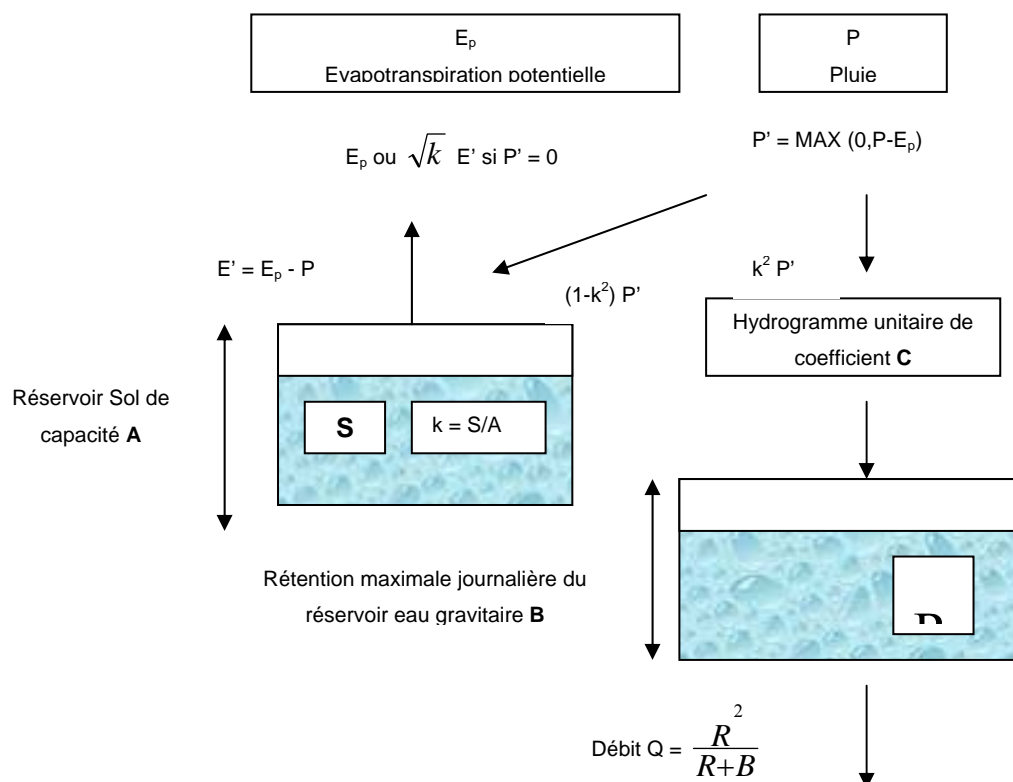


Fig. 1 Schéma conceptuel du modèle GR3J du CEMAGREF.

Fonctions de production

Le développement des techniques scientifiques a permis d'améliorer sans cesse les connaissances sur les termes du bilan hydrique, dont l'évapotranspiration est un terme prépondérant, notamment dans les aspects de gestion des ressources en eau. Par voie de conséquences, l'évapotranspiration réelle est souvent considérée comme le facteur déterminant de la production agricole (Droogers, 2000), car elle correspond à l'évaporation d'un couvert végétal lorsque l'alimentation en eau n'est pas assurée de façon optimale. Ceci constitue un problème complexe car la nature du sol et le type de la végétation interviennent alors au même titre que le climat. Il existe dans la littérature, un très grand nombre de fonctions de production, mais il n'entrait pas dans nos intentions d'en mener une étude exhaustive. Nous en avons donc étudié trois, construites en tenant compte des diverses considérations citées préalablement. Ces fonctions de calcul de l'évapotranspiration réelle, qui font abstraction d'une référence à l'évapotranspiration potentielle mais qui s'appuient sur les disponibilités en eau du sol, sur les variations spatiales du couvert végétal et la répartition des précipitations (Eagleman, 1971; Linacre, 1973; Riou, 1984), sont donc testées ici et comparées à la formulation initiale, fonction de l'ETP.

La fonction de production de référence, nommée *GR3prod*, dérive de celle du modèle de base. Elle est définie comme suit :

$$\text{Si } P' = 0 \quad \text{alors } ETR = ETP \text{ BV} \times \sqrt{\text{tauxS}} \quad (1)$$

$$\text{Si } P' \neq 0 \quad \text{alors } ETR = ETP \text{ BV} \quad (2)$$

Où P' représente la pluie neutralisée par l'ETP (mm) et où "tauxS" correspond au taux de remplissage du réservoir sol.

La première fonction de production testée tient directement compte de l'état de la réserve en eau du sol, telle que calculée par le modèle. Nommée *grprod2*, elle est définie par :

$$ETR = \text{taux S} \times \text{Evap lim} \quad (3)$$

Où "Evap lim" est le taux d'évaporation maximum (mm). Il s'agit, cette fois, d'une variable calée dans le modèle, et directement reliée à l'état de la réserve en eau du sol.

La seconde fonction de production testée est une forme pondérée de la précédente. Cette pondération est fonction de la répartition des précipitations P entre le jour et la nuit telle qu'elle a été observée à partir des données disponibles et en considérant schématiquement que l'évapotranspiration est essentiellement un phénomène diurne. Nommée *grprodw*, elle est définie par :

$$ETR = w \times \text{Evap lim} \times \text{taux S} \quad (4)$$

$$\text{Où si } P = 0 \text{ alors } w = 1 \text{ et si } P \neq 0 \text{ alors } w = 0.4 \quad (5)$$

La troisième et dernière fonction de production fait également intervenir une pondération, qui a été choisie, cette fois, comme fonction de la variation de la couverture végétale en cours d'année. Nommée *grprodv*, elle se définit comme :

$$ETR = v \times \text{Evap lim} \times \text{taux S} \quad (6)$$

Où v varie entre 0.4 (en saison sèche) et 1 (saison humide) selon une fonction asymétrique (Fig 2) liée à la croissance de la végétation de savane arbustive dans le Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire.

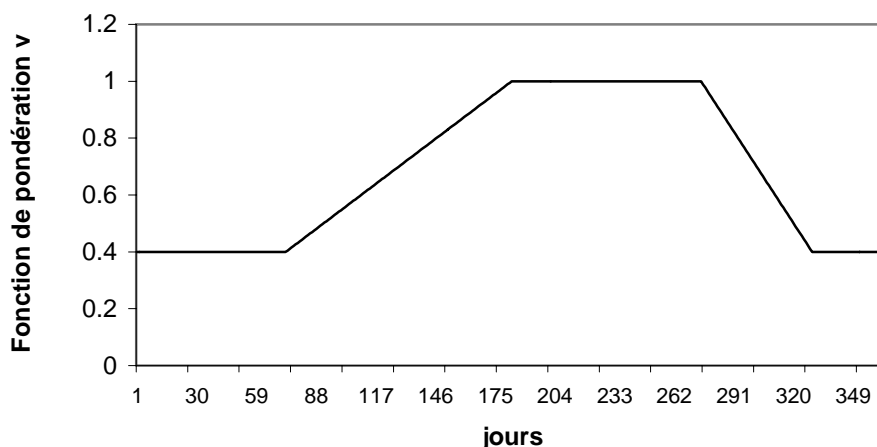


Fig. 2 La fonction de pondération v en fonction du temps.

Ces trois fonctions de production ont été utilisées en phase de calage avec le modèle présenté. Nous disposons, par l'utilisation d'un module d'évaluation systématique, des données permettant d'apprécier les performances de telle ou telle fonction de production.

RÉSULTATS DES CALAGES

Les calages des modèles ont été réalisés au pas de temps journalier, en considérant un décalage bimestriel, décalage établi après une étude des corrélations et auto-corrélations entre la lame mensuelle écoulée et la lame mensuelle précipitée. Cependant, les tracés des lames des hydrogrammes observés et calculés sont effectués au pas de temps mensuel. L'ensemble des valeurs prises par la fonction critère proposée par Nash et Sutcliffe (1970) à l'issue du

calage des différents algorithmes est présenté dans le tableau 2. Plusieurs remarques s'imposent : le critère de Nash varie de 2.6 à 98.8% une interprétation simple des valeurs du critère semble donc difficile. Les faibles valeurs du critère prouvent que les algorithmes choisis (et donc la fonction de production concernée) ne répondent pas à la relation pluie-débit étudiée. Dans 80% des cas étudiés, l'utilisation d'une fonction de production sans référence à l'évapotranspiration potentielle donne de meilleurs résultats, notamment avec les fonctions *grprod2* et surtout *grprodw*.

Tableau 2 Valeurs des critères de Nash bimestriels (en gras, le meilleur critère)

Bassin Versant	Période	<i>GR3prod</i>	<i>grprod2</i>	<i>grprodw</i>	<i>grprodv</i>
Bou	1981-1985	0.768	0.810	0.822	0.769
Bandama	1981-1985	0.805	0.888	0.889	0.905
Banifing	1978-1980	0.708	0.709	0.352	0.572
	1984-1985	0.681	0.026	0.700	0.156
Bagoé	1968-1971	0.324	0.456	0.536	0.381
	1973-1976	0.601	0.581	0.618	0.616
	1981-1985	0.742	0.625	0.694	0.508
Doundian	1980-1984	0.656	0.668	0.714	0.578
Douni	1983-1986	0.523	0.635	0.639	0.605
Lafigue	1981-1984	0.638	0.864	0.894	0.877
Lokpoho	1983-1985	0.988	0.872	0.890	0.840
Sien (Mass.)	1981-1986	0.925	0.657	0.931	0.886
Sien (Naf.)	1977-1984	0.506	0.809	0.665	0.634
Solomougou	1983-1986	0.838	0.904	0.820	0.760
Yani	1980-1981	0.709	0.718	0.758	0.480
Yoreloro	1982-1984	0.302	0.109	0.265	0.079
Moyenne	-	0.688	0.646	0.699	0.603

Si la valeur du critère permet de retenir certaines fonctions de production, l'examen des tracés des séries hydrologiques observées et calculées est un élément d'appréciation supplémentaire permettant de juger de la qualité des hydrogrammes calculés. Dans l'ensemble, l'examen des hydrogrammes observés et calculés donne des résultats équivalents (Fig 3 et 4). Les performances des algorithmes utilisés sont satisfaisantes, notamment en matière de dynamique d'hydrogramme. On note une certaine difficulté à reproduire correctement les étiages avec des lames écoulées sous-estimées en fin de décrue. Les premières crues sont souvent mal reproduites et souvent surestimées. Au vu de ces tracés, on s'aperçoit mieux des difficultés inhérentes au calage sur une courte période exceptionnellement sèche, spécialement observée en 1983 et en 1984. Il est aisé de mesurer le biais important qu'introduisent ces années dans le calage des modèles et l'importance vraisemblable de l'évapotranspiration dans ces régions.

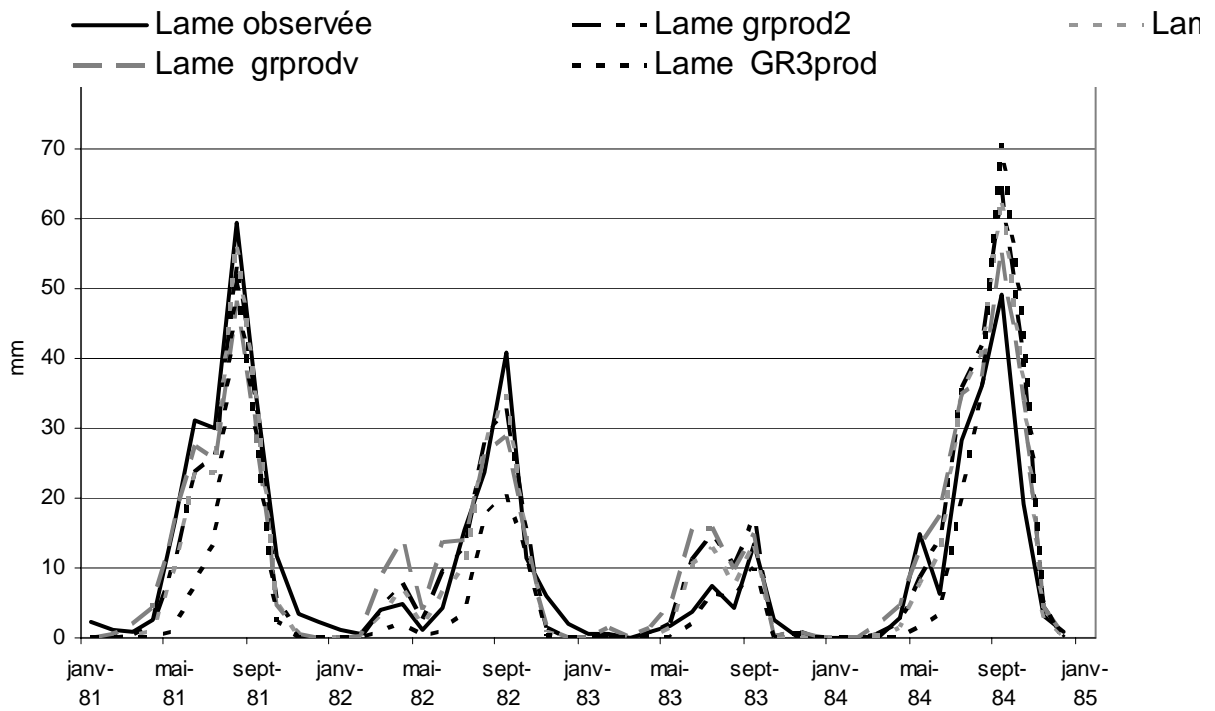


Fig. 3 Comparaison des lames mensuelles écoulées et calculées par les différents modèles, exemple du Lafigue à Route de Badikaha.

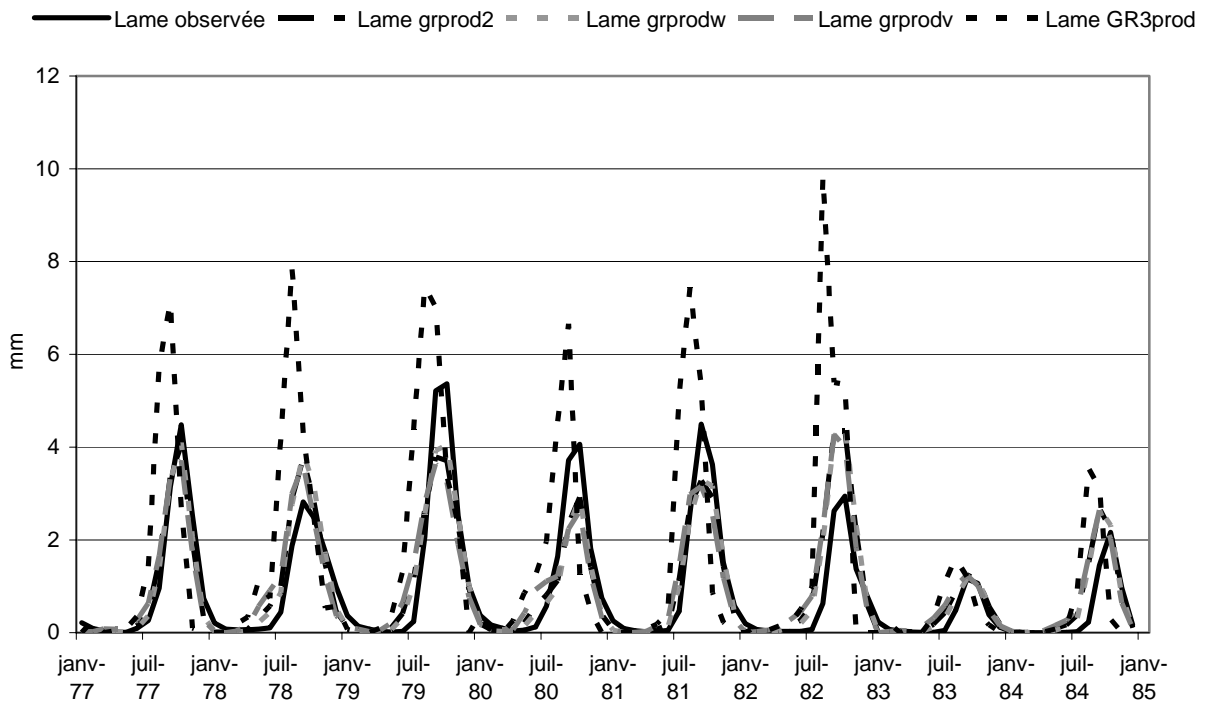


Fig. 4 Comparaison des lames mensuelles écoulées et calculées par les différents modèles, exemple du Sien à Nafana-Sienso.

CONCLUSION

Malgré des difficultés bien connues que présente la modélisation hydrologique en zone semi-aride, notamment en raison de la faible part des ruissellements, de la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations et de la faible disponibilité des observations (en densité et en fiabilité), cette première approche est concluante. Partant du principe que dans ces régions le facteur limitant est principalement la quantité d'eau disponible dans le sol, il était légitime de tester des fonctions de productions ne faisant pas référence à l'évapotranspiration potentielle. La prise en compte de telles fonctions n'altère en rien la restitution des hydrogrammes fournis par les algorithmes, voire les améliore, ce qui conforte les résultats obtenus en terme de critère numérique. Des développements supplémentaires, renforcés par des analyses de sensibilité, viendront prochainement apporter des éléments de justification complémentaires au choix de telles formulations dans ces zones géographiques.

RÉFÉRENCES

- CEMAGREF (1991) *Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux, Première Partie*. CEMAGREF, Division Hydrologie groupement d'Antony.
- Dezetter, A. (1991) Modélisation globale de la relation pluie-débit. Application en zone de savanes soudanaises (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). *Thèse de Docteur-Ingénieur en Mécanique, Génie Mécanique-Génie Civil*. USTL, Montpellier.
- Droogers, P. (2000) Estimating actual evapotranspiration using a detailed agro-hydrological model. *J. Hydrol.* **229**, 50-58.
- Edijatno & Michel, C. (1989) Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*. **2**, 113-121.
- Eagleman, J.R. (1971) An experimentally derived model for actual evapotranspiration. *Agric. Met.* **8**, 385-394.
- Linacre, E.T. (1973) A simpler empirical expression for actual evapotranspiration rates. *Agric. Met.* **11**, 451-452.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models, Part I- A discussion of principle. *J. Hydrol.* **10** : 282-290.
- Riou, C. (1984) Experimental study of potential evapotranspiration (PET) in Central Africa. *J. Hydrol.* **72**, 275-288.

ANNEXE III :

Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest : caractérisation de la situation de la décennie 1990.

Ardoin S., Lubès-Niel H., Servat E., Dezetter A., Boyer J.F., (2003).

Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003), IAHS Publ. no. 278, 223–228.

ANALYSE DE LA PERSISTANCE DE LA SÉCHERESSE EN AFRIQUE DE L'OUEST : CARACTÉRISATION DE LA SITUATION DE LA DÉCENNIE 90.

Sandra ARDOIN, Hélène LUBÈS-NIEL, Eric SERVAT, Alain DEZETTER,
Jean-Emmanuel PATUREL, Gil MAHÉ, Jean-Francois BOYER.
Institut de Recherche pour le Développement, UMR HydroSciences, BP 64501, F-34394
Montpellier cedex 5, France.
e-mail: sandra.ardoin@msem.univ-montp2.fr

Résumé Les enjeux liés à la persistance ou non de la sécheresse sont de première importance pour les pays et les habitants des régions sahéliennes et sub-sahéliennes. L'actualisation des résultats obtenus précédemment est donc un élément de connaissance nécessaire, tant pour évaluer les contraintes environnementales actuelles, que pour gérer de manière optimale une ressource rare. Les bassins du Sénégal, de la Gambie, du Niger et du Sassandra ont été retenus pour cette étude. Les séries pluviométriques ont été analysées en mettant l'accent sur la décennie 90. Au regard des résultats obtenus avec les différentes procédures mises en œuvre, il est raisonnable de penser que les bassins étudiés ont conservé des caractéristiques pluviométriques stables entre les décennies 80 et 90.

Mots clefs Afrique de l'ouest; variabilité pluviométrique; corrélation sur le rang; test de permutation; segmentation de Hubert.

Key words West Africa; rainfall variability; rank correlation test; permutation test; Hubert segmentation method.

INTRODUCTION

Depuis le début de la période de sécheresse actuelle en Afrique de l'ouest, située aux alentours de 1969-1970, peu d'études ont été menées sur la période postérieure à 1990. Aujourd'hui il est possible d'intégrer les données de la décennie 90 afin d'actualiser les résultats obtenus précédemment. Dans un contexte local et régional où les projets de développement économique reposent très largement sur le secteur agricole, l'estimation et la gestion à long terme des ressources en eau sont indispensables, tant pour améliorer la sécurité alimentaire que pour assurer le bon fonctionnement des aménagements réalisés. Les enjeux liés à la persistance ou non de la sécheresse sont, par conséquent, de première importance pour les pays et les habitants de ces régions.

DONNÉES

Une cinquantaine de postes pluviométriques a été retenue. Ils présentent des séries chronologiques de hauteurs précipitées annuelles sur les 40 dernières années et permettent une couverture régulière de la région étudiée, comprise entre 4°N et 17°N de latitude et 3°W et 16°W de longitude (Fig.1). On s'intéresse tout particulièrement aux bassins versants du Sénégal, de la Gambie et du Haut Niger, considérés comme caractéristiques des zones sahéliennes et sub-sahéliennes. Le bassin du Sassandra, également étudié, apporte un élément

de comparaison représentatif de ce qui a été observé récemment en Afrique "humide" (Paturel *et al.*, 1997).

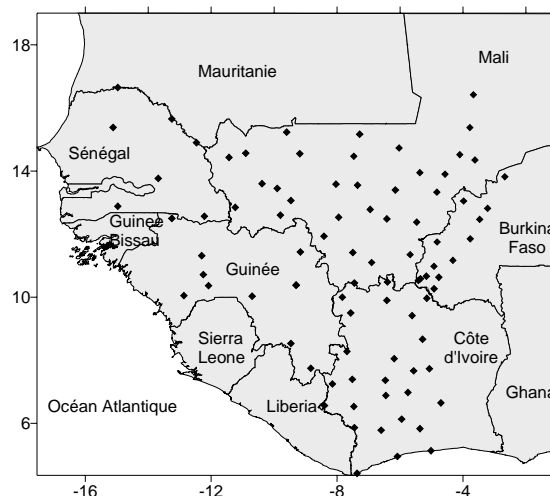


Figure 1. Localisation des postes pluviométriques étudiés.

Figure 1. Location of studied rain gauges.

MÉTHODES

Indices pluviométriques et représentations cartographiques

La période qui va de 1960 à 1995 a été retenue comme période de référence, car commune à tous les postes étudiés et présentant une forte densité d'informations. Sur l'ensemble de cette période et pour chacun des postes étudiés, un indice pluviométrique annuel a été calculé, défini comme une variable centrée réduite (Lamb, 1982) : $(x_i - \bar{x})/s$, avec x_i : pluviométrie de l'année i ; \bar{x} : pluviométrie moyenne interannuelle sur la période de référence; s : écart-type de la pluviométrie annuelle sur la période de référence. Cet indice traduit un excédent ou un déficit pluviométrique pour l'année considérée par rapport à la période de référence choisie. La figure 2 présente une cartographie régionale de la moyenne par quinquennat des indices pluviométriques depuis 1970. On observe que la région est déficitaire dans son ensemble entre 1970 et 1995 et ponctuée de zones excédentaires. Ce caractère déficitaire s'accroît au cours de la décennie 80 et apparaît très marqué entre 1980-1984 au-delà de 10°N; les valeurs des indices y sont très élevées en valeur absolue. La période 1990-1995 apparaît toujours déficitaire, cependant les valeurs des indices sont plus faibles en valeur absolue. Cette représentation cartographique souligne bien le fait que le caractère déficitaire apparu depuis les années 70 se prolonge durant la première moitié de la décennie 90.

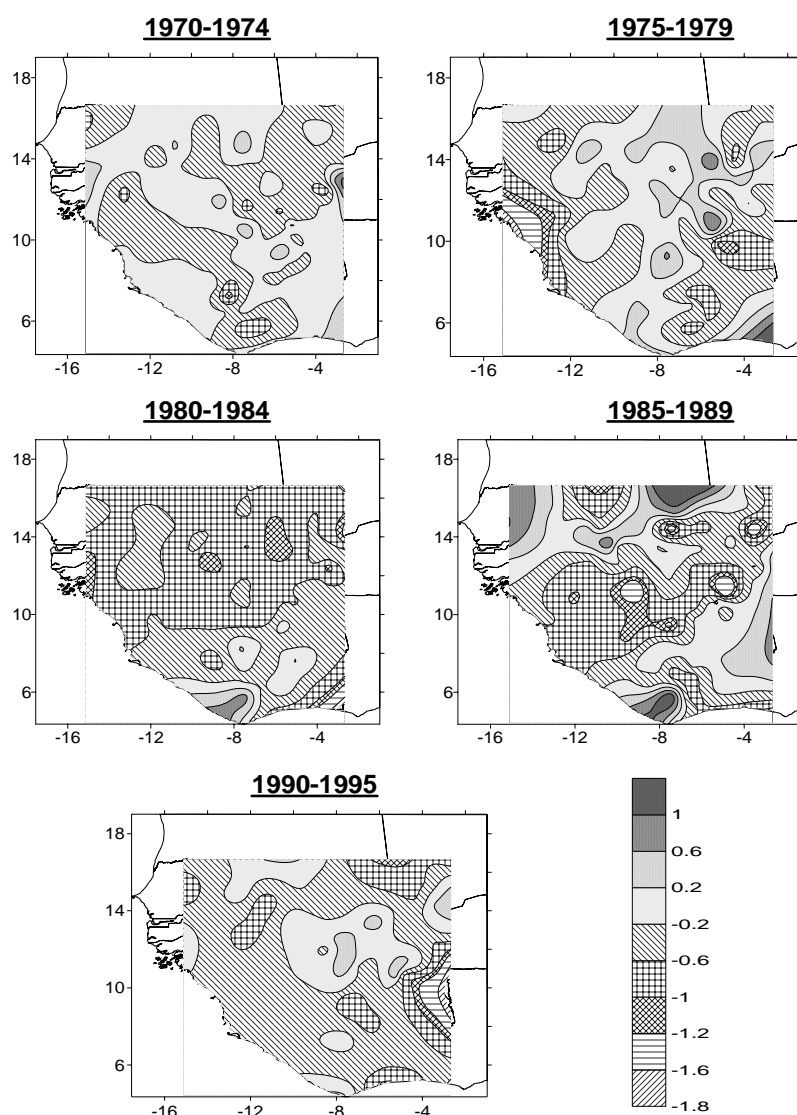


Figure 2. Évolution des indices pluviométriques quinquennaux de 1975 à 1995.
Figure 2. Evolution of five-yearly rainfall index from 1975 to 1995.

Corrélation sur le rang

Ce test vérifie le caractère aléatoire des séries (Kendall & Stuart, 1943), ici les séries des pluies annuelles à partir de 1975. L'hypothèse alternative du test est celle d'une tendance. Toutefois, en présence d'une rupture en moyenne dans la série, le test rejette l'hypothèse nulle sans que l'hypothèse de tendance soit valide. Le test accepte l'hypothèse nulle "la série est aléatoire" pour tous les postes étudiés, quel que soit le risque de première espèce, 10%, 5% et 1%, considéré, à l'exception de la station de Mourdiah (Mali).

Segmentation de Hubert

Cette méthode consiste à découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s) (Hubert *et al.*, 1989) au regard du test de Scheffé (Dagnelie, 1970). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. D'après les auteurs (Hubert *et al.*, 1989), cette procédure de segmentation peut être regardée

comme un test de stationnarité. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, alors l'hypothèse nulle de stationnarité est acceptée.

Cette méthode a donc été appliquée sur les mêmes séries chronologiques utilisées précédemment. Le tableau 1 présente les résultats obtenus. Les valeurs en italiques représentent des segments de 1 ou 2 années, qui correspondent à la fois à un début ou une fin de série avec des valeurs de pluie exceptionnelles. Dans ce cas, il ne s'agit pas de rupture au sens considéré, c'est-à-dire un changement de moyenne. Seules 6 stations sur 54 présentent des ruptures dans leur série. Les ruptures détectées en 1981 et 1982 correspondent à une diminution de la pluviométrie annuelle tandis que celles détectées en 1987 et 1994 correspondent à une augmentation de la pluviométrie annuelle. Les postes concernés se situent tous au nord de 10°N de latitude. Toutefois, les 3 postes pour lesquels le test révèle une augmentation de la pluviométrie annuelle sont relativement isolés les uns des autres (distants de 150 à 800 km) et leurs résultats ne peuvent donc traduire un comportement régional.

Tableau 1. Résultats de la segmentation du Hubert (valeurs en mm).

Table 1. Hubert segmentation method results (values in mm).

Station	Pays	Période	segment 1		segment 2			segment 3			
			Début	Fin	Moyenne	Début	Fin	Moyenne	Début	Fin	Moyenne
<i>Soubre</i>	<i>Côte d'Ivoire</i>	<i>1975-1996</i>	<i>1975</i>	<i>1995</i>	<i>1297</i>	<i>1996</i>	<i>1996</i>	<i>1869</i>			
Faranah	Guinée	1975-1995	1975	1982	1625	1983	1993	1387	<i>1994</i>	<i>1995</i>	<i>1865</i>
Kankan	Guinée	1975-1994	1975	1993	1352	1994	1994	1983			
<i>Kindia</i>	<i>Guinée</i>	<i>1975-1994</i>	<i>1975</i>	<i>1993</i>	<i>1866</i>	<i>1994</i>	<i>1994</i>	<i>2451</i>			
<i>Baguera</i>	<i>Burkina Faso</i>	<i>1975-1999</i>	<i>1975</i>	<i>1996</i>	<i>1130</i>	<i>1997</i>	<i>1998</i>	<i>1461</i>			
Thyou	Burkina Faso	1975-1996	1975	1987	477	1988	1996	602			
Loumana	Mali	1975-1998	1975	1975	1405	1976	1994	960	<i>1995</i>	<i>1998</i>	<i>1183</i>
Kita	Mali	1975-1998	1975	1977	1015	1978	1987	794	1988	1998	986
Mourdiah	Mali	1975-1994	1975	1981	497	1982	1998	337			
Sikasso	Mali	1975-1996	1975	1981	1267	1982	1996	1050			
<i>Bakel</i>	<i>Sénégal</i>	<i>1975-1995</i>	<i>1975</i>	<i>1993</i>	<i>470</i>	<i>1994</i>	<i>1995</i>	<i>645</i>			

Test de permutation

Le test de permutation, présenté par Kazi-Aoual et al. (1995), Khodja et al. (1998), Good (2000), et Lubès-Niel et al. (2001), consiste à définir une statistique dépendant des données de deux périodes et à la comparer à toutes celles obtenues après permutation des observations. La statistique retenue repose sur la formulation du problème qui a été adoptée. Celle-ci s'exprime en termes d'indépendance entre un tableau Y croisant en lignes les années de 1980 à 2000 et en colonnes les indicatrices (1 ou 0) caractérisant l'appartenance (1) ou non (0) de chaque année à la décennie 1980 (1^{ère} colonne) et à la décennie 1990 (2^{ème} colonne), et un tableau X croisant de même, et par station, en lignes les années et en colonnes les totaux mensuels. Ce tableau est établi sur la période de la saison des pluies qui peut être quelque peu variable pour un même bassin d'une station à une autre. Le problème posé revient à étudier l'influence du tableau X sur le tableau Y. En d'autres termes, Y peut-il être expliqué par X ? La relation entre X et Y est étudiée par l'Analyse en Composantes Principales sur Variables Instrumentales (ACPVI) (Sabatier et al., 1989). La statistique tirée de l'ACPVI qui fait l'objet du test est donnée par l'expression : $trace(X(X'X)^{-1}X'YY)/trace(YY)$. L'hypothèse nulle d'indépendance des deux tableaux, c'est-à-dire d'absence de changement entre les deux décennies est rejetée avec un risque α si la probabilité de dépassement de la statistique ci-dessus $\hat{\alpha}$ évaluée au moyen des permutations, est telle que $\hat{\alpha} \leq \alpha$. En pratique, sous

l'hypothèse nulle, Mardia (1971) calcule les valeurs exactes des trois premiers moments de la statistique sans générer la moindre permutation des observations. Kazi-Aoual et al. (1995) approximent ainsi la statistique considérée par une distribution connue, normale, Bêta ou encore Pearson de type III, et calculent ainsi sa probabilité de dépassement $\hat{\alpha}$. En fait, le test est ici utilisé sous sa forme bilatérale, l'hypothèse alternative du changement n'étant pas davantage caractérisée. Ainsi, $\hat{\alpha}$ est comparée à α si $\hat{\alpha}$ est inférieure à 0.5; dans le cas inverse c'est $(1 - \hat{\alpha})$ qui est comparée à α .

Le test a été mis en œuvre sur les stations qui présentent un pourcentage de données manquantes inférieur à 18% sur l'une ou l'autre des deux décennies considérées. Chaque année étant caractérisée par les valeurs mensuelles de la saison des pluies, le taux de 18% ci-dessus correspond au plus à deux années de lacunes sur une décennie. Au-delà de ce taux, le poids des données manquantes est jugé significatif dans l'analyse. Les années pour lesquelles tous les mois de la saison des pluies sont manquants sont supprimées du traitement. Par contre les lacunes isolées ont été remplacées par la moyenne interannuelle du mois considéré. Deux risques de première espèce sont considérés pour le test : 10% et 5%. Le tableau 2 rassemble les résultats obtenus. Pour chacun des bassins Sénégal, Gambie et Haut Niger, l'hypothèse nulle d'absence de changement est rejetée pour seulement quatre stations, quelle que soit l'hypothèse relative à la distribution de la statistique (normale, Bêta ou Pearson III), et quel que soit le risque de première espèce considéré. Pour le bassin du Sassandra, pour lequel très peu de stations ont pu être traitées, étant donné la faible disponibilité de données au-delà de 1996 ou même 1995, l'hypothèse nulle est acceptée.

Tableau 2. Probabilité associée au test de permutation

Table 2. Probability linked with permutation test.

Probabilité associée au dépassement statistique du test $\hat{\alpha}$	Classe	Dénombrement
<1%	Changement très significatif	1
entre 1et 10%	Changement significatif	3
>10%	Pas de changement (série homogène)	33

CONCLUSION

Sur la cinquantaine de stations étudiées, seules trois stations du Burkina Faso et cinq du Mali enregistrent un changement structurel entre les décennies 80 et 90. Au vu des résultats obtenus, il est raisonnable de penser que les bassins étudiés ont conservé des caractéristiques pluviométriques stables entre ces deux décennies, cette stabilité s'appuyant sur les relations existant entre les mois considérés. Il s'avère que, malgré la reprise des pluies en 1985-1986 et 1994, la période 1985-1998 reste déficitaire. La sécheresse semble donc s'être poursuivie en Afrique de l'ouest durant la décennie 1990.

RÉFÉRENCES

- Dagnelie, P. (1970) Théorie et Méthodes Statistiques. Vol.2, *Les presses agronomiques de Gembloux*.
- Good, P. (2000) *Permutation Tests. A practical Guide to Resampling Methods for Testing Hypotheses*. Second Edition, Springer.
- Hubert, P., Carbonnel, J.P., Chaouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de Afrique de l'Ouest, *J. Hydrol.* (110), 349-367.

- Kazi-Aoual, F., Hitier, S., Sabatier, R., Lebreton, J. D. (1995) Refined approximations to permutation tests for multivariate inference. *Computational Statistics & Data Analysis*. **(20)**, 643-656.
- Kendall, S.M. & Stuart, A. (1943) *The advanced theory of statistics*, Charles Griffin Londres. 2^{ème} et 3^{ème} vol. dans l'édition de 1977.
- Khodja, H., Lubès-Niel, H., Sabatier, R., Masson, J. M., Servat, E., Paturel, J. E. (1998) Analyse spatio-temporelle de données pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Recherche d'une rupture en moyenne. Une alternative intéressante : les tests de permutations. *Rev. Statistique Appliquée*. **XLVI(1)**, 95-110.
- Lamb, P.J. (1982) Persistence of Sub-Saharan drought. *Nature*. **(299)**, 46-47.
- Lubès-Niel, H., Séguis, L., Sabatier R. (2001) Etude de stationnarité des caractéristiques des événements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956-1998. *C. R. Acad. Sci.* **(333)**, 645-650.
- Mardia, K. (1971) The effect of nonnormality on some multivariate tests and robustness to nonnormality in the linear model. *Biometrika*. **58(1)**, 105-121.
- Paturel, J.E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès-Niel, H., Ouedraogo, M., Masson, J.M. (1997) Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part two: an integrated regional approach. *J. Hydrol.* **(191)**, 16-36.
- Sabatier, R., Lebreton, J.D., Chessel, D. (1989) Principal Component analysis with instrumental variables as a tool for modelling composition data, In : *Multiway data analysis* (ed. by Coppi R. & Balasco S.), 341-352. North Holland, Amsterdam.

ANNEXE IV :

Analyse de la variabilité des ressources en eau en Afrique de l'ouest sahélienne par modélisation hydrologique à grands pas de temps et d'espace.

Ardoin S., Dezetter A., Servat E., Paturel J.E., Mahé G., Boyer J.F., Dieulin C., (2003)
Conférence Internationale "Hydrologie des régions méditerranéennes
et semi-arides", 1-4 Avril 2003, Montpellier (Poster).

ANALYSE DE LA VARIABILITÉ DES RESSOURCES EN EAU EN AFRIQUE DE L'OUEST SAHÉLIENNE PAR LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE À GRAND PAS DE TEMPS ET D'ESPACE

Ardoin S.¹, Dezetter A.¹, Servat E.¹, Mahé G.², Paturel J.E.², Dieulin C.¹, Boyer J.F.¹

¹ UMR Hydrosciences, IRD, BP 64501, 34394 Montpellier cedex 5, France
² IRD, 01 BP 182, Ouagadougou 01, Burkina Faso.

Dans l'optique d'étudier les impacts de la variabilité climatique sur les régimes hydrologiques, une modélisation pluie-débit a été développée afin de simuler les écoulements pour les décennies à venir. Une quarantaine de bassins de 5 800 à 600 000 km², répartis sur les fleuves Sénégal, Gambie, Sassandra et Logone-Chari ont été retenus pour cette étude. Nous présentons ici la méthode adoptée : détermination des grilles d'entrée les plus performantes et des périodes de calage-validation à retenir.



LA MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT

La modélisation spatialisée pluie-débit permet de régionaliser les lames d'eau mensuelles écoulées à partir de données de pluie, d'ETP et de capacité en eau.

La méthode proposée fait appel à deux modèles conceptuels : le Water Balance Model (WBM) et le modèle GR2M, qui présentent un fonctionnement comparable : fractionnement de la pluie avec production d'un écoulement direct, vidange de réservoirs avec production d'un écoulement lent.

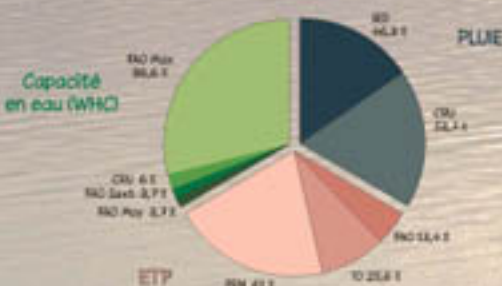


Schéma du fonctionnement de la modélisation pluie-débit employée
 WBC = capacité en eau du sol, ETP = évapotranspiration potentielle, ETR = évapotranspiration réelle.

DÉTERMINATION DE LA COMBINAISON DES DONNÉES D'ENTRÉE À RETENIR

- On dispose de :
- 2 grilles de pluie de sources IRD et CRU (Climatic Research Unit, UK) ;
 - 3 grilles d'ETP notée PEN, TO et FAO ;
 - 4 grilles de capacité en eau de sources CRU et FAO.

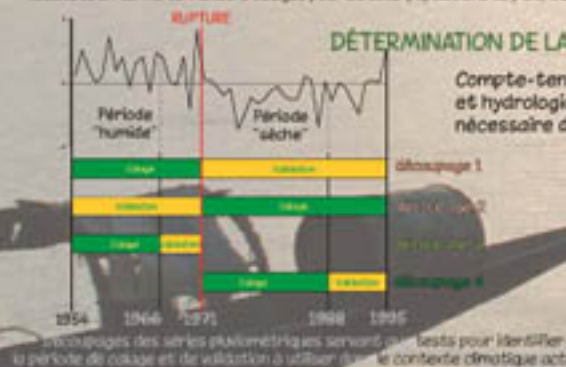
1968 calages, correspondant aux combinaisons "2 modèles x 2 grilles de pluie x 3 grilles d'ETP x 4 grilles de WHC" pour les 41 bassins versants, ont été effectués sur toute la période disponible. Le pourcentage de cas où chaque type de données (ETP, WHC, Pluie) est associé au meilleur calage est calculé. Au vu des résultats, la combinaison "pluie CRU x ETP PEN x WHC FAOmax" est retenue.



Résultats en terme de meilleurs calages pour les sous-populations de pluie, d'ETP et de WHC.

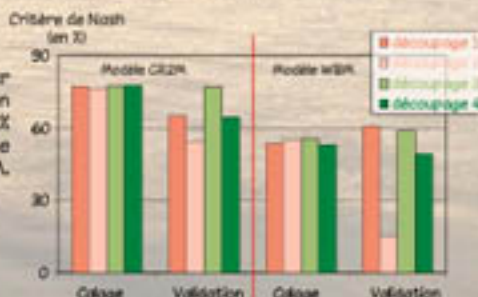
DÉTERMINATION DE LA PÉRIODE DE CALAGE-VALIDATION À RETENIR

Compte-tenu de la sécheresse qui sévit sur la région depuis 1970, la modification des régimes pluviométriques et hydrologiques a un impact non négligeable lors de la procédure de calage. De ce fait, il est apparu nécessaire de caler et valider les modèles sur les périodes dites "humide" et "sèche".



Choix des séries pluviométriques servant aux tests pour identifier la période de calage et de validation à utiliser dans le contexte climatique actuel.

Les performances moyennes du critère pour les 4 séries testées sont équivalentes en calage, le Nash moyen variant de 77 % à 81 % pour le modèle GR2M et de 52-54 % pour le modèle WBM.



Performances moyennes du critère de Nash en calage et en validation, pour les 2 modèles utilisés sur les 41 bassins versants, pour les 4 séries de calage-validation testées.

Une majorité des bassins présente de meilleurs résultats avec calage-validation sur la période "humide" (découpage 3) et calage-validation sur la période "sèche" (découpage 4). Les paramètres optimisés en calage en période humide sont moins bons pour une validation en période sèche (découpage 1), et vice-versa (découpage 2).



Variation du critère de Nash entre les découpages 2 et 4 : calage des bassins avec le modèle GR2M sur la période dite "sèche" (1971-1995).

La combinaison "pluie CRU x ETP PEN x WHC FAOmax" conduit aux valeurs du critère les plus élevées pour la majorité des cas et ce quel que soit le modèle considéré. Cette combinaison est donc retenue pour tous les tests de modélisation. Le calage des séries sur des périodes réduites mais caractérisées par des conditions climatiques particulières semble augmenter les performances de la fonction critère. Dans le contexte actuel, la procédure de calage-validation sur la période "sèche" 1971-1995 semble donc la mieux adaptée pour envisager la simulation des écoulements pour les décennies futures.



ANNEXE V :

The influence of distributed input data on the hydrological modelling of monthly river flow regimes in West Africa.

Paturel J.E., Ouedraogo M., Mahé G., Servat E., Dezetter A., Ardoin S., (2003)

Hydrol. Sci. J., 48(6) 881-890.

THE INFLUENCE OF DISTRIBUTED INPUT DATA ON THE HYDROLOGICAL MODELLING OF MONTHLY RIVER FLOW REGIMES IN WEST AFRICA

J. E. PATUREL, M. OUEDRAOGO, G. MAHE

Institut de Recherche pour le Développement, 01 BP 182, Ouagadougou 01, Burkina Faso

jean-emmanuel.paturel@hydro.ird.bf

E. SERVAT, A. DEZETTER, S. ARDOIN

Institut de Recherche pour le Développement, Hydrologie-Vahyne, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

Abstract: An extensive data collection exercise was undertaken for an area mainly covering Burkina Faso, Côte d'Ivoire and Mali. This exercise led to the development of three gridded monthly rainfall surfaces and three monthly potential evapotranspiration (PET) surfaces. Two semi-distributed hydrological models were used for the analysis. Both models utilize soil data which can be defined as being close to a Soil Water Holding Capacity (SWHC). For this, two gridded data sets were used. When applied to different catchments covering geographically close hydrographical areas, but sometimes with distinct characteristics, the models produced results that varied according to the input data sets, catchment characteristics and model structure. These preliminary results highlight the important influence of the nature and origin of input data for hydrological modelling in Africa.

Key words: hydrological modelling; regional modelling; hydroclimatological data; soil water holding capacity; rainfall; runoff; potential evapotranspiration; West Africa

Influence de la spatialisation des données sur les performances de modèles hydrologiques « pluie-débit » mensuels en Afrique de l'Ouest

Résumé : Un important travail de collecte de données a été entrepris sur une aire qui couvre principalement le Burkina Faso, la Côte d'Ivoire, et le Mali. Cette opération a abouti à l'élaboration de trois grilles de pluie et de trois grilles d'évapotranspiration potentielle (ETP), toutes mensuelles et spatialisées. Deux modèles hydrologiques semi-distribués à pas de temps mensuel ont été utilisés. Ils font tous deux appel à une donnée "sol" que l'on peut définir comme étant proche d'une capacité de rétention en eau du sol. Pour cette dernière, deux grilles de valeurs ont été utilisées. Appliqués à différents bassins versants, couvrant des espaces hydrographiques proches mais parfois bien distincts, les modèles ont donné des résultats qui varient en fonction des grilles de données utilisées, des bassins versants et des modèles eux-mêmes. Ces premiers résultats posent le problème de l'influence de la nature et de l'origine des données d'entrée sur la modélisation hydrologique en Afrique.

Mots clefs : modélisation hydrologique, modélisation régionale, données hydroclimatologiques, capacité de rétention en eau du sol, précipitations, débits, évapotranspiration potentielle; Afrique de l'ouest

INTRODUCTION

The “conceptual lumped models” are sometimes criticized for their simplified representation of the realistic functioning of a catchment and for their use of parameters without physical

meaning and without taking the heterogeneity of a catchment into account (Ambroise, 1999). However, in West and Central Africa, models which require relatively few parameters and easily accessible data sets, have in some cases, produced good results. Therefore, and because of the development of processing tools and of Geographical Information Systems (GIS), a semi-distributed conceptual model has been developed in order to improve understanding of the internal functioning of catchments. Indeed, dividing a catchment into more or less homogeneous spatial units (grid cells) takes into account the environment, as well as the spatial distribution of atmospheric factors affecting runoff.

The work presented here is based on a combination of hydrological and meteorological models based on spatial units of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. This dimension is due to the nature of the available information at a monthly time step, and the important objective of finding a hydrological modelling system, which can be used to estimate possible changes occurring at the regional scale due to climatic variability (Servat *et al.*, 1998; L'Hôte *et al.*, 2002, 2003; Ozer *et al.*, 2003; Paturol *et al.*, 2003).

Data acquisition is not an easy task in Africa where the available information is often sparse or even inadequate, and it is a major task to collect and compile sufficient data to allow the calculation of gridded rainfall series. The aim of this work is to estimate the influence of different gridded data sets on the performance of two rainfall-runoff models evaluated by their capacity to reproduce the observed hydrographs of a number of rivers in West Africa.

MODELS

Two conceptual and monthly time step models were used for this study: the Water Balance Model (WBM), which is a modified version of the balance model defined by Thornthwaite (e.g. Conway *et al.*, 1999), and the "reservoirs" model GR2M of CEMAGREF (Paturol *et al.*, 1995). Each of the models has two parameters. They are not detailed here, but their generic representation is given in Fig. 1.

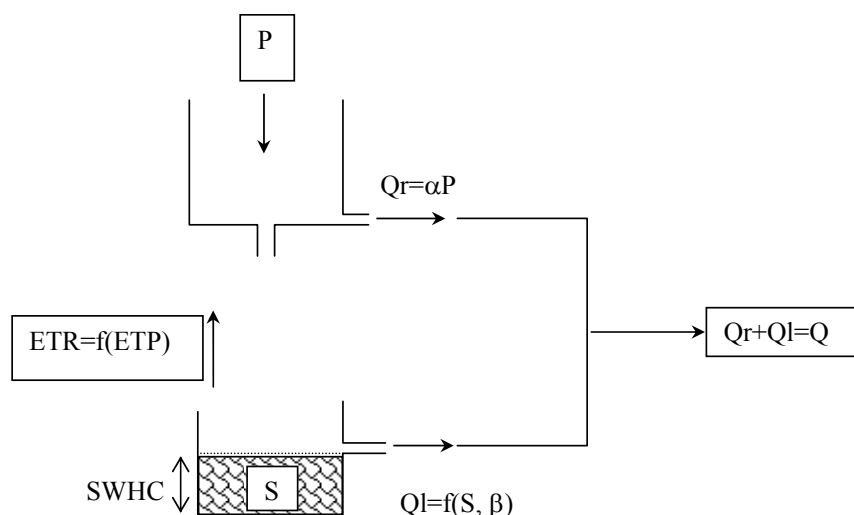


Fig. 1 Generic scheme of functioning of GR2M and WBM models (R, Rain; ET P/R: Potential/Real EvapoTranspiration; SWHC: Soil Water Holding Capacity; Ql/r: delayed/direct flow).

They function in a similar way, although the equations describing them are different:

- one part of the monthly rainfall contributes to the direct flow (parameter α);
- the level of a reservoir, which represents the water supply, changes according to the rainfall and to the potential evapotranspiration, a gradual emptying of this water supply

produces the delayed flow response (parameter β).

These models require rainfall and potential evapotranspiration data as input, and produce runoff data as output, and a variable related to the type of the soil and to the vegetation of the catchment which is similar to a representation of a Soil Water Holding Capacity (SWHC). This value defines the highest storage producing delayed flow. All data, except runoff, are spatially distributed.

By using a distribution of the catchment in regular grid cells ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$), the variations of: (a) the water storage in the soil, (b) the actual evapotranspiration and (c) the runoff are simulated, according to the rainfall, the potential evapotranspiration and the SWHC in the considered grid cell. The total flow at the catchment outlet is obtained by summation of the different grid cell contributions, calculated for each time step, distinct from each other. For a monthly time step, it has not been necessary to integrate a process of transfer between the grid cells.

DATA

Rainfall data

From the databank of the UNESCO AOC FRIEND project, data of 140 raingauges covering the studied area (Burkina Faso, Côte d'Ivoire and Mali) could be used to establish time series of monthly data grid over the 1950–1997 period. The corresponding grid was named TRAVAIL. The Climatic Research Unit (CRU) of the University of East Anglia (Norwich, United Kingdom) provided a grid named CRU obtained from monthly rainfall data from approximately 100 raingauges of the study site for the period 1950–1995 at the same spatial resolution (New *et al.*, 2000). A third grid (CRU-IRD grid) was obtained by extending the CRU set of grid data from approximately 200 additional stations from the data bank of the IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France).

These three grids were inter-compared by applying the Student test of equality of the average samples with a threshold of error of 5%. These comparisons were made for the average annual total of the monthly rainfall over the period 1950–1995. As an example, Fig. 2 shows the results of the comparison between the CRU-IRD and TRAVAIL grids, revealing at places, noticeable differences (the discrepancies are considered to be significant for 298 grid cells over a total of 648). The discrepancies between the CRU grid and other grids are of the same order. Some of the differences are large, depending on the station and on the method of interpolation.

Potential evapotranspiration data (PET)

The assessment method of the potential evapotranspiration described by Penman is surely the most satisfactory one among the methods experienced in the literature.

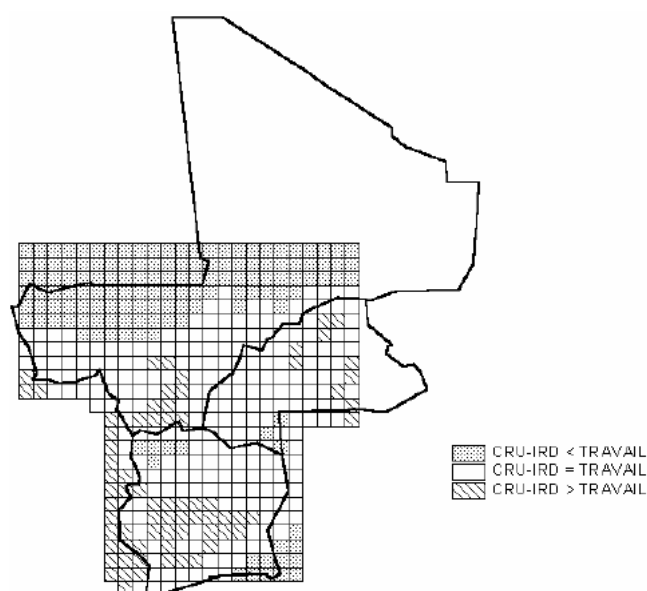


Fig. 2 Comparison of the mean annual rainfall of the CRU-IRD and TRAVAIL rain grids over the period 1950–1995 by application of the Student test at the threshold of 5%.

Based on an objective estimation of the energy balance of the evaporating area, this method incorporates the physical processes by estimating the water exchange between an evaporating surface and the atmosphere. Penman's equation therefore integrates a great number of variables influencing PET (air temperature, insolation, albedo, wind speed, humidity, solar radiation). But it is not easy to use because a great number of measurements must be available and several parameters must be correctly calibrated.

In the scope of this study, three PET grids over the period 1950–1995 were generated using data from New *et al.* (2000). They were made up by using three empirical formulations to estimate PET inspired from the physical processes described by Penman:

- The method described by Thom & Oliver (1977) (TO) is based on the formulation described by Penman. The modifications made in the classical equation aimed at improving the PET determination by consideration of a seasonal effect in the evaluation of some coefficients (Shuttleworth, 1994).
- The method of Penman-Monteith (Smith, 1992) (PM) which is similar to the one described by Penman. This formulation may be more appropriate to the temperate climatic areas.
- The Open Water surface PET (Shuttleworth, 1994) (OW).

The seasonal cycle of the PET (Fig. 3) is well reproduced by the three types of formulation. The PM PET values are lowest and the TO PET highest, except for August and September.

Soil data

The first grid of SWHC used in the models is taken from the FAO's *Digitized Soil Map of the World* (FAO-UNESCO, 1974–1981). The FAO defines the soil units to which SWHC classes are associated. The SWHC classes mainly depend on the granulometric characteristics and on the depth of the soil layer penetrated by roots. The method developed by the FAO to estimate SWHC is based on the standardized soil rooting depth values and on suction limits.

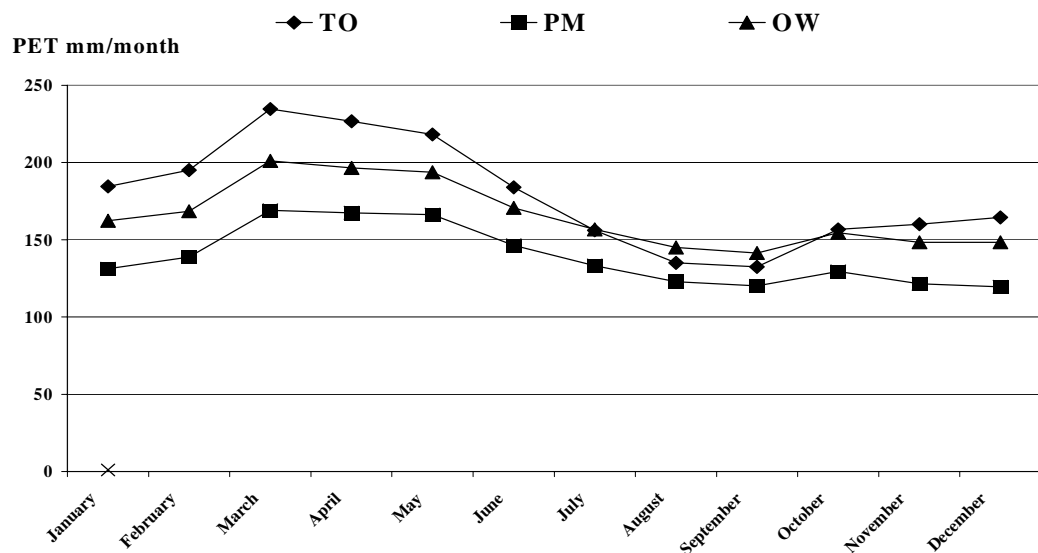


Fig. 3 Comparison of monthly averages of the Thom and Oliver (TO), Penman-Monteith (PM) and Open Water (OW) PET over the period 1950–1995.

Another SWHC grid was obtained from the same soil units map established by the FAO according to another methodology described by Dunne & Willmott (1996) taking into account the type of the vegetal cover to define the plant rooting depth.

The comparison of these grids, illustrated in Fig. 4, clearly show that the values of the FAO grid are globally higher than those of the Dunne & Willmott (1996) grid (in 465 grid cells over a total of 565).

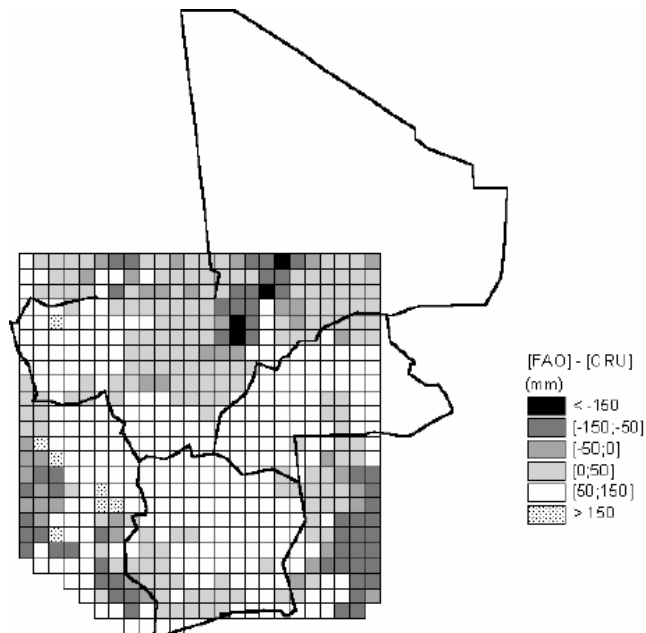


Fig. 4 Differences in the water field capacity between the FAO and the CRU soil grids.

Table 1 Presentation of the selected stations.

Catchment	River	Observing period	Area (km ²)
Samandeni	Mouhoun	1956–1994	4575
Boromo	Mouhoun	1956–1993	58 000
Bada	Bandama	1962–1996	24 075
Semien	Sassandra	1954–1996	29 300
Iradougou	Niger	1962–1996	1990
Douna	Niger	1950–1996	101 600
Koulikoro	Niger	1950–1996	120 000

Studied catchments

Seven gauging stations corresponding to sub-catchments of the Bandama and of the Sassandra (Côte d’Ivoire), of the Niger (Mali and Côte d’Ivoire) and of the Mouhoun (Burkina Faso) were selected (Table 1). The areas of these catchments range from 2000 km² up to 120 000 km². They were selected according to quantity and quality of available information.

METHODOLOGY

The available time series were divided into two parts of approximately equal length, for calibration and for validation. The samples for calibration start in the moment of establishing a station (1955–1962) and end in the period 1975–1978. The validation periods extend after these dates.

The performances of the calibration and validation of the modelling are measured by the Nash Sutcliffe criterion (equivalent to coefficient r^2 of linear regression) allowing the comparison of the observed and calculated hydrograms:

$$NASH = 100 \left[1 - \frac{\sum_i (Q_o^i - Q_c^i)^2}{\sum_i (Q_o^i - Q_m)^2} \right]$$

with Q_o^i and Q_c^i indicating the observed and calculated flows, respectively, Q_m the observed mean flow over the whole period of observation without any missing data. It should be noted that the closer to 100 the criterion value, the better the model performance.

The calibration of the model’s parameters for each “set” of possible grids ($3 \times 3 \times 2 = 18$ possibilities for each catchment) was then performed. A set of optimal parameters was therefore obtained, according to the Nash Sutcliffe criteria, for each set of data grids. This set of optimal parameters was then validated for the set of data grid corresponding to its calibration, but also the other 23 other grid combinations.

RESULTS

The study of the results show noticeable differences between catchments. Tables 2 and 3 bring together some results obtained for a given catchment: the best grid–model combinations and the corresponding values of Nash Sutcliffe coefficient.

Table 2 Synthesis of the best grid–model combinations and corresponding values of the Nash Sutcliffe coefficient in calibration.

Catchment	Model	Rainfall grid	PET Grid	Soil data grid	Nash Sutcliffe value
Samandeni	GR2M	TRAVAIL	TO	FAO	84
	WBM	CRU-IRD	OW	FAO	68
Boromo	GR2M	CRU-IRD	TO	FAO	78
	WBM	CRU-IRD	OW	FAO	3
Bada	GR2M	TRAVAIL	TO	FAO	81
	WBM	TRAVAIL	OW	FAO	69
Semien	GR2M	CRU	TO	FAO	89
	WBM	CRU	TO	FAO	46
Iradougou	GR2M	CRU-IRD	TO	FAO	81
	WBM	CRU	OW	FAO	85
Douna	GR2M	CRU-IRD	TO	FAO	70
	WBM	TRAVAIL	OW	FAO	3
Koulikoro	GR2M	CRU-IRD	TO	FAO	84
	WBM	CRU	OW	FAO	88

Table 3 Synthesis of the best grid–model combinations and corresponding values of the Nash Sutcliffe coefficient in validation.

Catchment	Model	Rainfall grid	PET Grid	Soil data grid	Nash Sutcliffe value
Samandeni	GR2M	TRAVAIL	TO	FAO	41
	WBM	CRU	OW	FAO	28
Boromo	GR2M	TRAVAIL	OW	CRU	68
	WBM	CRU	TO	FAO	40
Bada	GR2M	TRAVAIL	TO	FAO	62
	WBM	TRAVAIL	OW	FAO	18
Semien	GR2M	TRAVAIL	TO	FAO	90
	WBM	CRU	PM	CRU	44
Iradougou	GR2M	TRAVAIL	TO	FAO	82
	WBM	TRAVAIL	OW	FAO	78
Douna	GR2M	CRU-IRD	OW	FAO	-13
	WBM	CRU	TO	FAO	40
Koulikoro	GR2M	CRU-IRD	TO	FAO	65
	WBM	CRU-IRD	OW	FAO	66

As for calibration and for the studied catchments, the following conclusions are observed:

- GR2M model generally seems to fit better than WBM model: the maximum Nash Sutcliffe coefficient ranges from 70 to 89 for GR2M, while it ranges from 3 to 88 for WBM;
- The CRU-IRD rain grid generally gives better results with the GR2M model. In the case of the WBM model, it is the CRU rain grid which gives better results;
- The TO PET grid is the one which leads to better results for the GR2M model, while in the case of the WBM model the OW PET grid appears most often as the best one. On the other hand, the PM PET grid does not prove to be satisfactory;
- The FAO soil grid gives, in all cases, the best results.

The following conclusions regarding validation can be drawn:

- With the exception of the Douna catchment, GR2M model gives better results than the WBM model: the maximum Nash Sutcliffe coefficients range from 41 to 90 for GR2M (value of Douna excluded) while they range from 18 to 78 for WBM;
- The TRAVAIL rain grid gives better results for the GR2M model. For the WBM model, it is the CRU rain grid which gives better results;
- The TO PET grid gives the best results for the GR2M model, while for the WBM model,

the OW PET grid is more satisfactory. As a general rule, the PM PET grid does not lead to acceptable results;

- The FAO soil grid gives the best results.

When comparing the different results in calibration and in validation, it can be noticed that:

- The values of the Nash Sutcliffe coefficient for validation are lower than the values for calibrations, except for four cases (Semien and Iradougou–GR2M Model and Boromo and Douna–WBM Model);
- In four cases (Samandeni, Bada and Koulikoro–GR2M and Bada–WBM) out of 14 possible cases, the same grids are the best for both calibration and validation. In all other cases, the best grids are different;
- The WBM model seems to better adapt to the data related to the catchment of the river Niger than to the catchments of the rivers Volta, Bandama and Sassandra.

COMMENTS

For the selected catchments, models and modelling time step, this work highlights rather surprising results, difficult to explain *a posteriori*.

The CRU–IRD rain grid (9 situations—all models put together) does not give results better than the CRU rain grid (8 situations—all models put together) even though it should be closer to local rainfall conditions since it integrates a more dense rain gauge network.

The PET concept, where the limiting factor, especially during the dry seasons, is first of all the available water in the soil, is probably not adequately described in each of these models. It would certainly be good to reconsider its formulation for river modelling at a monthly time-step (Ardoin *et al.*, 2001). The GR2M model seems to be more robust than the WBM model. Its algorithm is relatively simpler and it produces better results for both calibration and validation than the WBM model: the Nash Sutcliffe coefficient values are generally higher for GR2M than for WBM and, particularly, their range of variation is more limited. Only the Niger catchment in Douna seems to raise some problems of applicability considering this algorithm.

The values of the parameters obtained for each catchment are significantly different, and it would probably be difficult to regionalize them. Bearing in mind the selected catchments, the available data, the results obtained, it appears advantageous to use the GR2M model with the TRAVAIL rain grid, or even the CRU IRD rain grid, in order to build and use a processing chain of calibration and of validation. Further, the TO PET grid for the potential evapotranspiration and the FAO grid for the soil data can be recommended.

CONCLUSION

From the available rainfall data bank (about 300 stations covering the whole studied area), it was possible to build distributed rainfall time series. The raingauge selection and the interpolation methods used to generate this information were not the same in each case and led to grids, which are statistically different from each other. According to the modelling results, the criterion of quantity of information does not seem to be the only one to choose the best grid: actually, the grids built using the largest quantity of information do not necessarily give the best results from the viewpoint of rainfall–runoff modelling.

The PET grids are obtained from the same climatic variables and from the same method of interpolation, but by applying three different formulae to estimate the potential evapotranspiration. The PET grids prove to give more or less different results from one to the others, even the seasonal cycle of the PET is well reproduced.

The FAO soil grid based on the hydrological concepts and not on the agronomic ones, contrary to the Dunne & Willmott (1996) soil grid, clearly gives the best results for all the selected models and catchments. The GR2M model seems to be more robust than the WBM; for six catchments out of seven, it produces better results.

Other investigations on many other sub-catchments of Niger showed that, depending on the rain data set used, it is possible to get identical values of Nash Sutcliffe criterion, but different values of annual correlation coefficient with discharges. These correlations could be improved from 10% to 40% by substituting the CRU rain grid by the CRU-IRD grid. The choice of the “optimum” grids is not the same for different optimisation criteria; the correlation coefficient, or the Nash Sutcliffe criterion.

It should be noted that the climatic variability undergone by West Africa was not specifically taken into consideration. But, this phenomenon might have an influence on the parameters of the models' calibration. However, within the framework of this work, the scope was to examine the influence of the data and their spatial distribution on the results of hydrological modelling of large basins.

Actually, in the present case, it clearly appears that the choice which could be made regarding the input data will have consequences on the quality of the rainfall–runoff relationship modelling. The sensitivity, to the nature and the quality of the data of both studied algorithms here, is therefore emphasized.

The inadequacy of a reference to a calculated PET is clearly shown in these regions where the limiting factor, especially during the dry seasons, is first of all the availability of water in the soil. Evapotranspiration, an essential element of the water balance in West Africa, should therefore be explicitly considered within the framework of hydrological modelling.

A comparison of the two rainfall–runoff models confirms the robustness of the GR2M, already found in other studies. A simple model, initially built for temperate regions, shows a good capacity for adaptation in different climatic contexts.

Obviously, within the framework of water resources modelling at a regional scale, besides the choice of rainfall-runoff relationship algorithm, the selection of the databases also has an influence on the quality of the results. The criteria for selection should not only be linked to the density of the information because other factors, such as homogeneity of the sources and adequacy of the concepts leading to the calculation of some variables, also affect the results.

Future work will examine a wider study area, as well as the use of other hydrological models working at different time steps. This will help to improve the criteria for choosing input data for hydrological modelling at a large or regional scale in the tropical area.

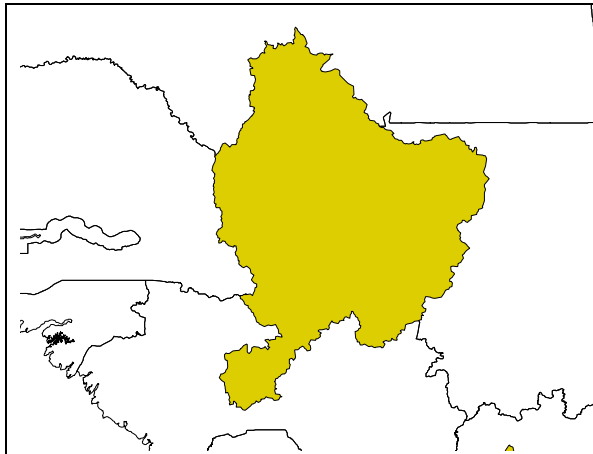
REFERENCES

- Ambroise, B. (1999) La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant—Processus, Facteurs, Modèles. 2nd édition, Ed. *H*G*A*, Bucarest, 200 p.
- Ardoin, S., Dezetter, A., Servat, E. & Bocquillon, C. (2001) Redéfinition des fonctions de production des modèles globaux de relation pluie-débit en milieu semi-aride africain. C. R. Acad. Sci. Paris t. 333, série II a, N° 10: 611–616.
- Conway, D. (1997) A water balance model of the Upper Blue Nile, Ethiopia. *Hydrol. Sci. J.* **42**, 265–286.
- Conway, D. & Jones, P. D. (1999) Assessing the impact of future climatic change on the water resources and the hydrology of the Rio de la Plata basin, Argentina. Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK.
- Dunne, K. A. & Willmott, C. J. (1996) Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *Int. J. Climatol.* **16**, 841–859.
- FAO-UNESCO (1974–1981) Digitized soil map of the world.
- L'Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B. & Triboulet J.-P. (2002) Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrol. Sci. J.* **47**(5) 563–572.
- L'Hôte, Y., Mahé, G. & Somé, B. (2003) The 1990s rainfall in the Sahel: the third driest decade since the beginning of the century. Reply to discussion. *Hydrol. Sci. J.* **48**(3), 493–495.
- New, M. G., Hulme M. & Jones P. D. (2000) Representing 20th century space-time climate variability. II: Development of 1901–1996 monthly terrestrial climate fields. *J. Climate* **13**, 2217–2238.
- Ozer, P., Erpicum, M., Demarée, G. & Vandiepenbeeck, M. (2003) The Sahelian drought may have ended during the 1990s. Discussion of "Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues". *Hydrol. Sci. J.* **48**(3), 489–492
- Patrel, J. E., Servat, E & Vassiliadis, A. (1995) Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data—case of

- the GR2M model. *J. Hydrol.* 168(1–4), 111–126.
- Paturel, J.-E., Ouedraogo, M., Servat E., Mahé, G., Dezetter, A. & Boyer, J.-F. (2003) The concept of rainfall and streamflow normals in West and Central Africa in a context of climatic variability. *Hydrol. Sci. J.* 48(1), 125-138.
- Servat, E., Paturel, J. E., Kouamé, B., Travaglio, M., Ouedraogo, M., Boyer, J. F., Lubès-Niel, H., Fritsch, J. M., Masson, J. M. & Marieu, B. (1998) Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'ouest et centrale. In: *Water Resources Variability in Africa During the XXth Century* (Proc. Abidjan Symp., 1998), 323–338. IAHS Publ. No. 252.
- Shuttleworth, W. J. (1994) Evaporation. In: *Handbook of Hydrology* (ed. by R.D. Maidment), Chapter IV, McGraw-Hill, New York, USA.
- Smith, M. (1992). Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. Report. Land and Water Development Division, FAO, Rome.
- Thom, A. S., & Oliver, H. R. (1977) On Penman's equation for estimating regional evapotranspiration. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **103**, 345–357.

ANNEXE VI

<p>Carte du bassin versant</p>	<p>Unité hydrogr. : Rivière : Station : Latitude : Longitude : Surface : Période :</p>
<p>Calage-validation avec GR2M</p>	<p>Calage-validation avecWBM</p>
<p>Diagramme "boîte à moustaches" des séries GR2M_Ano, GR2M_Horiz, WBM_Ano et WBM_Horiz</p>	<p>Taux d'évolution des débits simulés pour les horizons 2020, 2050 et 2080 sous les scénarii climatiques Anomalies et Horizons</p>
<p>Évolution chronologique des débits moyens annuels simulés par GR2M et WBM sous le scénario climatique <i>Anomalies</i></p>	<p>Évolution chronologique des débits moyens annuels simulés par GR2M et WBM sous le scénario climatique Horizons</p>



Unité hydrogr. : Sénégal

Rivière : Sénégal

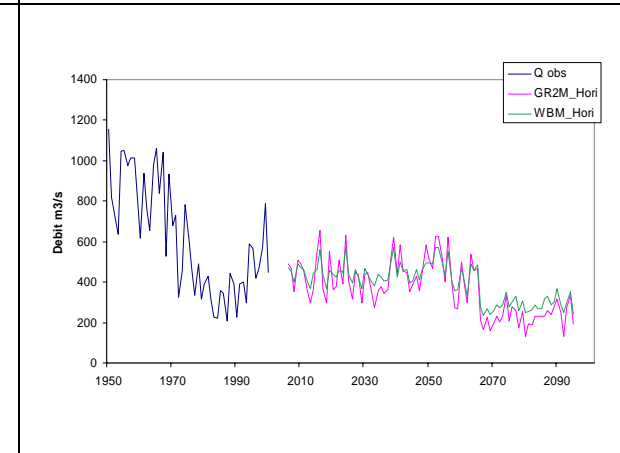
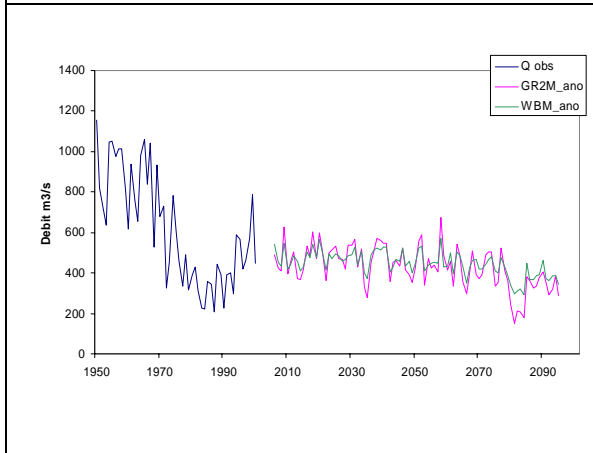
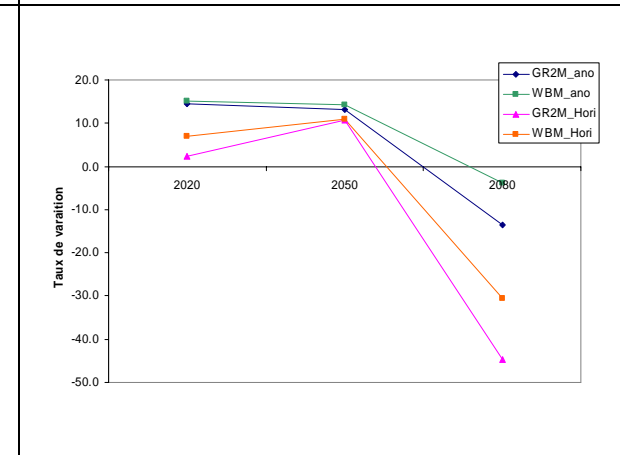
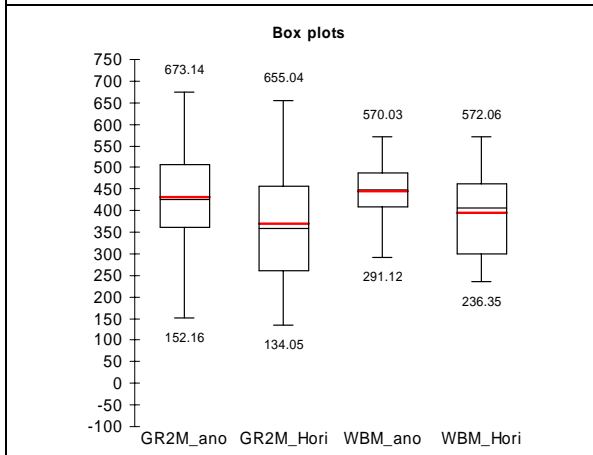
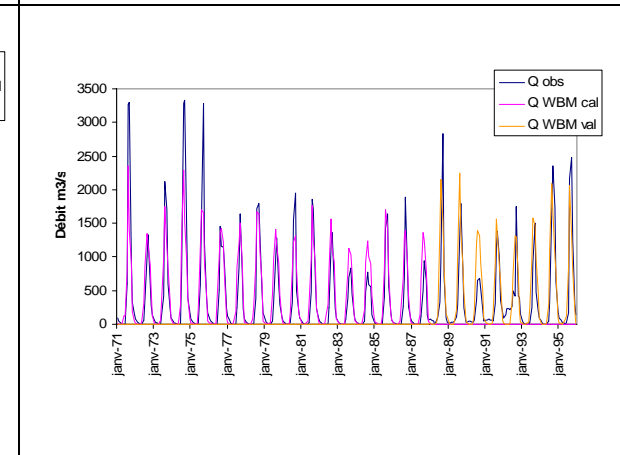
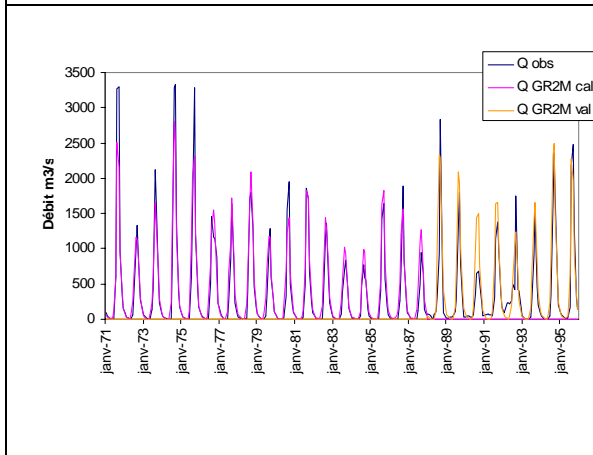
Station : Bakel

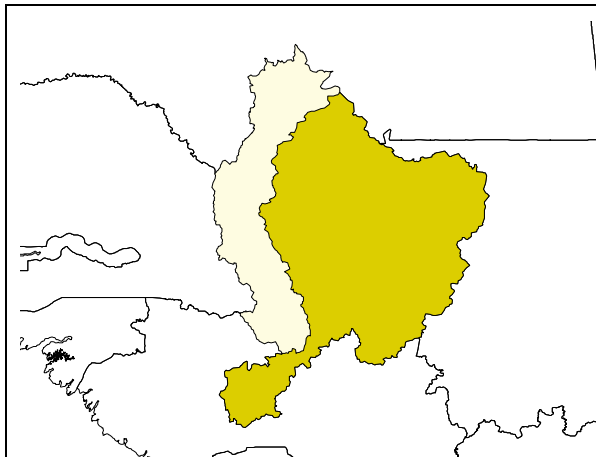
Latitude : 14°54'00"

Longitude : -13°33'00"

Surface : 220 818 km²

Période : 1904-1993





Unité hydrogr. : Sénégal

Rivière : Sénégal

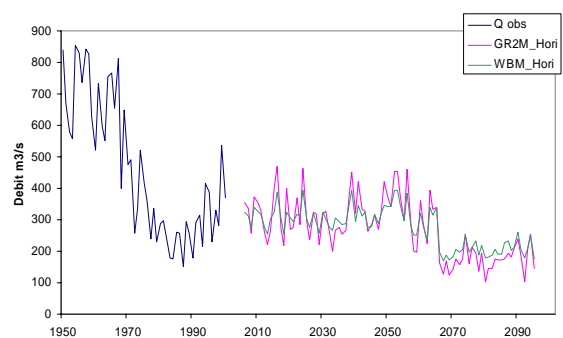
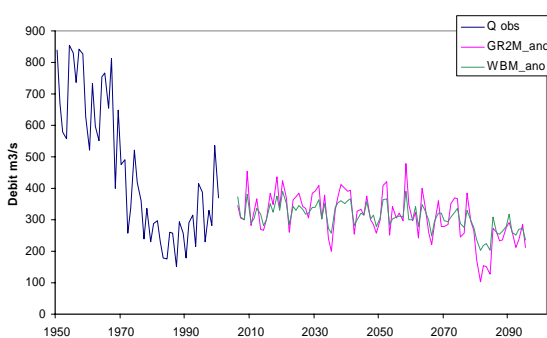
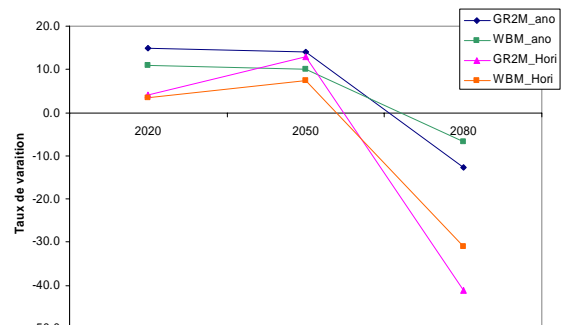
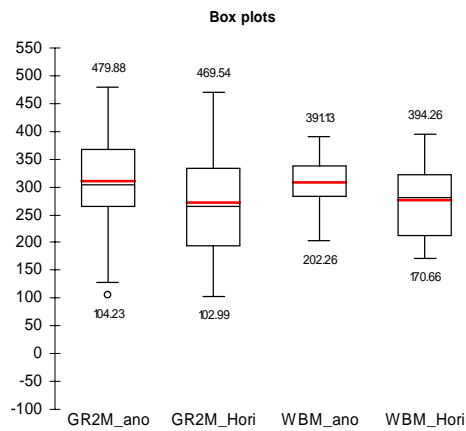
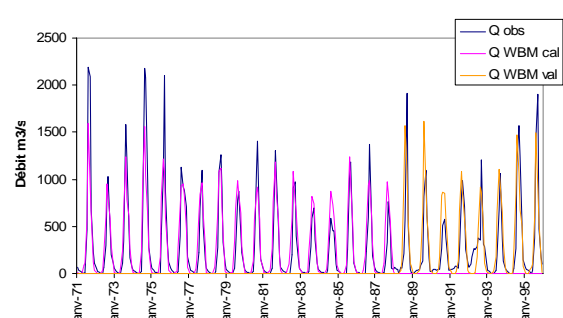
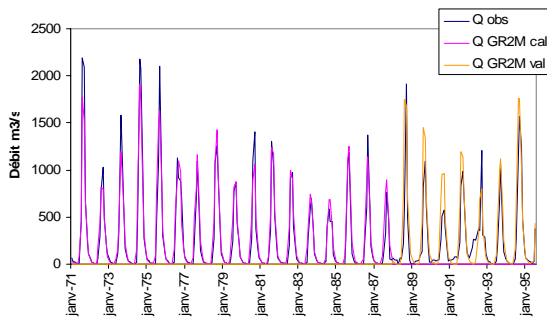
Station : Kayes

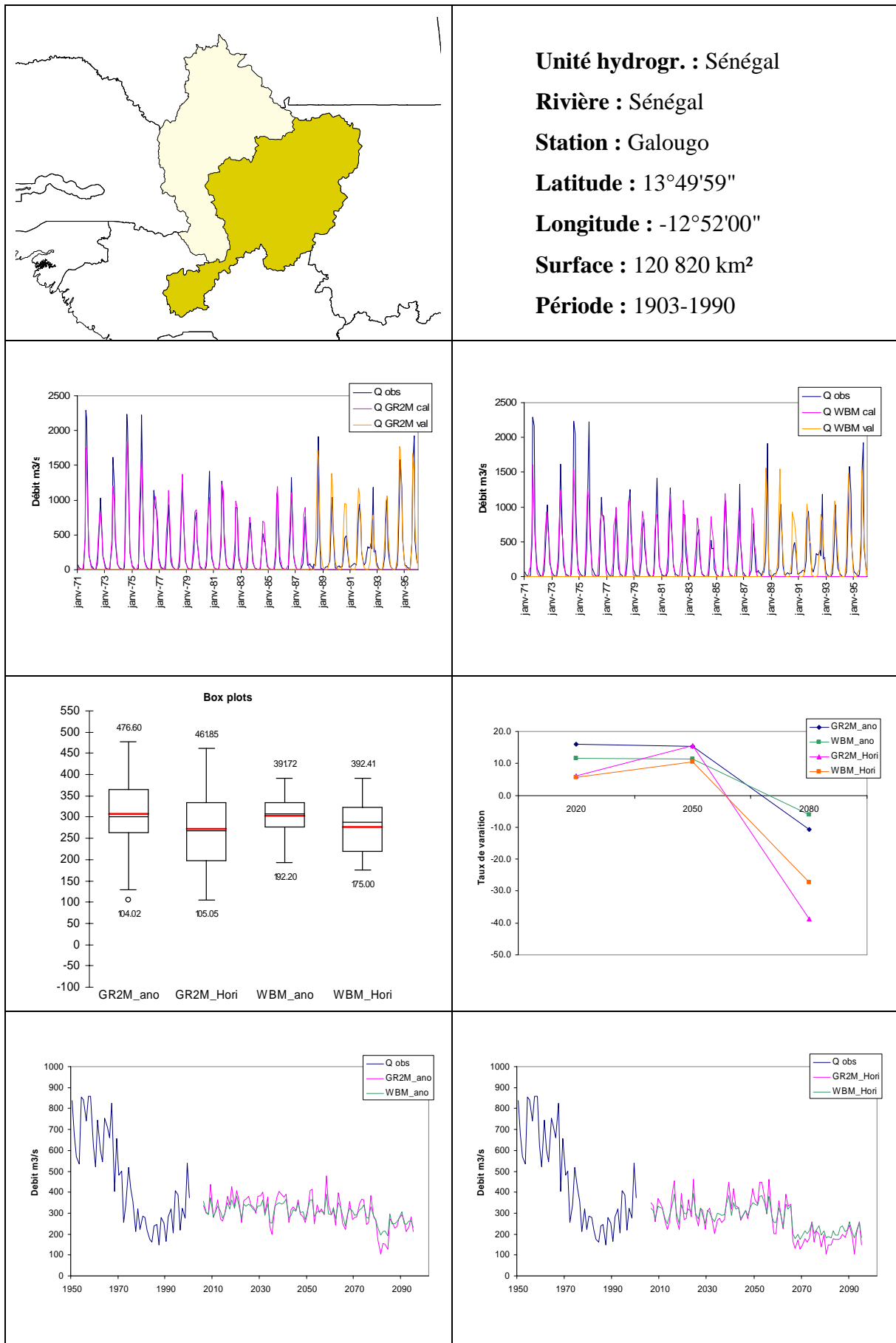
Latitude : 14°27'00"

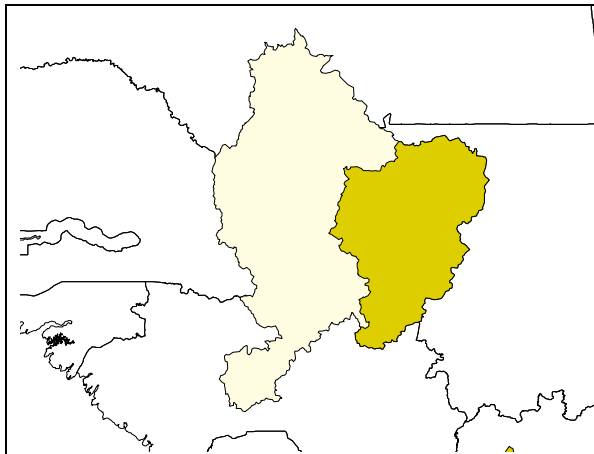
Longitude : -12°33'00"

Surface : 160 835 km²

Période : 1903-1999







Unité hydrogr. : Sénégal

Rivière : Bakoye

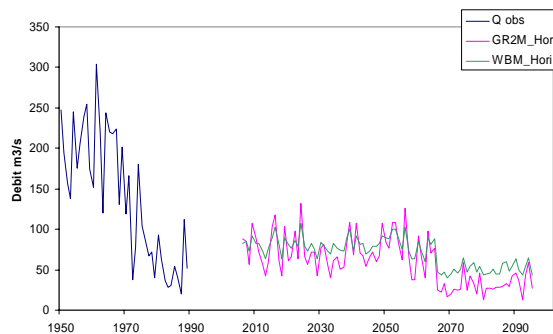
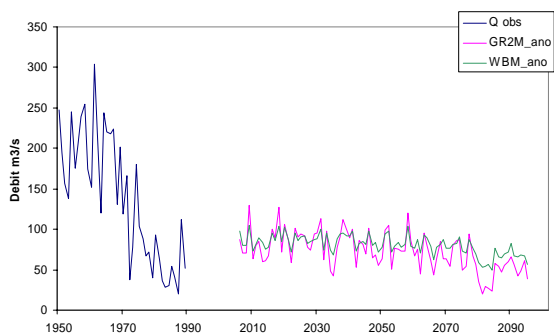
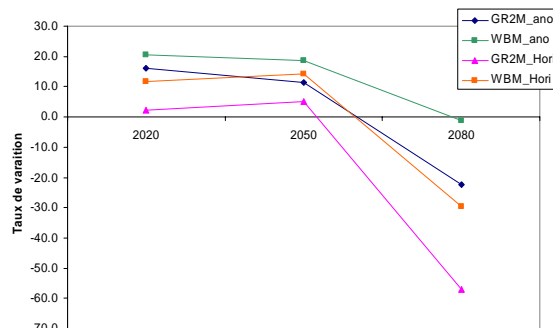
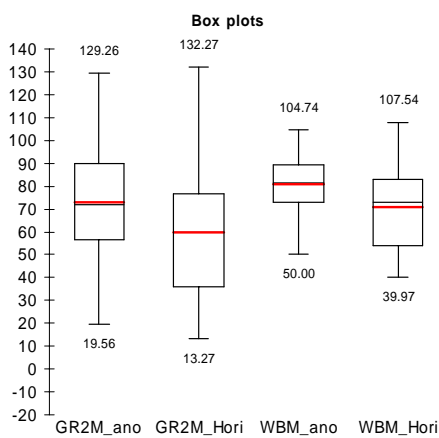
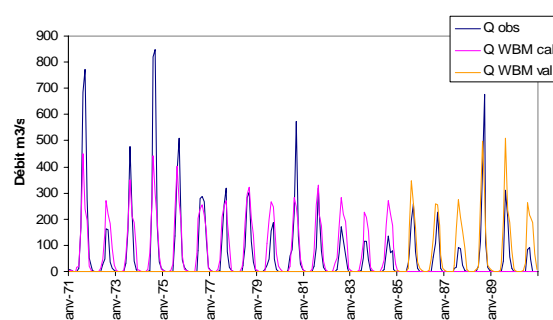
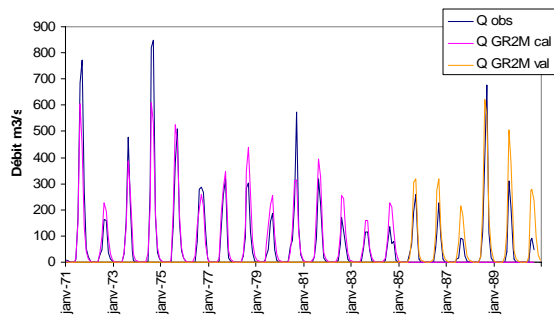
Station : Oualia

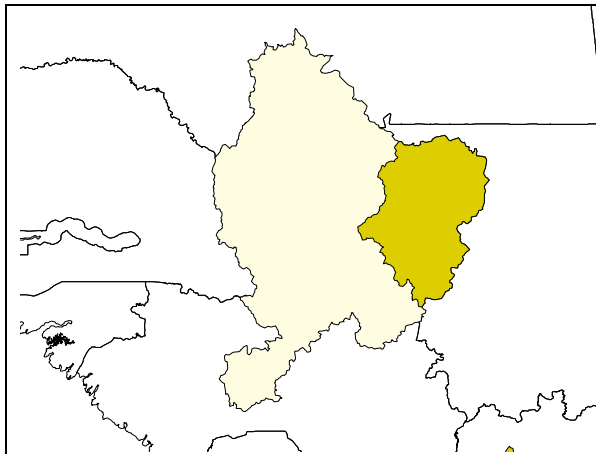
Latitude : 13°36'00"

Longitude : -11°37'00"

Surface : 78 155 km²

Période : 1903-1999





Unité hydrogr. : Sénégal

Rivière : Baoulé

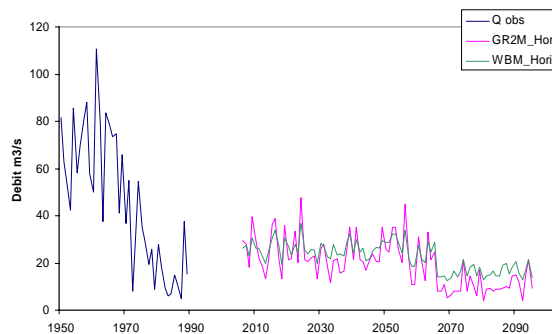
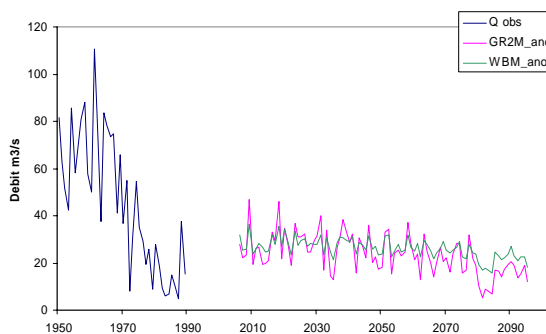
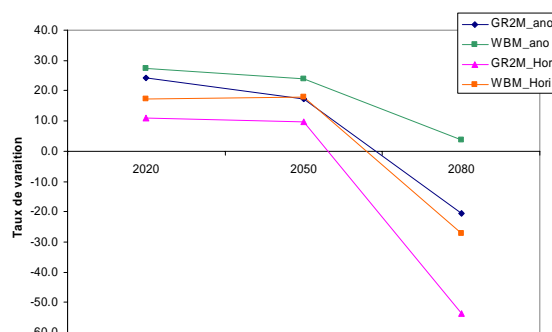
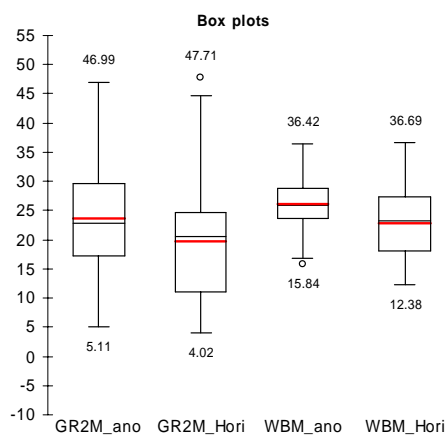
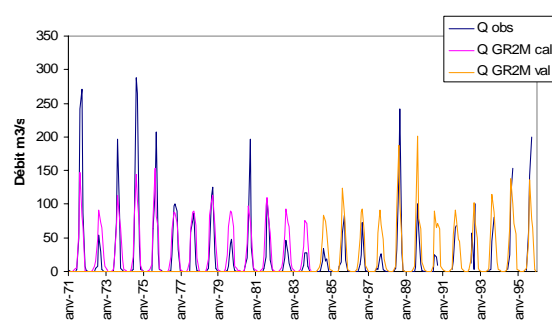
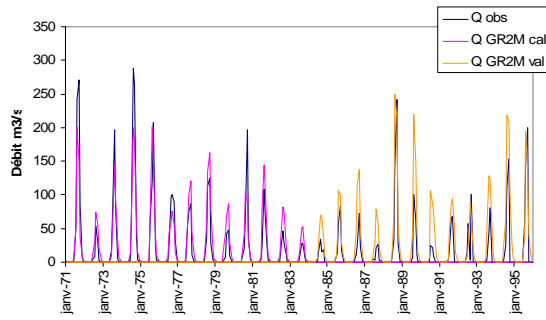
Station : Siramakana

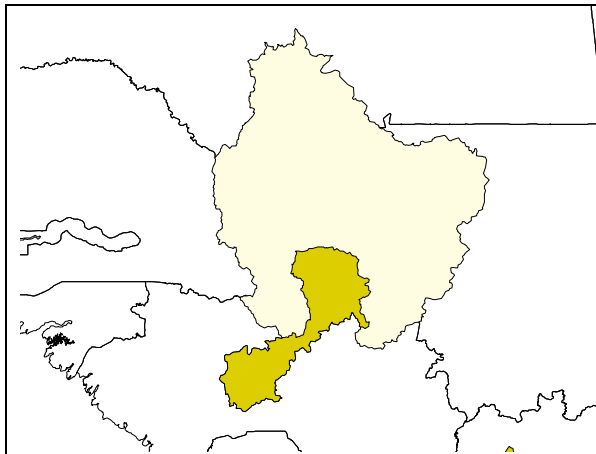
Latitude : 13°34'59"

Longitude : -10°07'00"

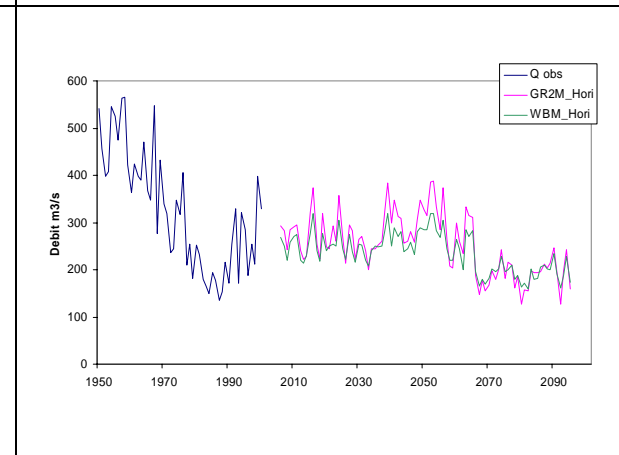
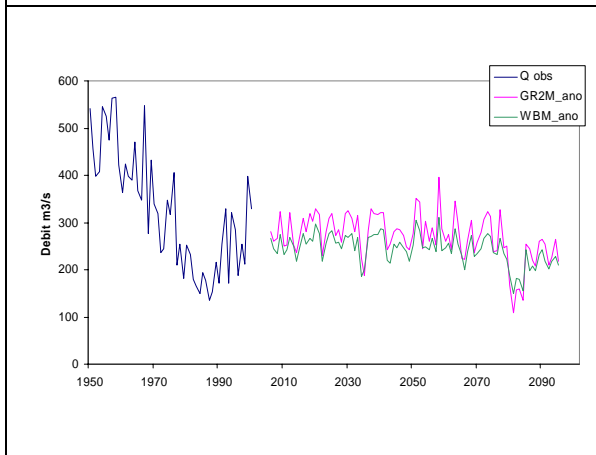
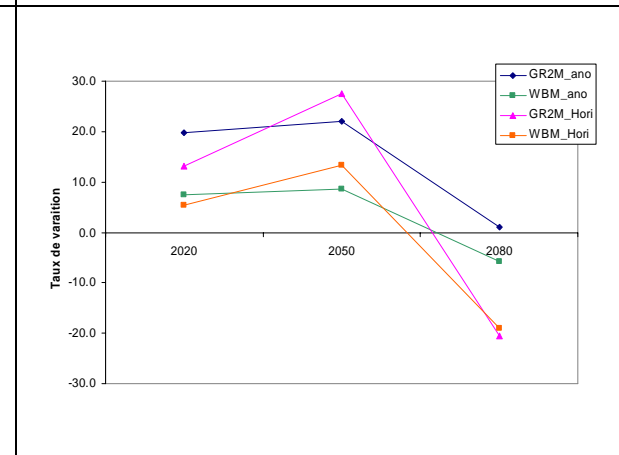
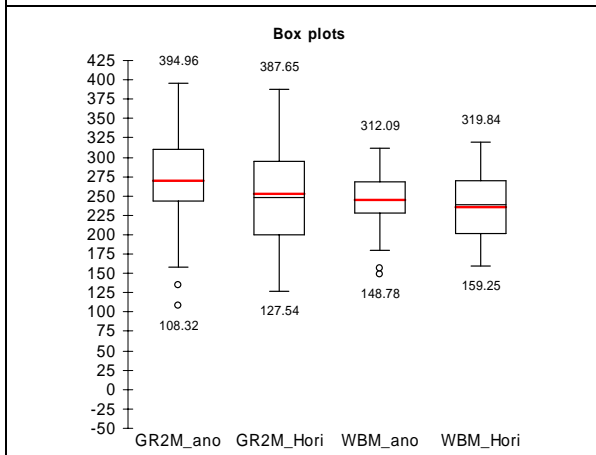
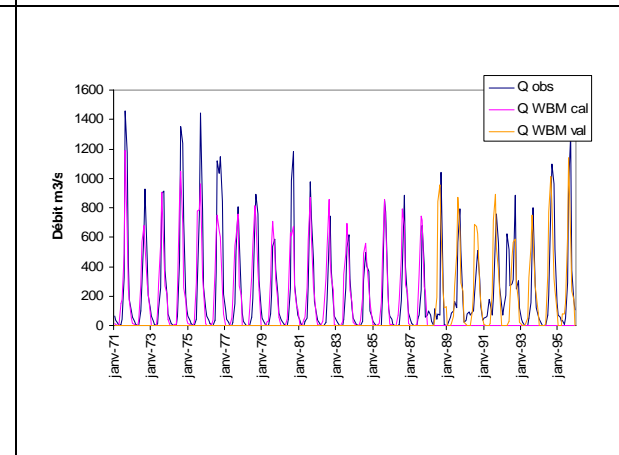
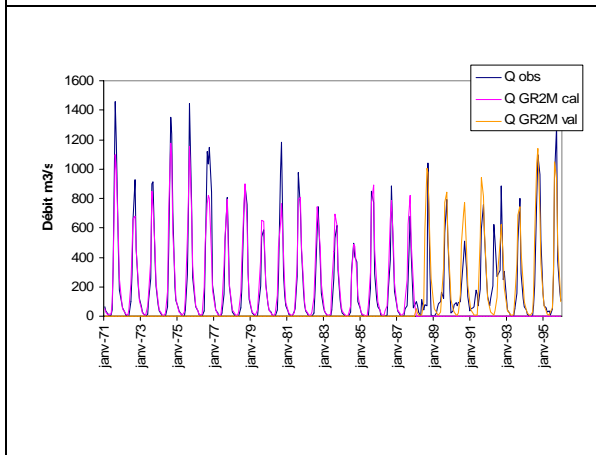
Surface : 51 029 km²

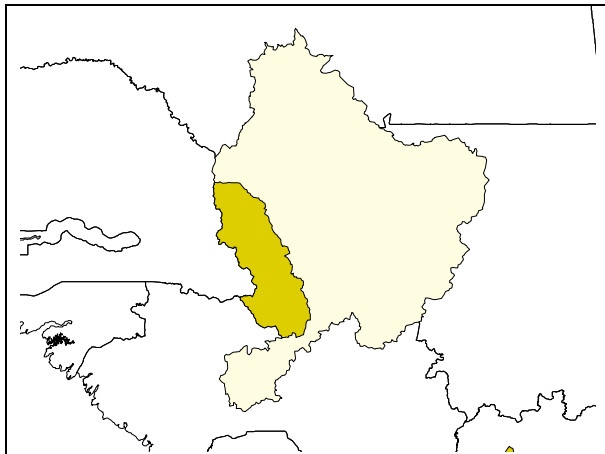
Période : 1903-1990





Unité hydrogr. : Sénégal
Rivière : Sénégal-Bafing
Station : Dibia
Latitude : 13°13'59"
Longitude : -11°12'00"
Surface : 32 451 km²
Période : 1903-1990





Unité hydrogr. : Sénégal

Rivière : Falémé

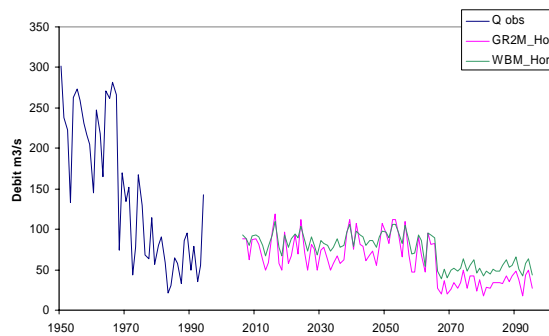
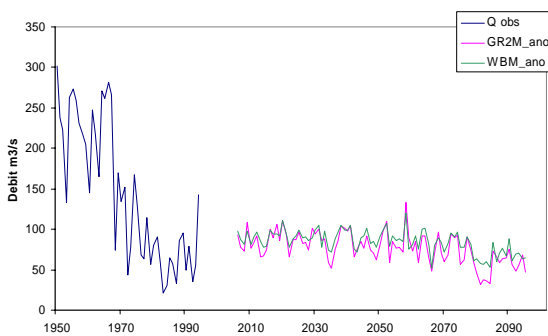
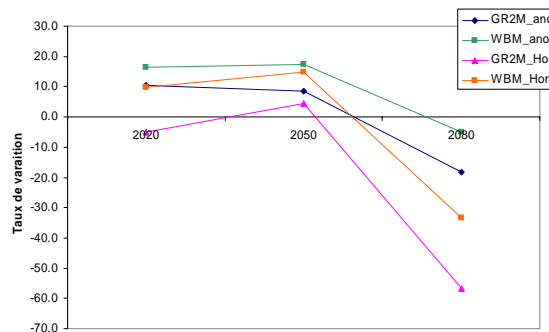
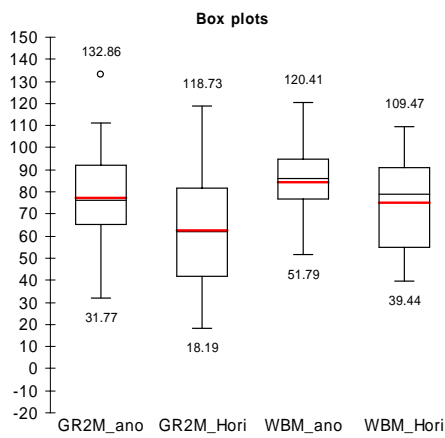
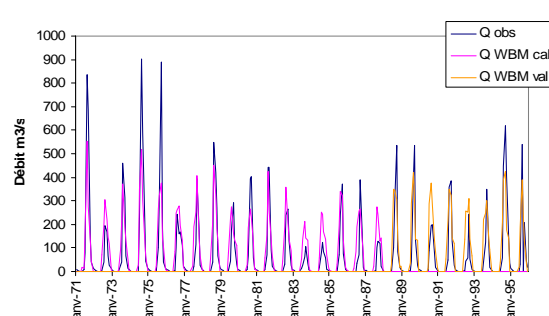
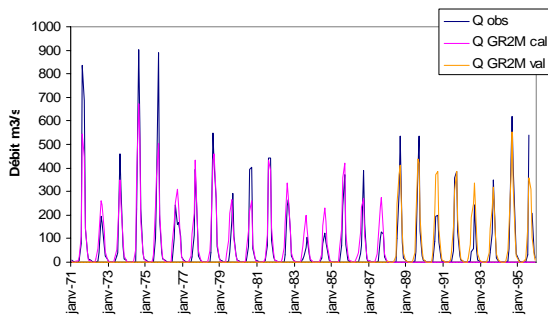
Station : Kidira Uhea

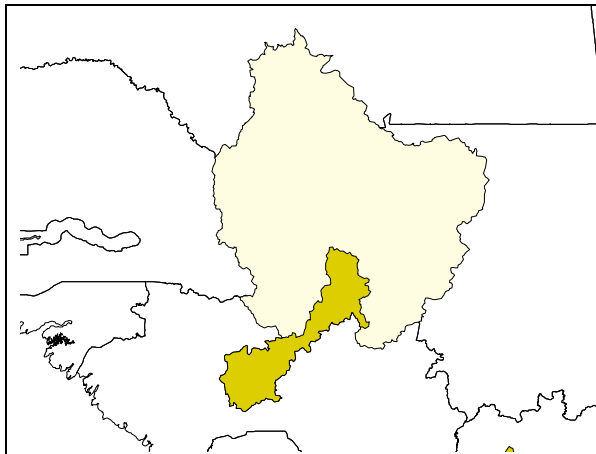
Latitude : 14°27'00"

Longitude : -13°46'59"

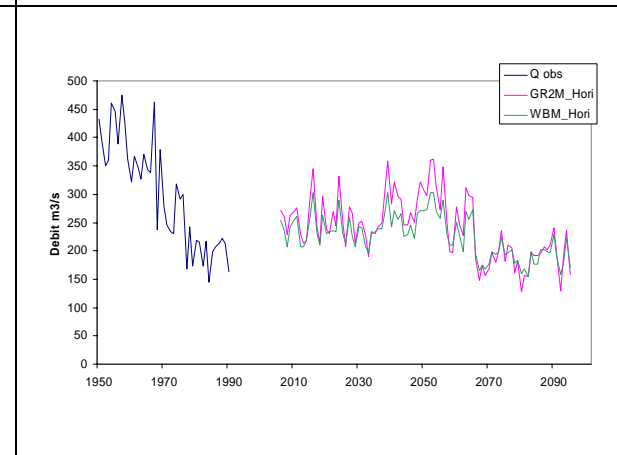
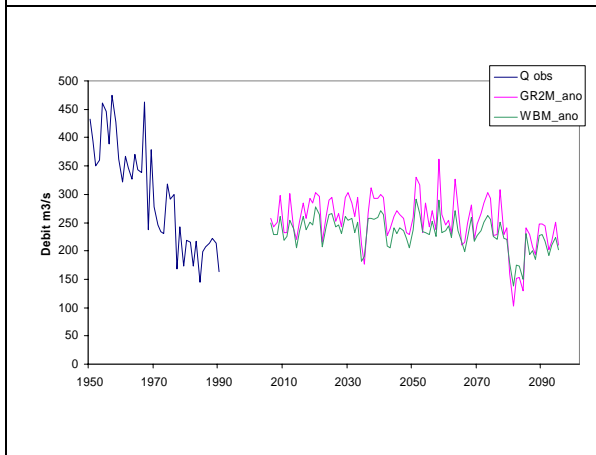
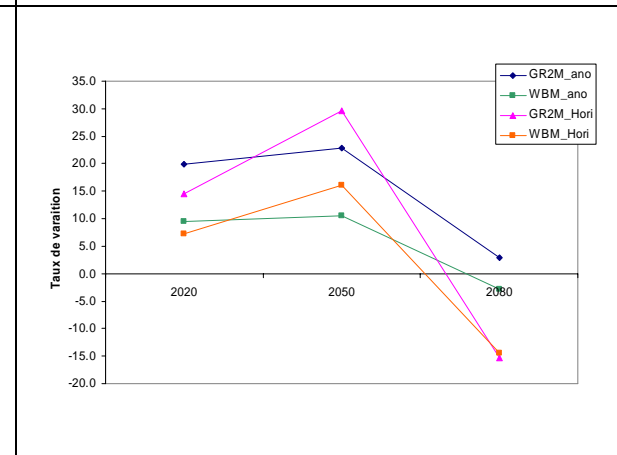
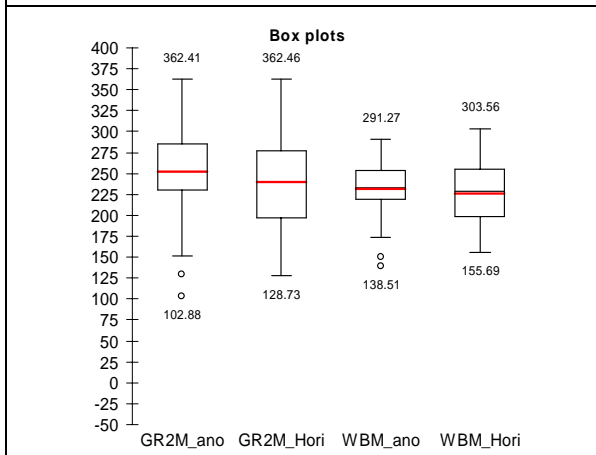
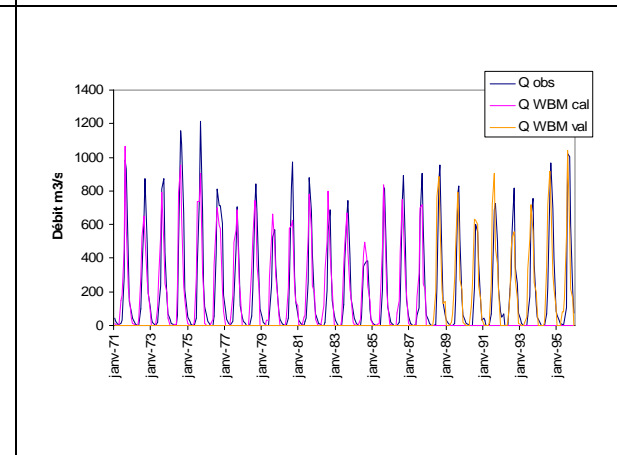
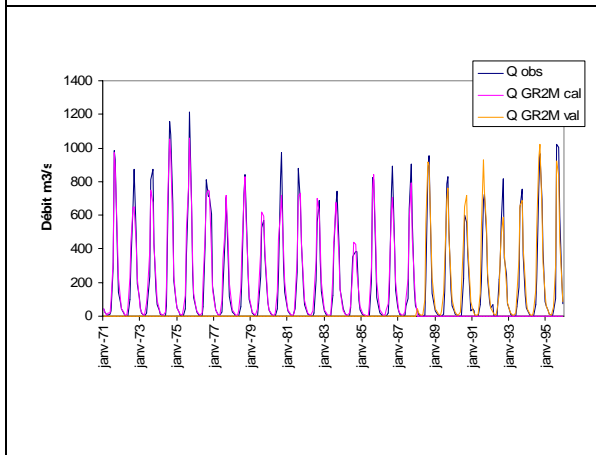
Surface : 28 706 km²

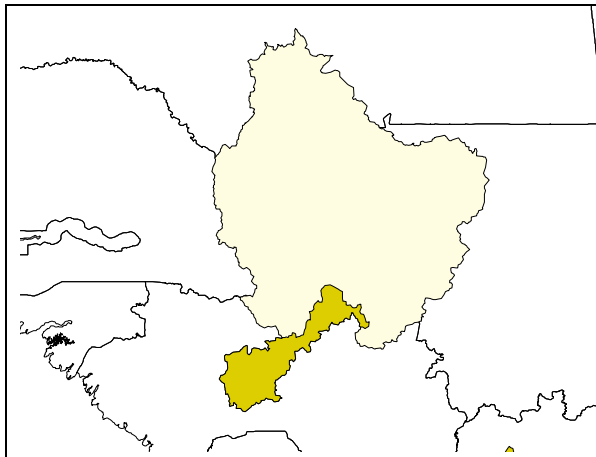
Période : 1930-1992



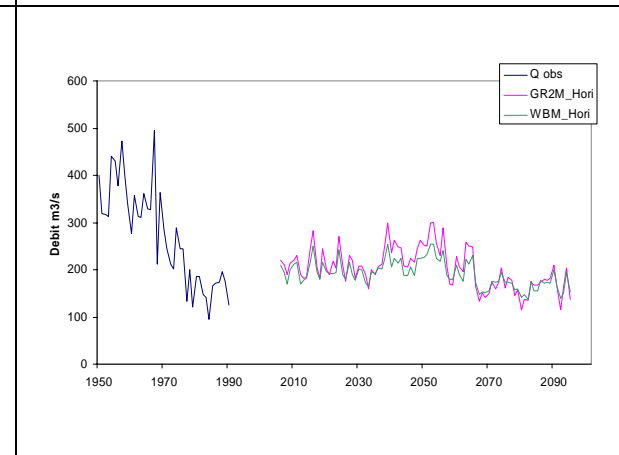
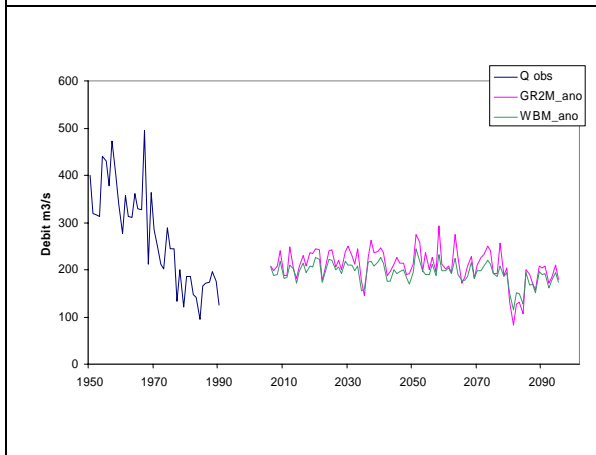
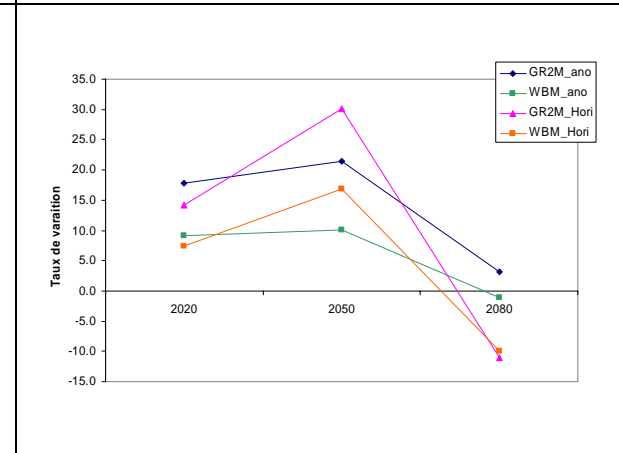
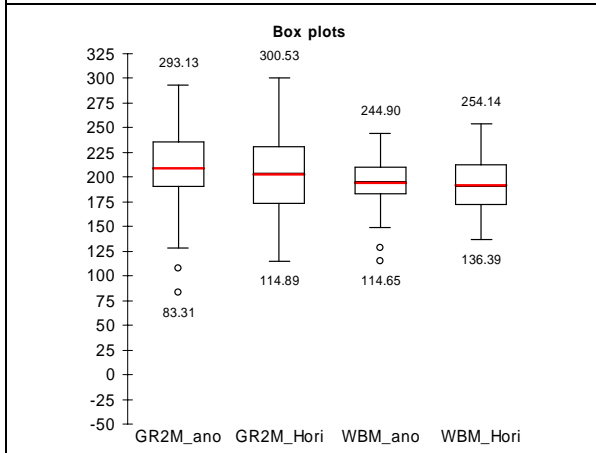
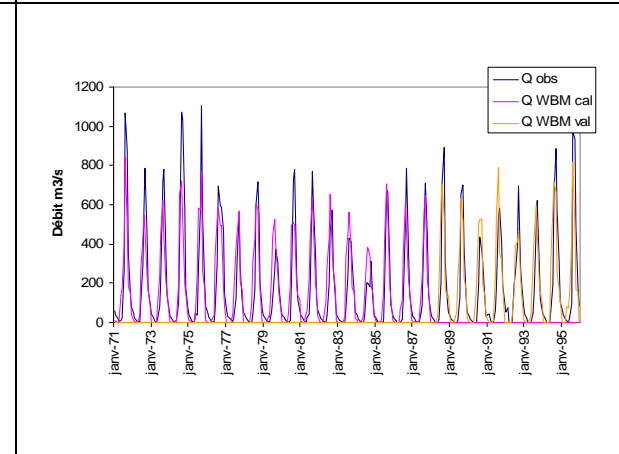
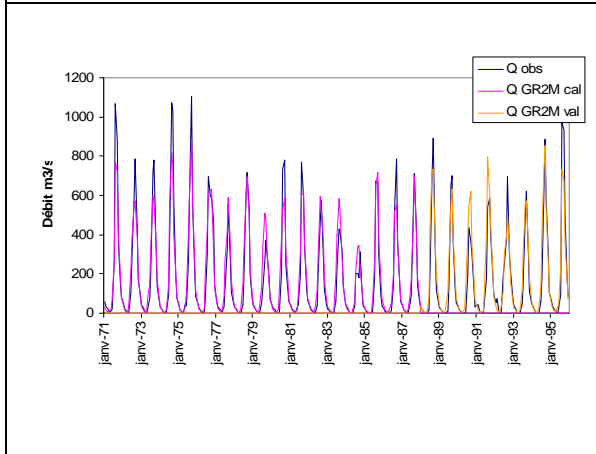


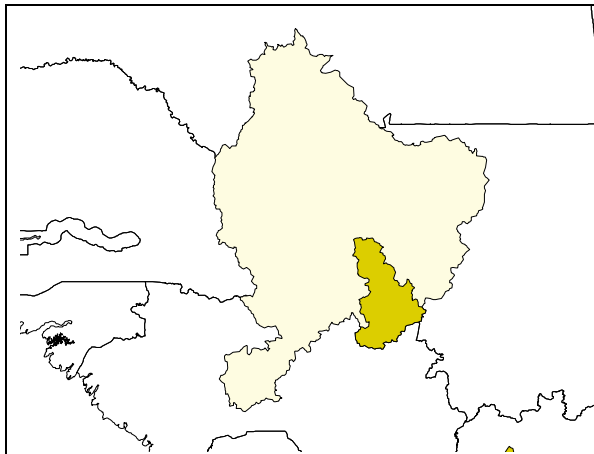
Unité hydrogr. : Sénégal
Rivière : Sénégal-Bafing
Station : Soukoutali
Latitude : 13°12'00"
Longitude : -11°34'59"
Surface : 26 614 km²
Période : 1903-1990





Unité hydrogr. : Sénégal
Rivière : Sénégal-Bafing
Station : Bafing Makana
Latitude : 12°33'00"
Longitude : 12°33'00"
Surface : 20 529 km²
Période : 1903-1996





Unité hydrogr. : Sénégal

Rivière : Bakoye

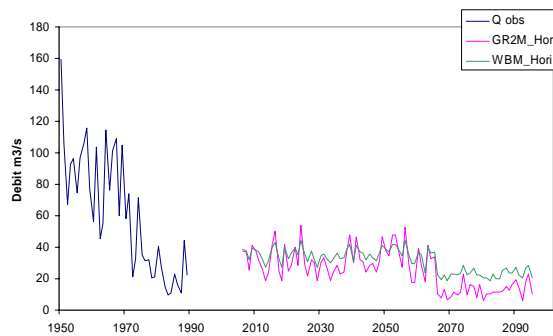
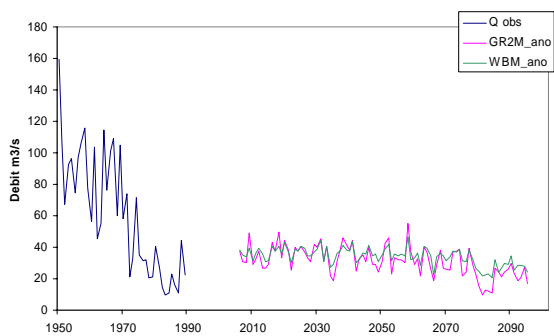
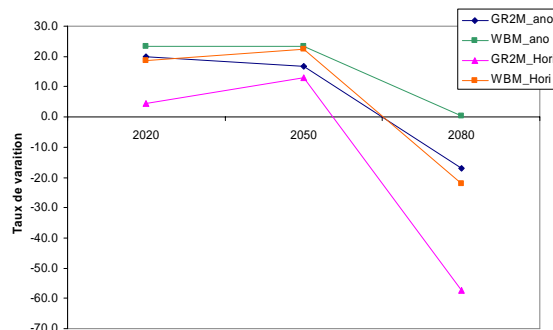
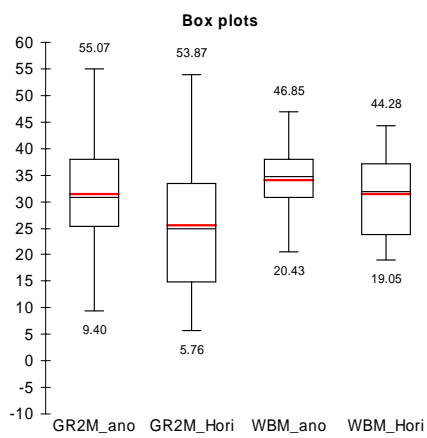
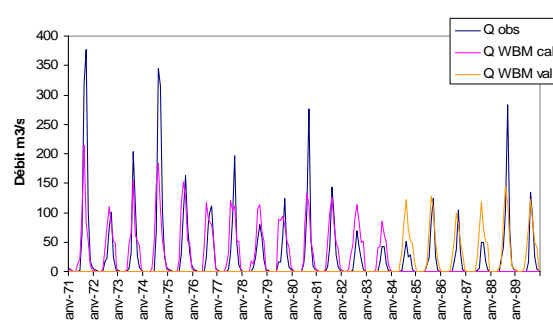
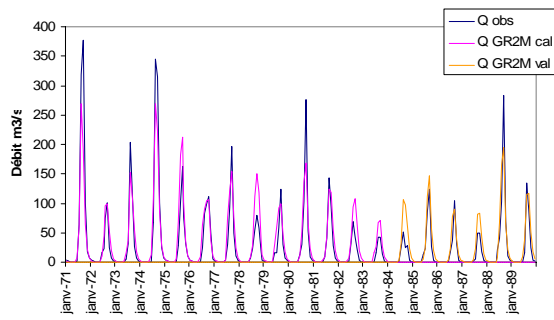
Station : Toukoto

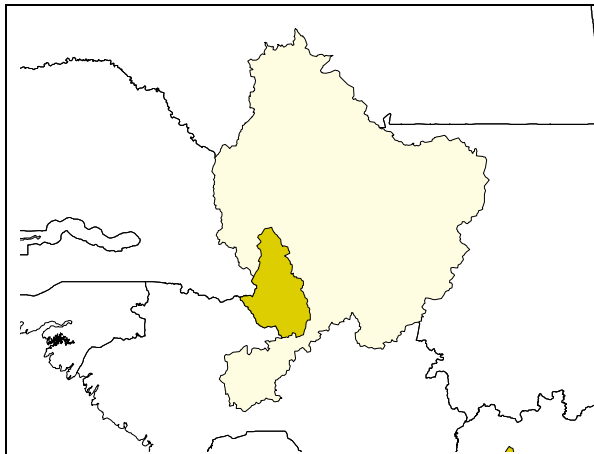
Latitude : 13°27'00"

Longitude : -10°07'00"

Surface : 16 860 km²

Période : 1903-1990





Unité hydrogr. : Sénégal

Rivière : Falémé

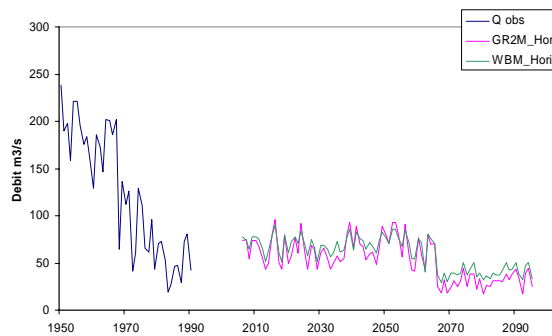
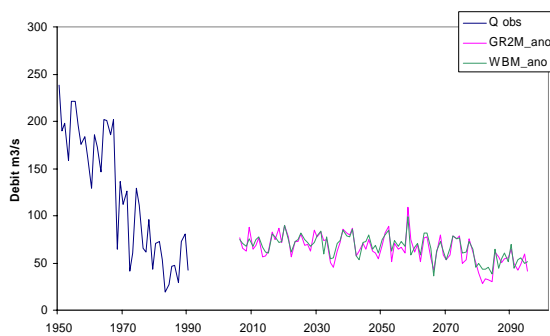
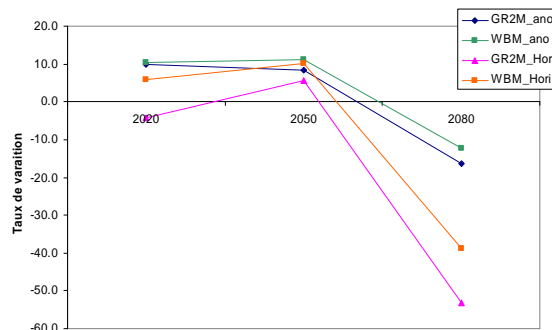
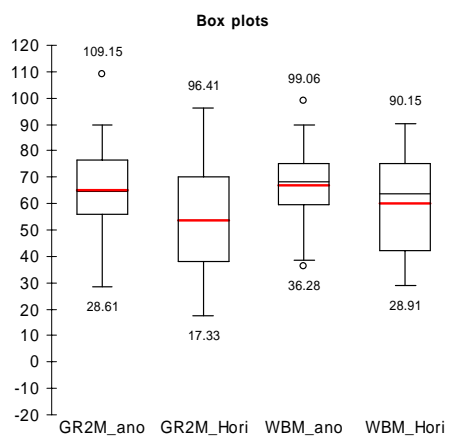
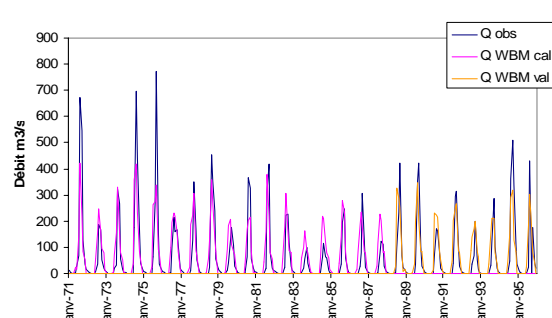
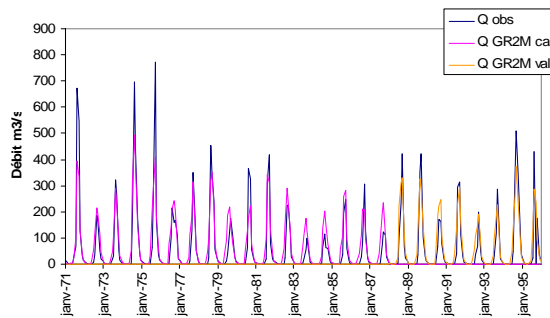
Station : Gourbassy

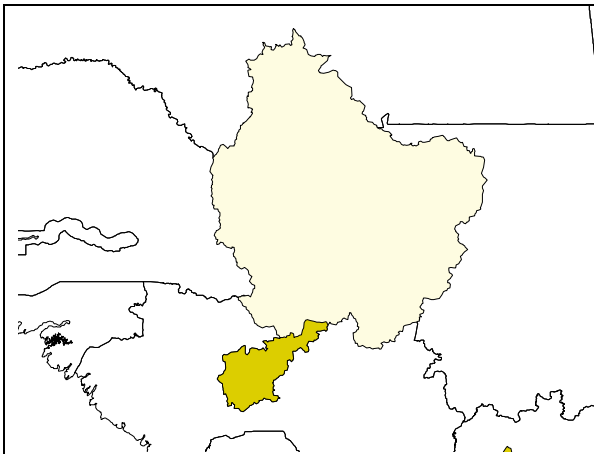
Latitude : 13°24'00"

Longitude : -12°22'00"

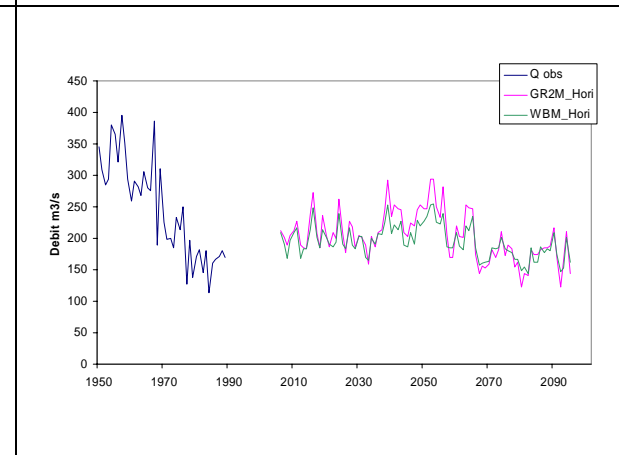
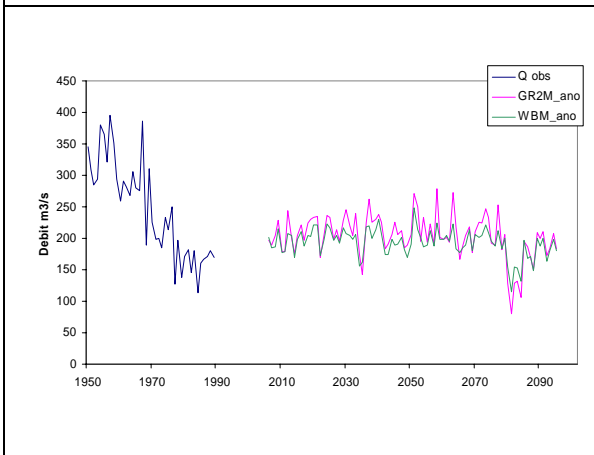
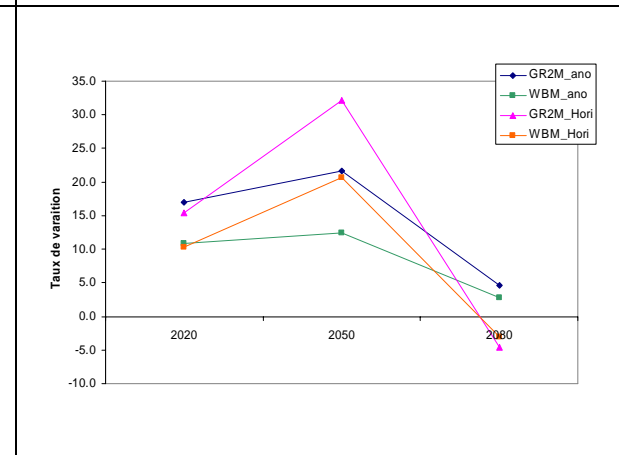
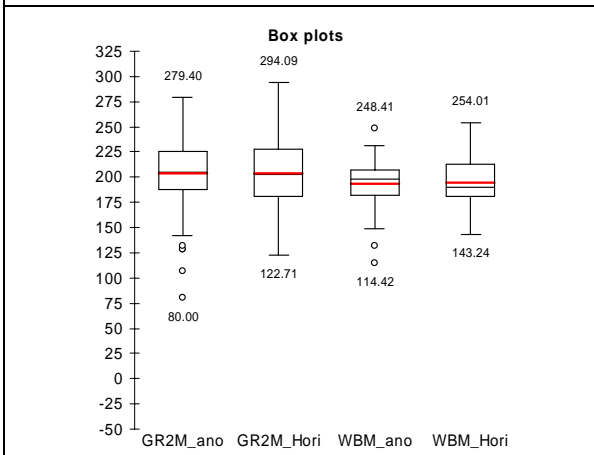
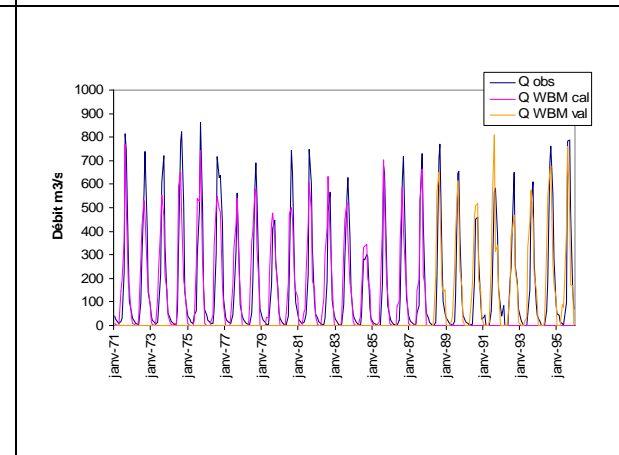
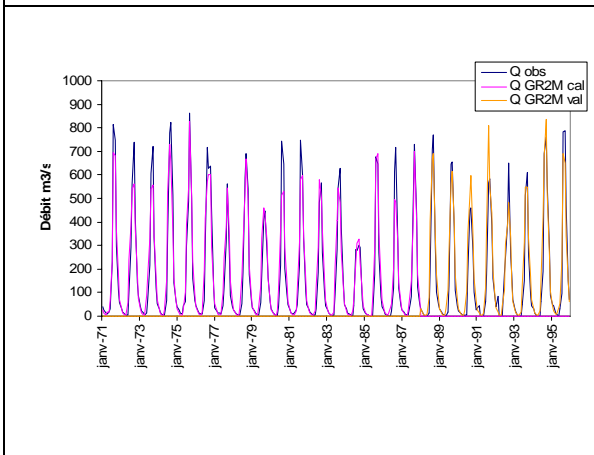
Surface : 16 315 km²

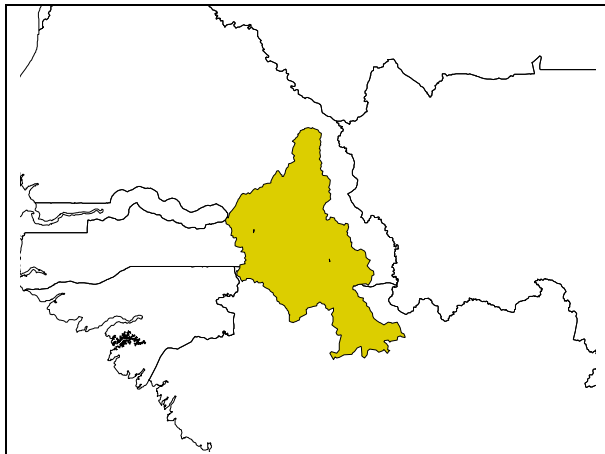
Période : 1903-1999



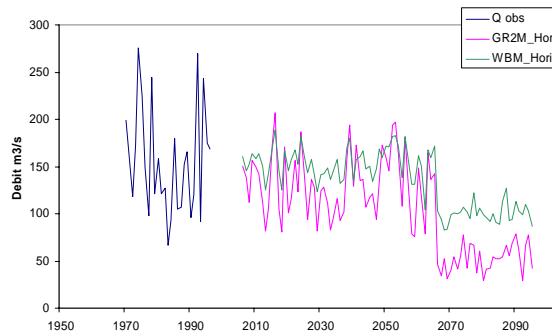
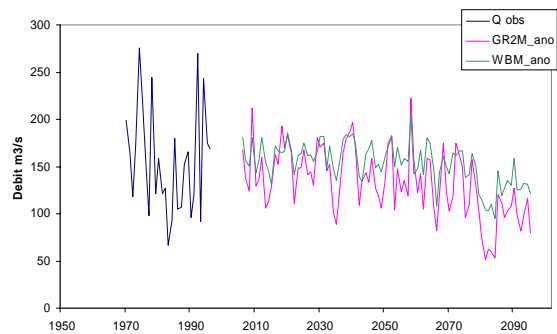
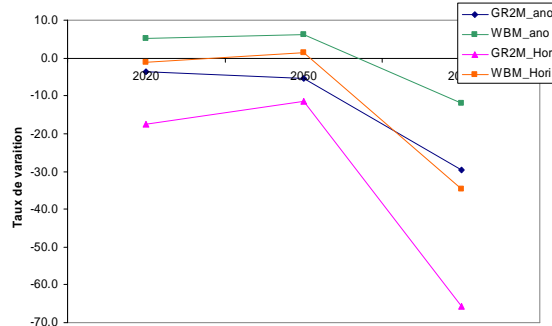
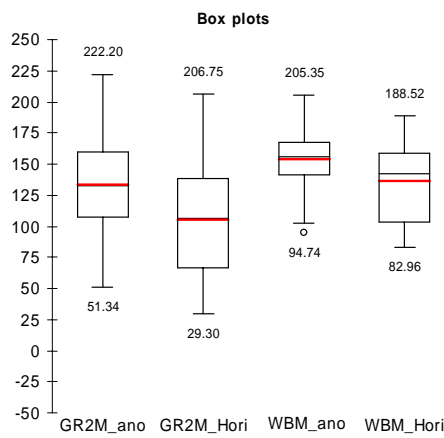
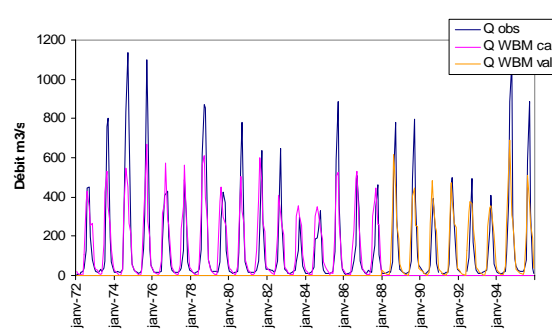
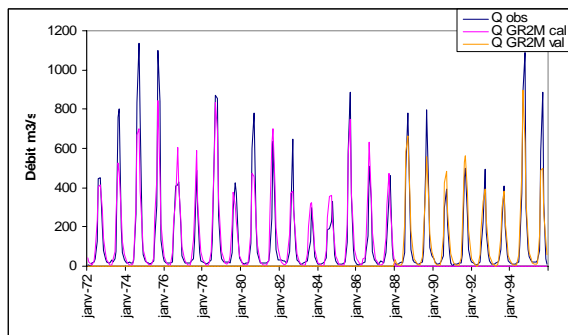


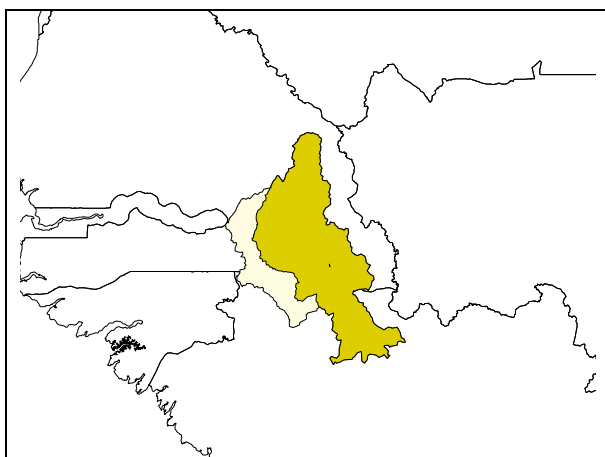
Unité hydrogr. : Sénégal
Rivière : Sénégal-Bafing
Station : Daka Saïdou
Latitude : 11°57'00"
Longitude : -11°22'59"
Surface : 15 660 km²
Période : 1903-1990



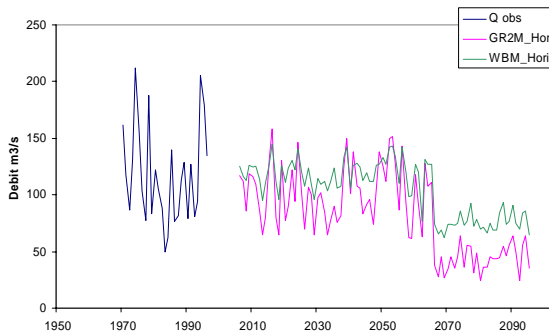
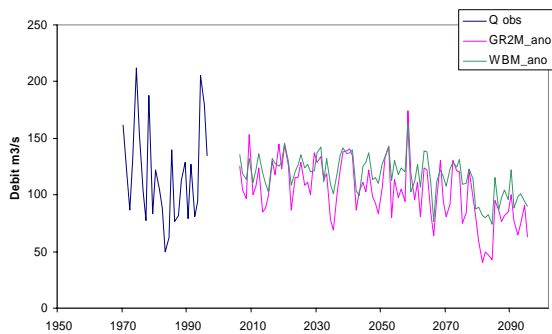
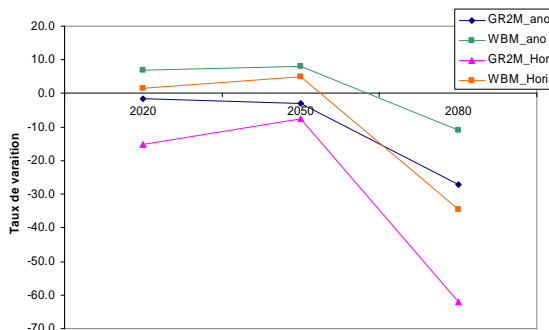
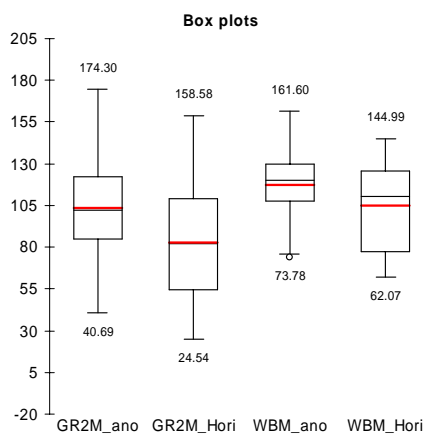
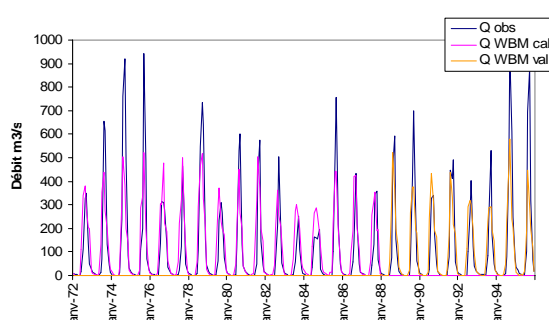
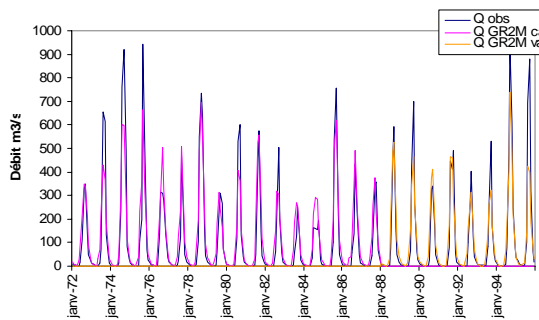


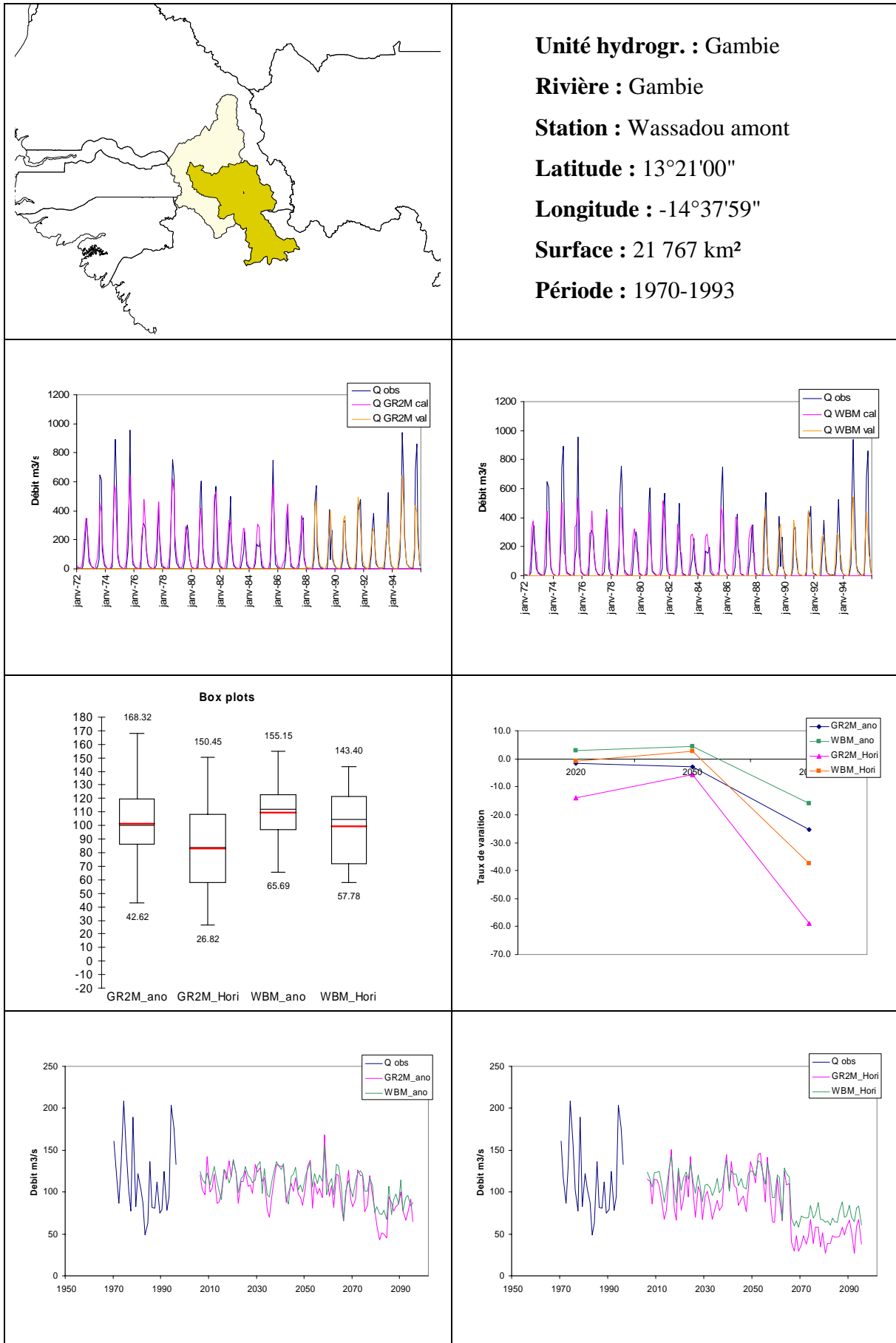
Unité hydrogr. : Gambie
Rivière : Gambie
Station : Gouloumbo
Latitude : 13°28'00"
Longitude : -14°16'00"
Surface : 42 642 km²
Période : 1953-1994

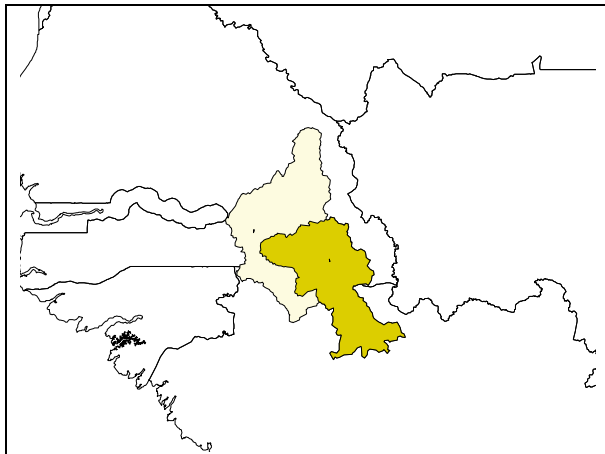




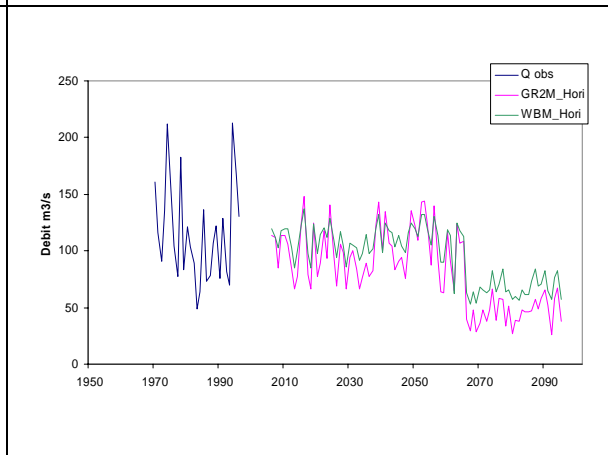
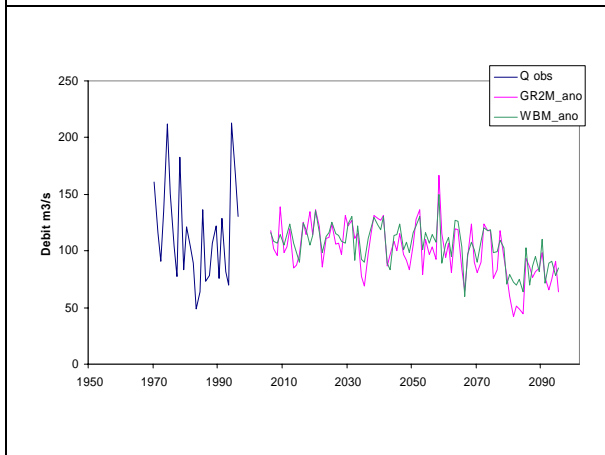
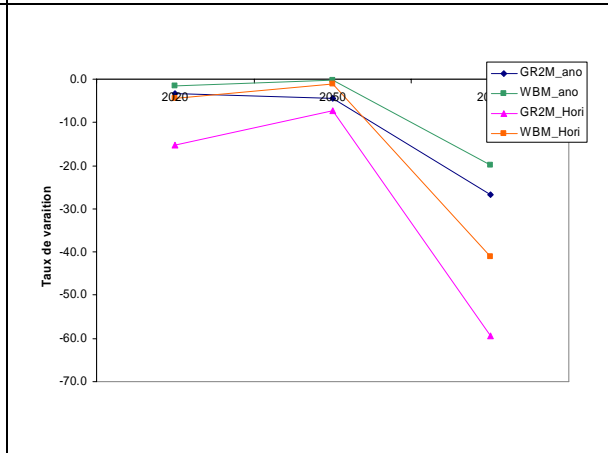
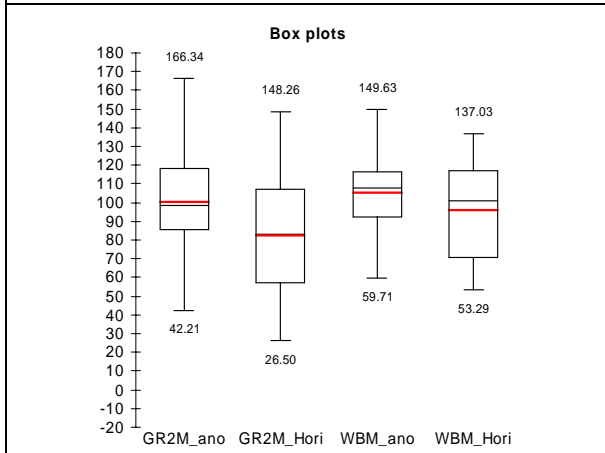
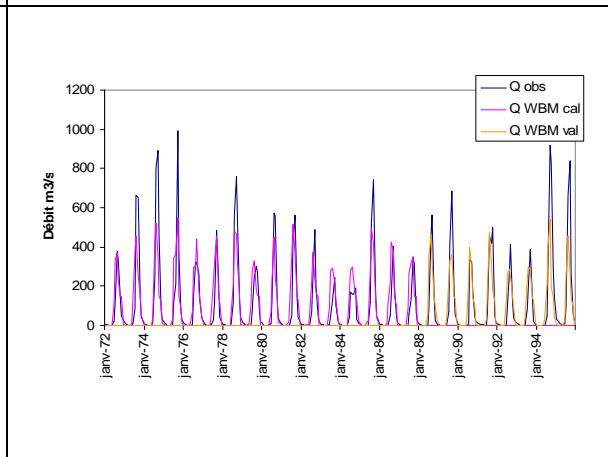
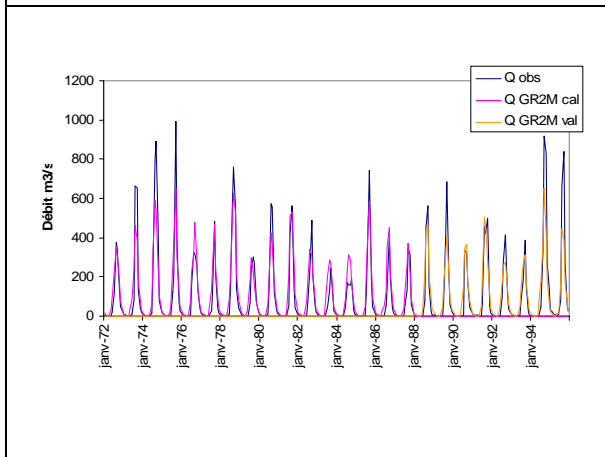
Unité hydrogr. : Gambie
Rivière : Gambie
Station : Wassadou aval
Latitude : 13°21'00"
Longitude : -14°37'00"
Surface : 33 392 km²
Période : 1973-1993

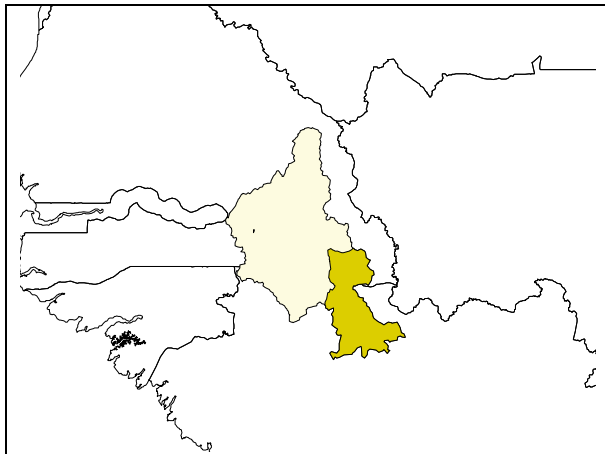




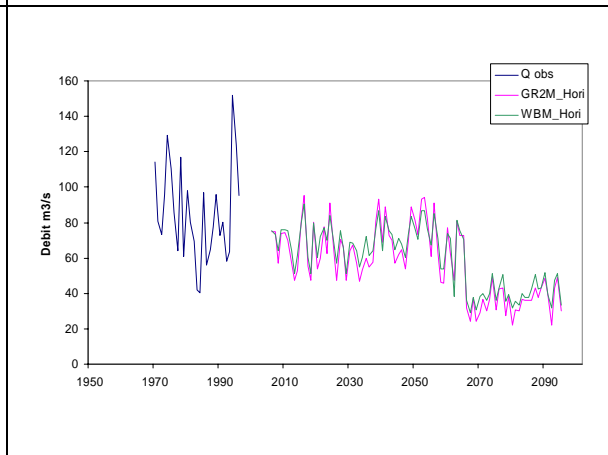
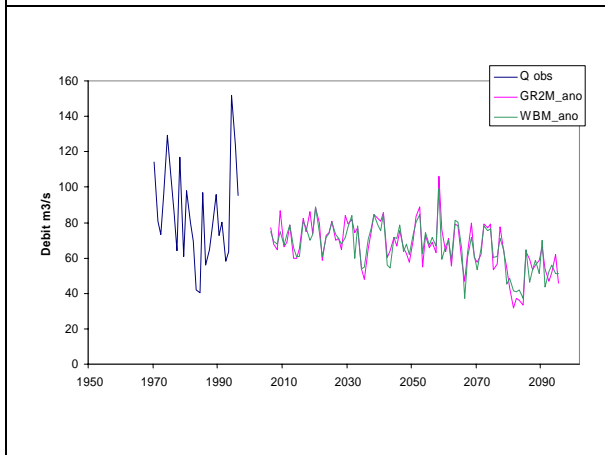
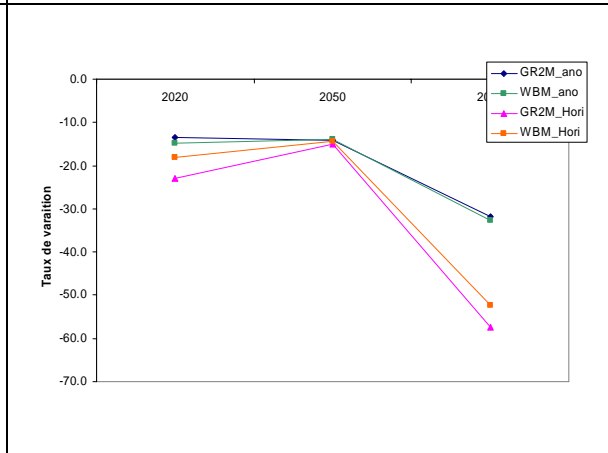
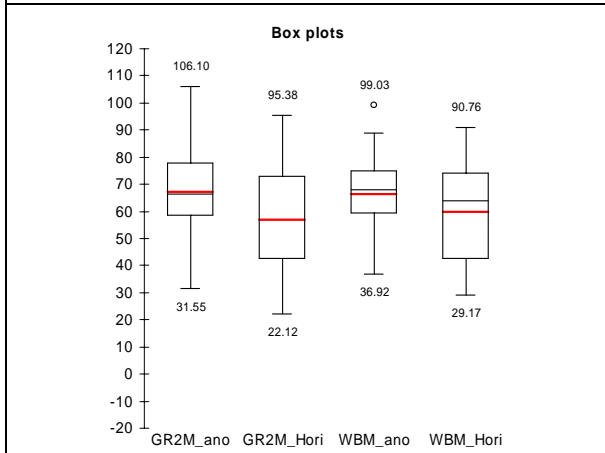
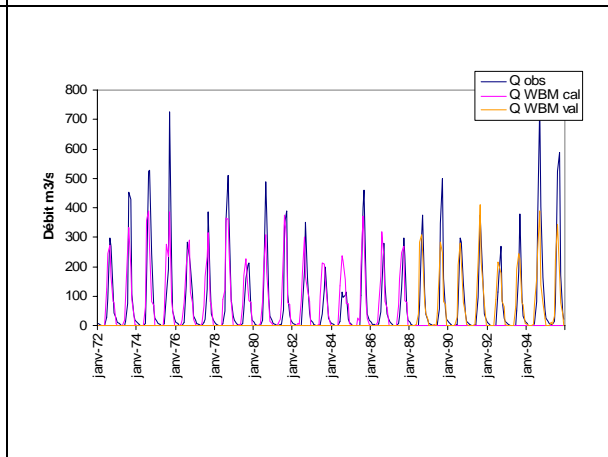
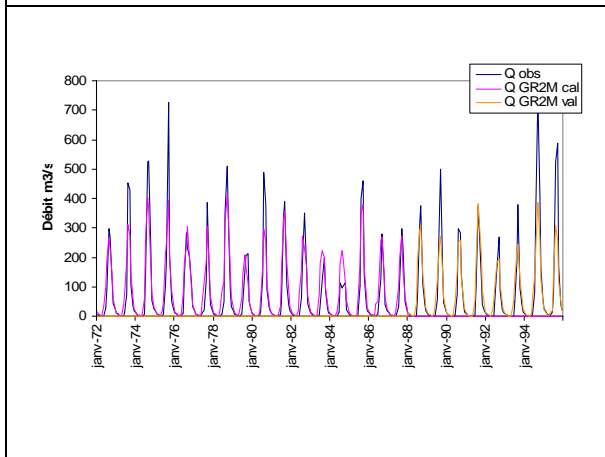


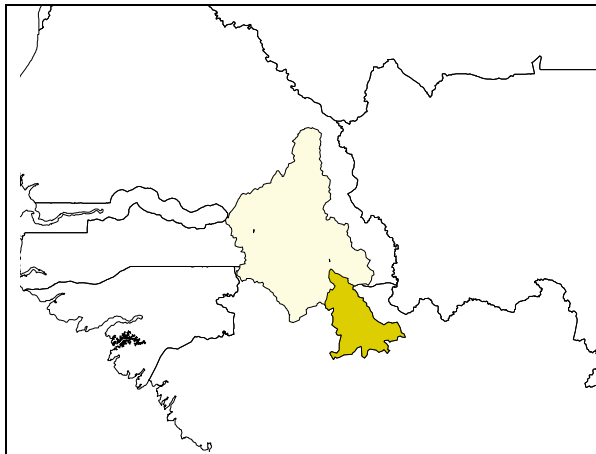
Unité hydrogr. : Gambie
Rivière : Gambie
Station : Simenti
Latitude : 13°01'59"
Longitude : -14°42'00"
Surface : 20 936 km²
Période : 1970-1991





Unité hydrogr. : Gambie
Rivière : Gambie
Station : Mako
Latitude : 12°52'00"
Longitude : -13°39'00"
Surface : 11 007 km²
Période : 1970-1992





Unité hydrogr. : Gambie

Rivière : Gambie

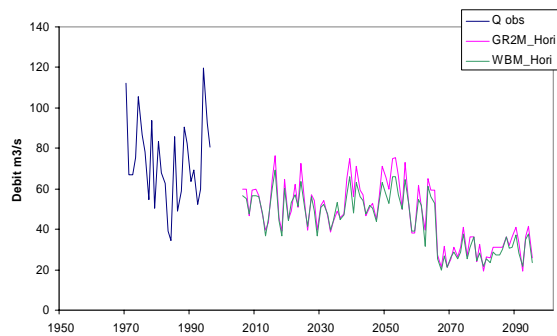
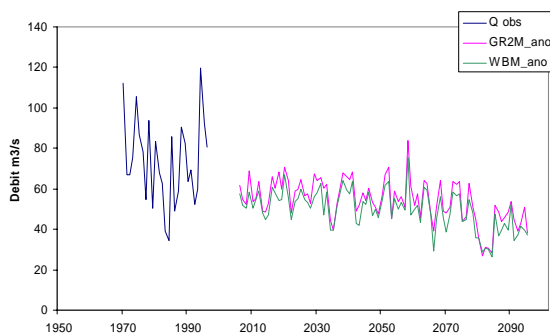
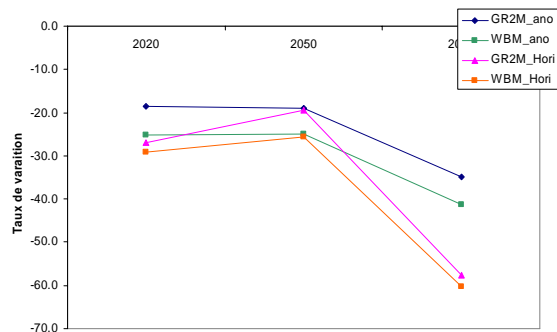
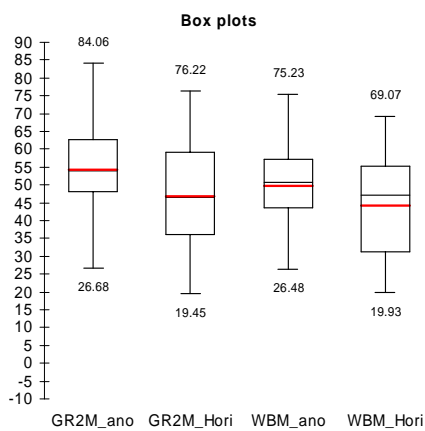
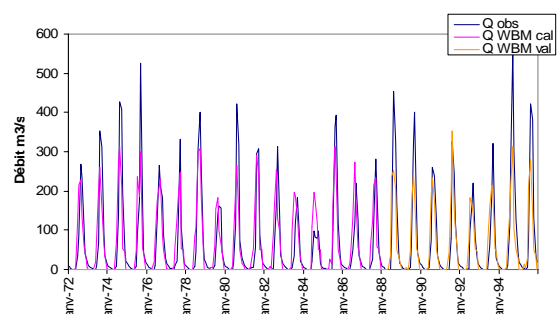
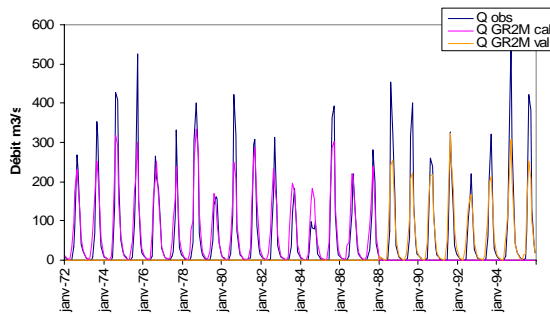
Station : Kedougou

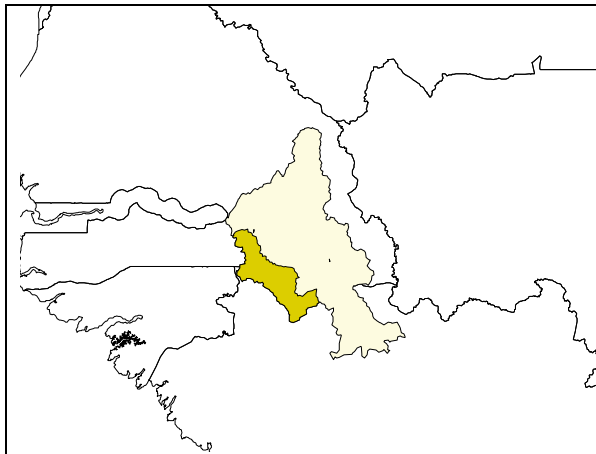
Latitude : 12°33'00"

Longitude : -13°49'00"

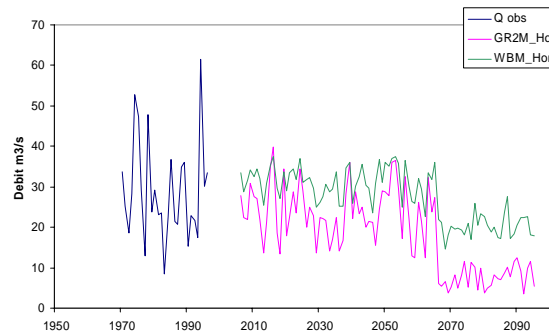
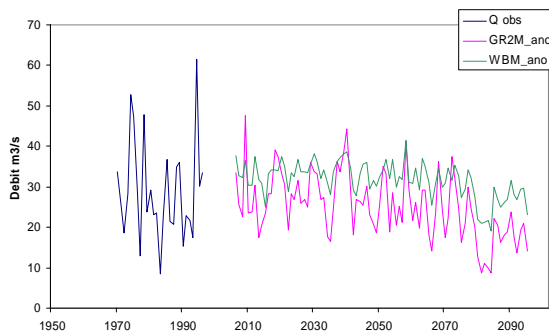
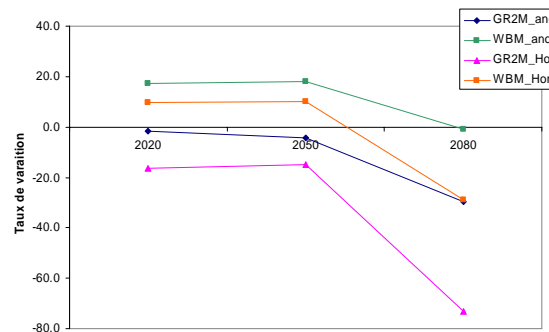
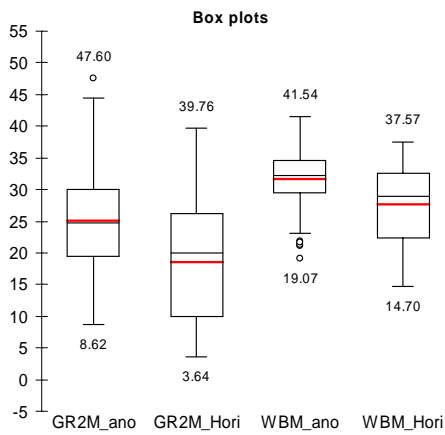
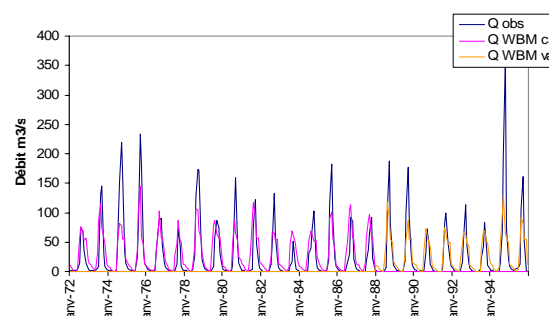
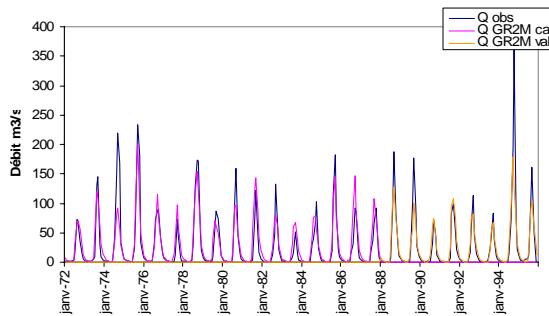
Surface : 8 127 km²

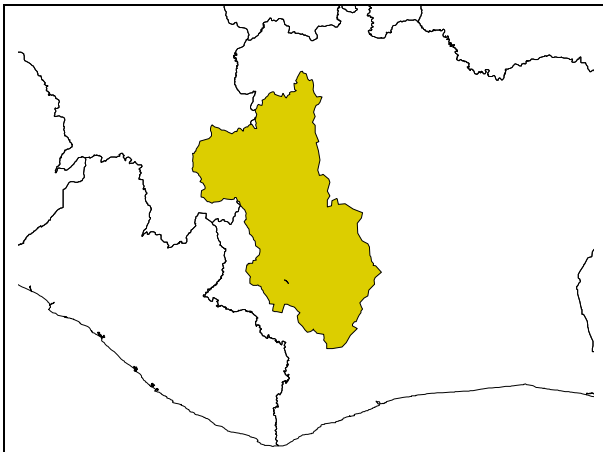
Période : 1970-1994





Unité hydrogr. : Gambie
Rivière : Koulountou
Station : Missirah Gonasse
Latitude : 13°12'00"
Longitude : -14°22'59"
Surface : 6 738 km²
Période : 1970-1994





Unité hydrogr. : Sassandra

Rivière : Sassandra

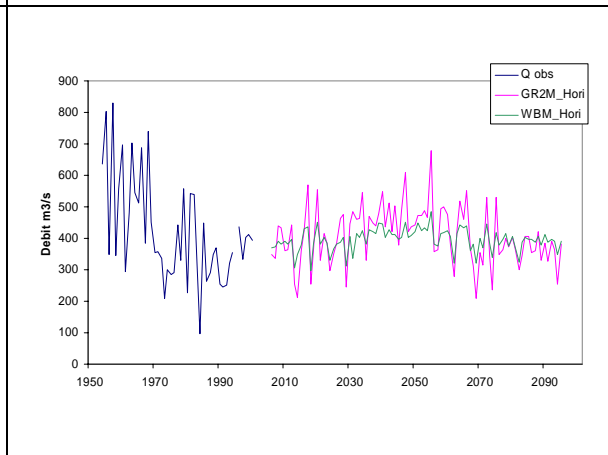
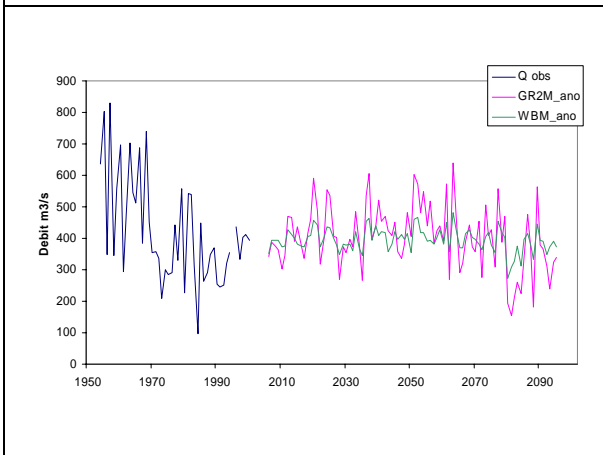
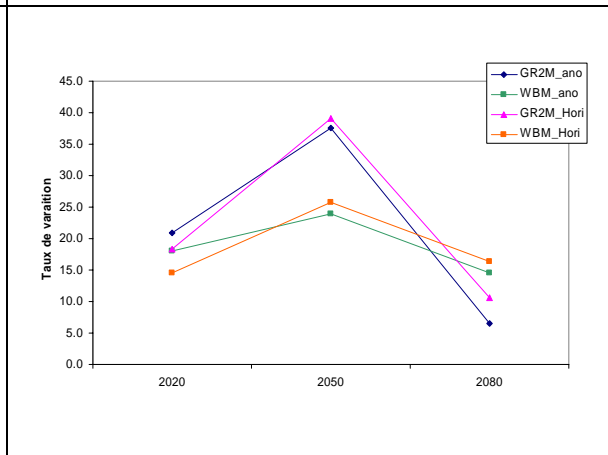
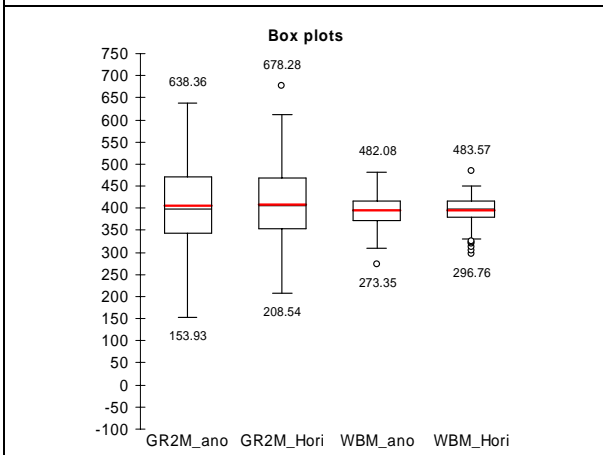
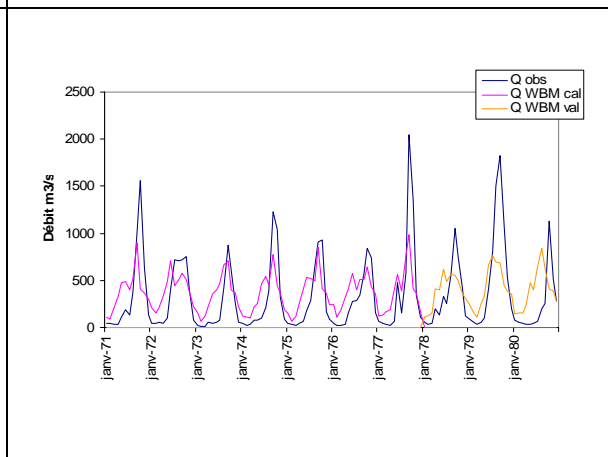
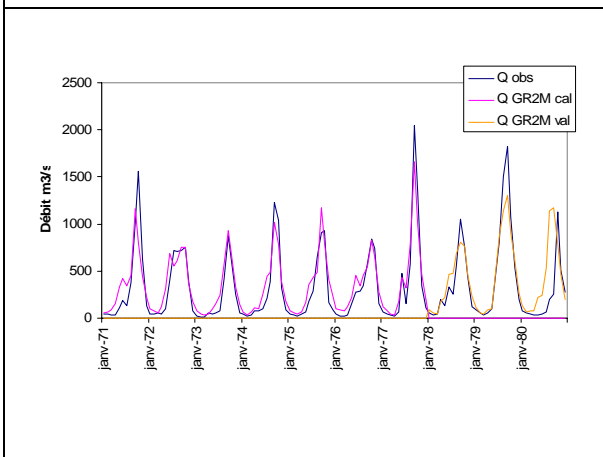
Station : Soubre

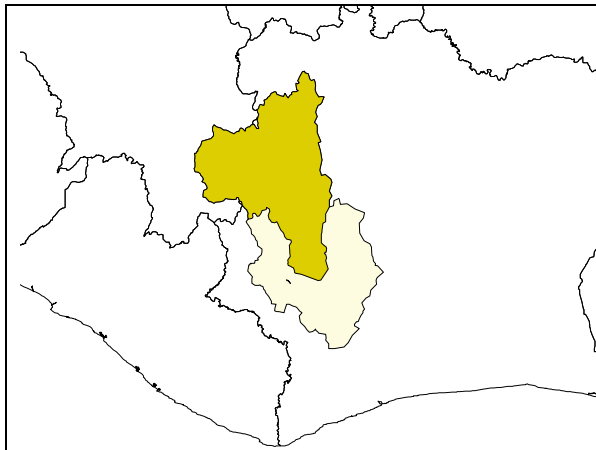
Latitude : 5°46'59"

Longitude : -7°23'12"

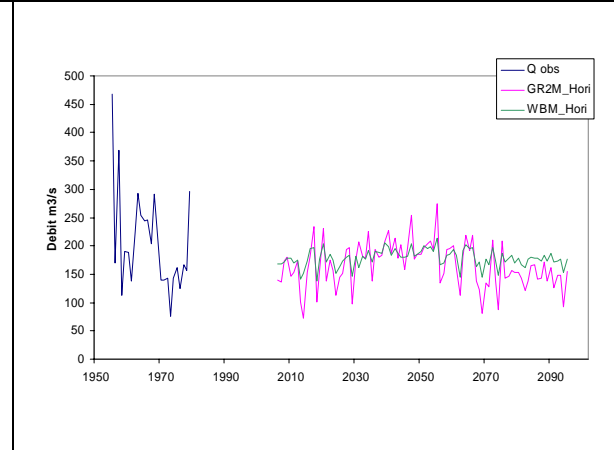
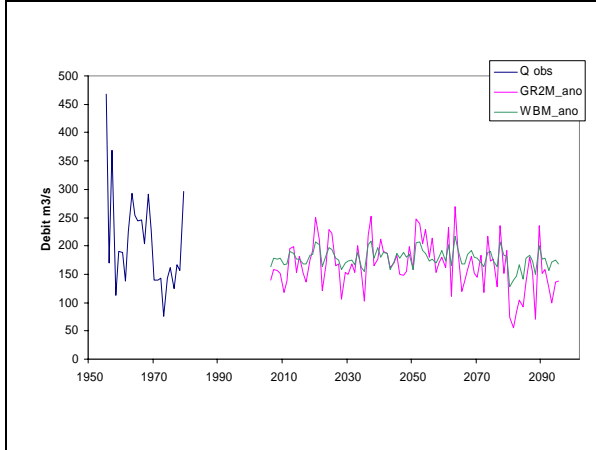
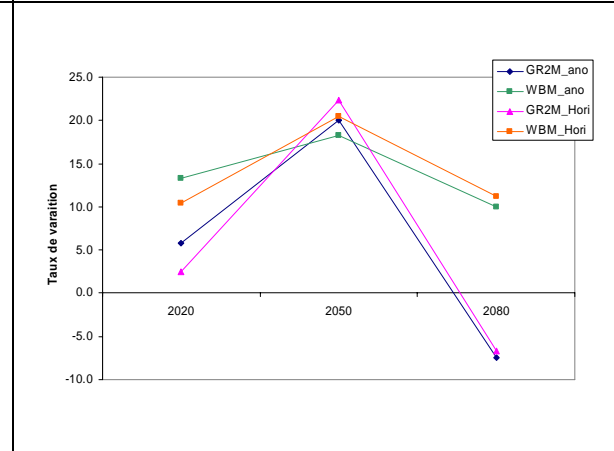
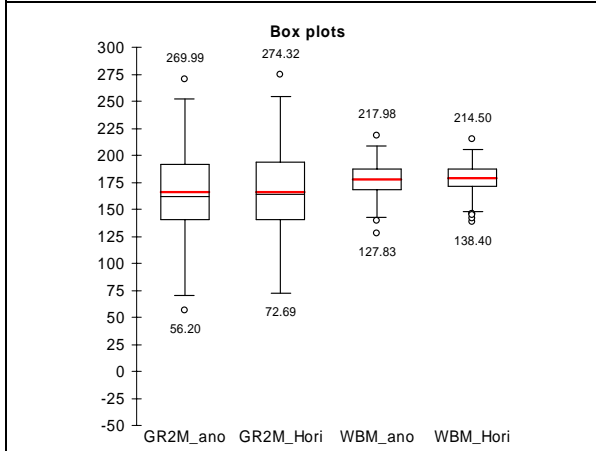
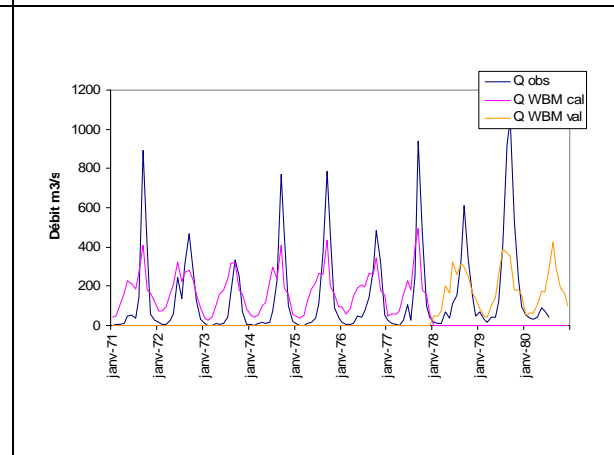
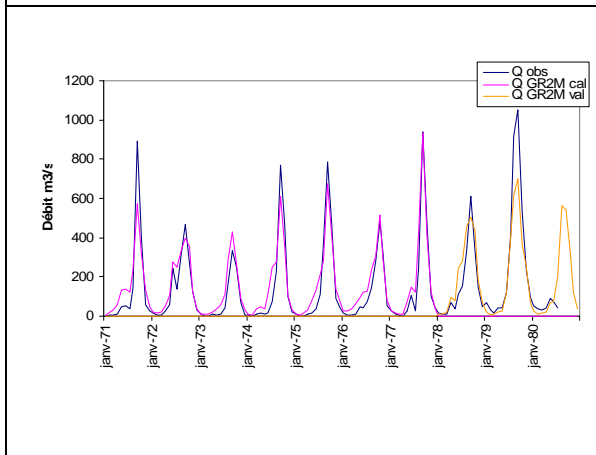
Surface : 62 173 km²

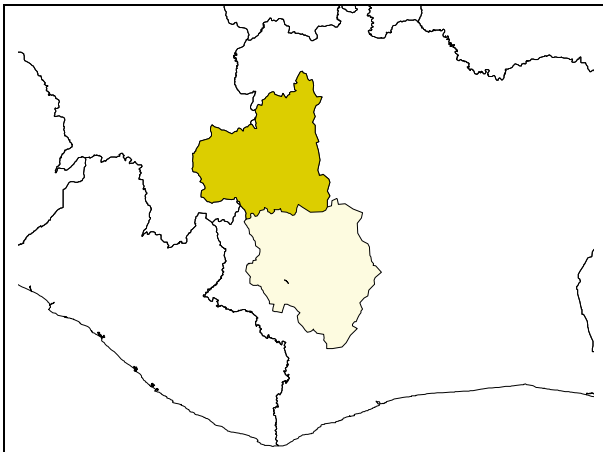
Période : 1954-1991



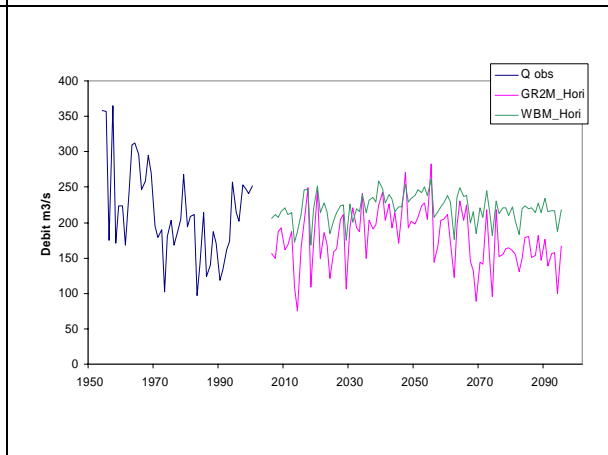
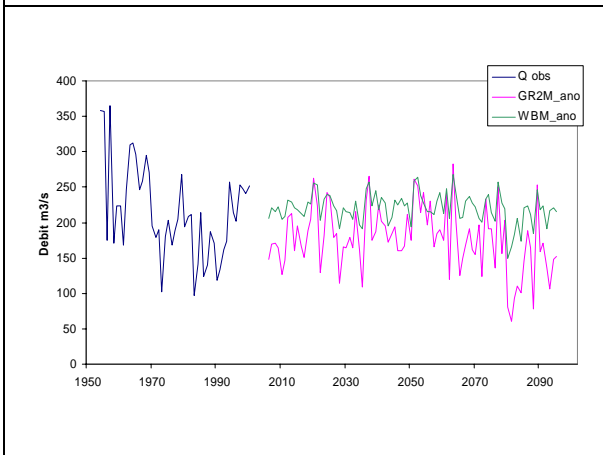
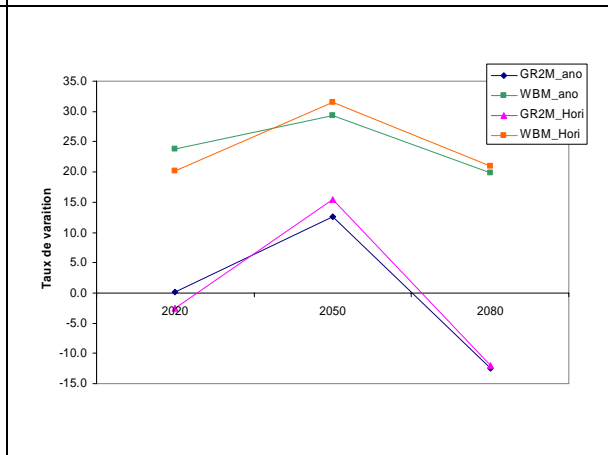
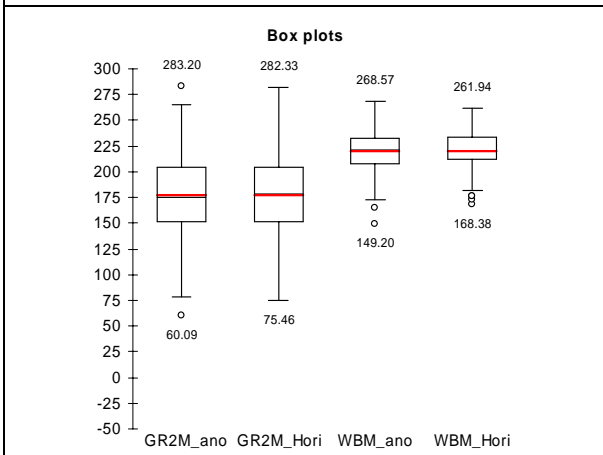
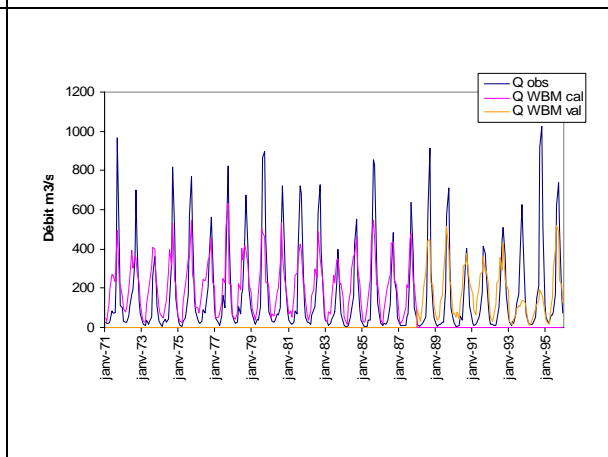
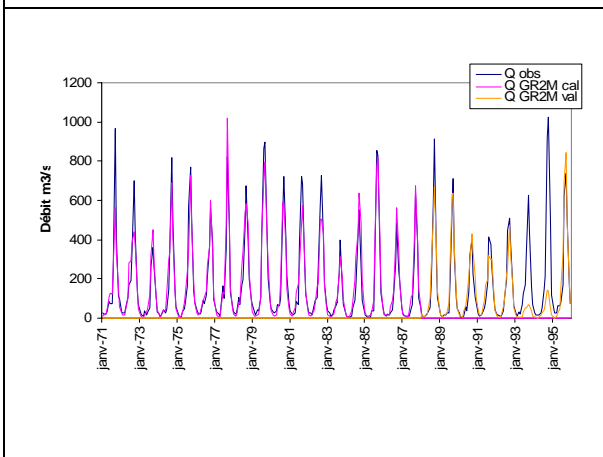


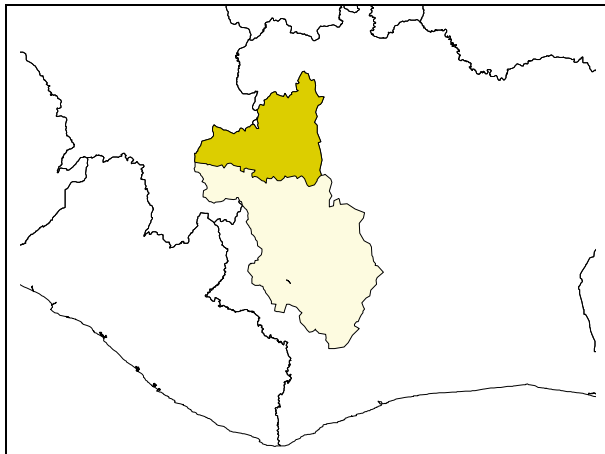
Unité hydrogr. : Sassandra
Rivière : Sassandra
Station : Guessabo
Latitude : 6°44'00"
Longitude : -7°01'00"
Surface : 36 582 km²
Période : 1953-1980





Unité hydrogr. : Sassandra
Rivière : Sassandra
Station : Semien
Latitude : 7°42'29"
Longitude : -8°55'59"
Surface : 29 900 km²
Période : 1954-1999





Unité hydrogr. : Sassandra

Rivière : Sassandra

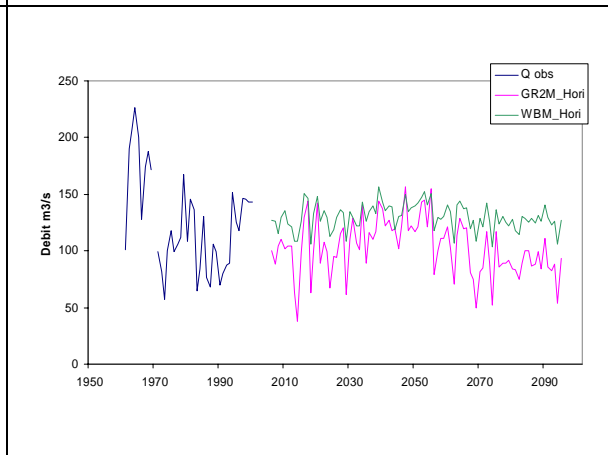
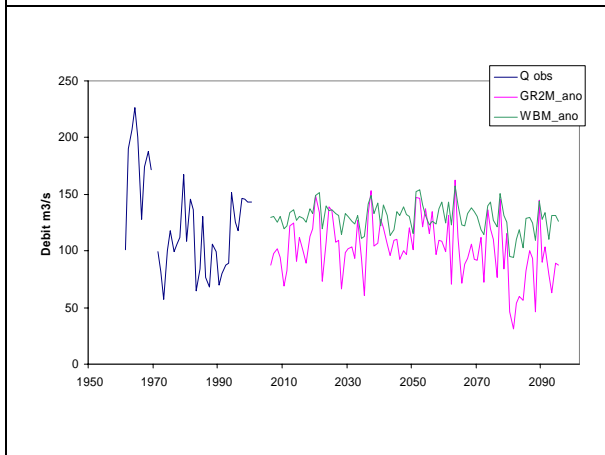
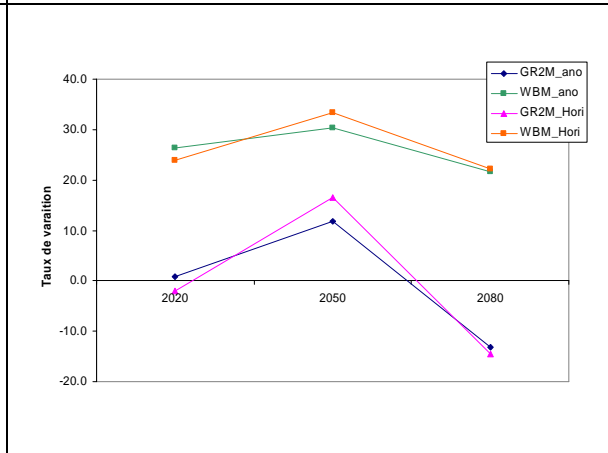
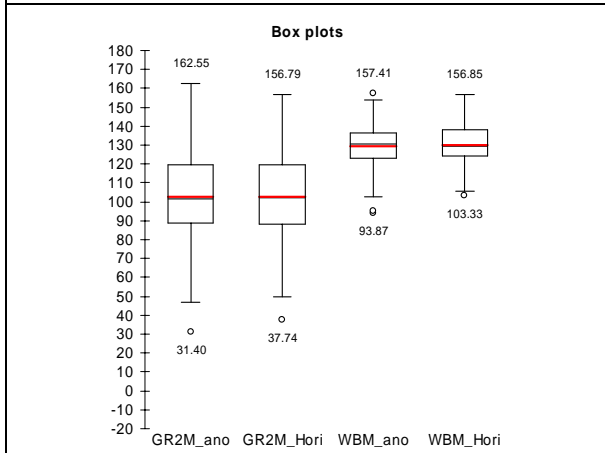
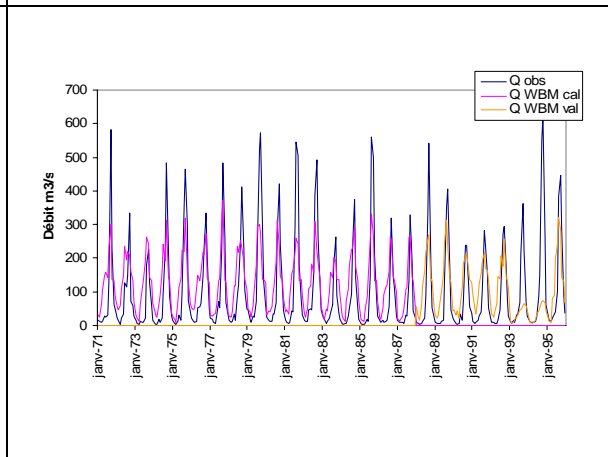
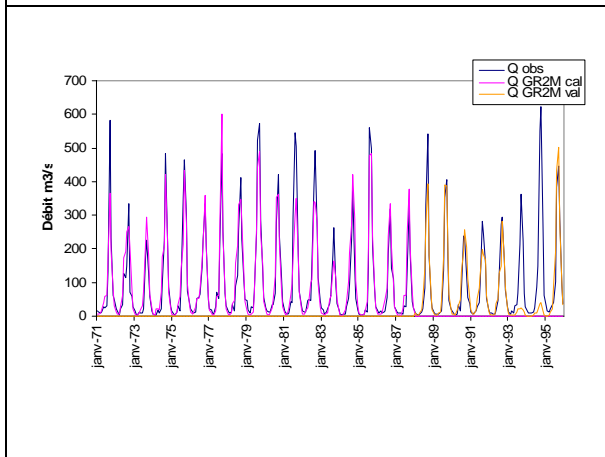
Station : Sorotona

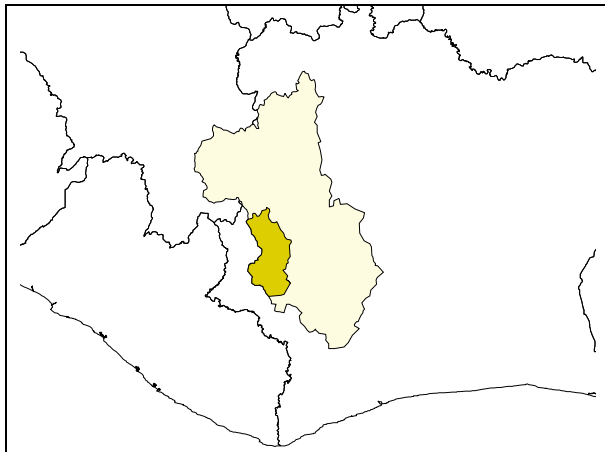
Latitude : 8°04'46"

Longitude : -8°53'33"

Surface : 18 955 km²

Période : 1961-1993





Unité hydrogr. : Sassandra

Rivière : Nzo

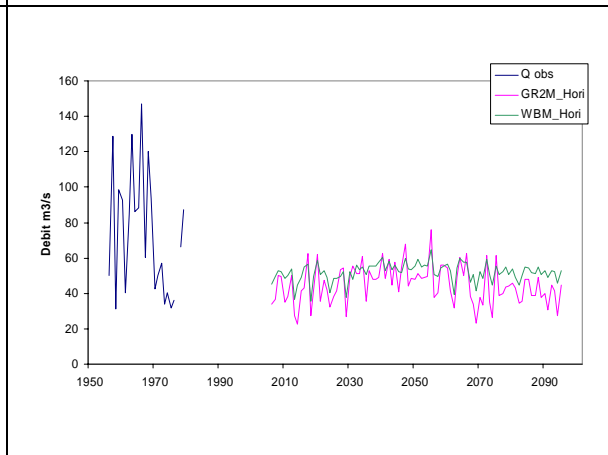
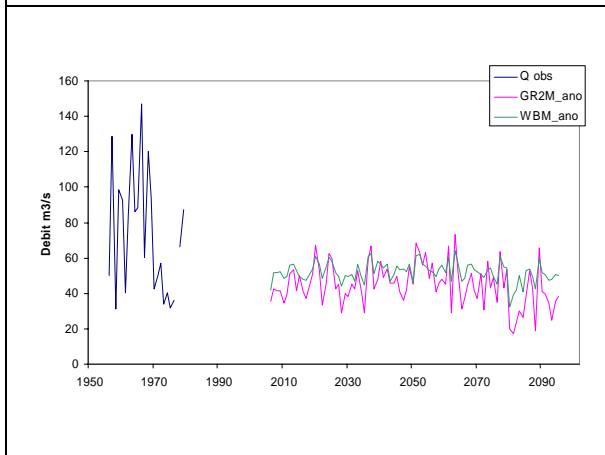
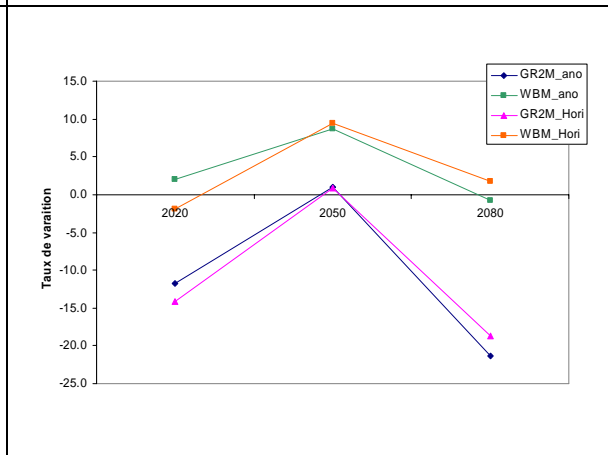
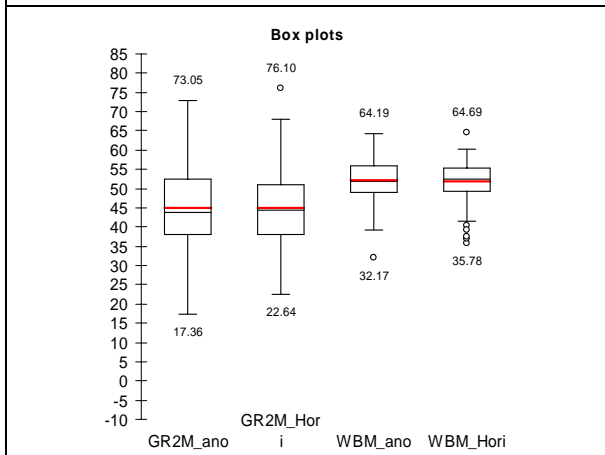
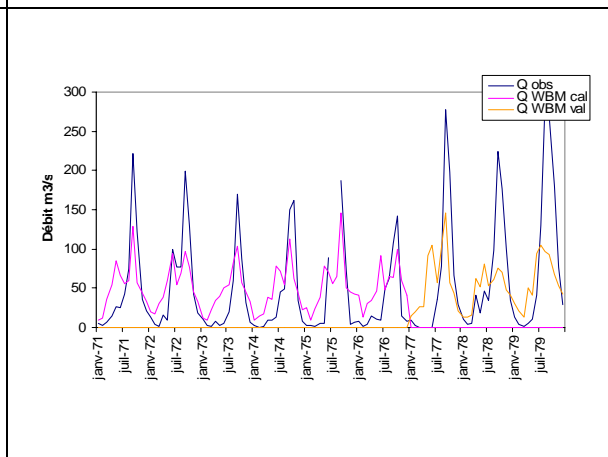
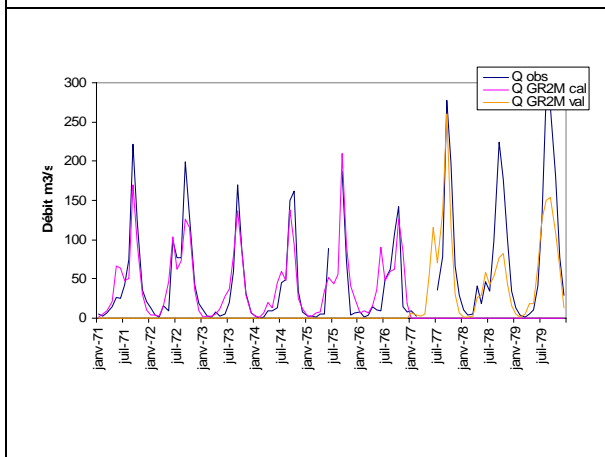
Station : Guiglo

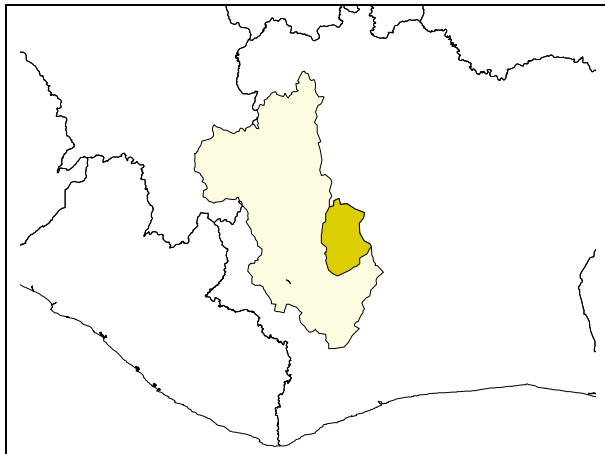
Latitude : 6°32'08"

Longitude : -8°31'51"

Surface : 6 232 km²

Période : 1955-1980





Unité hydrogr. : Sassandra

Rivière : Lobo

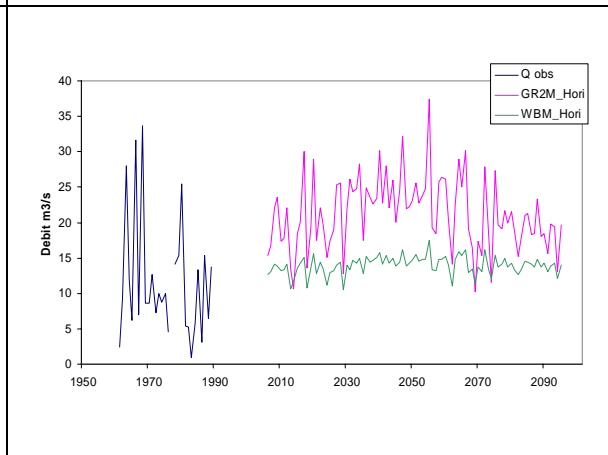
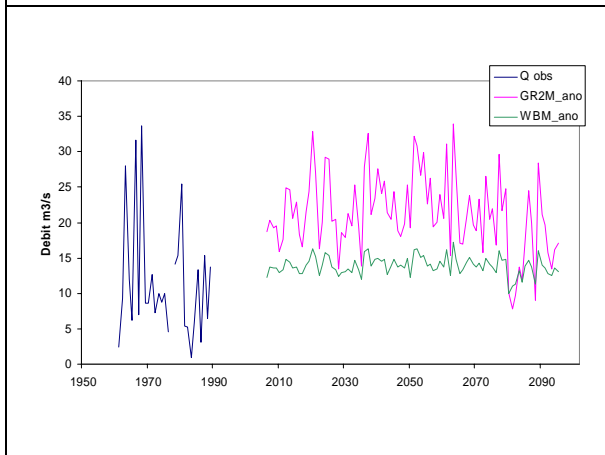
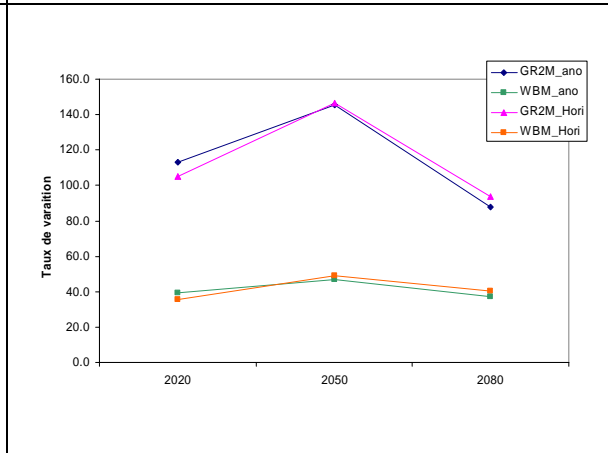
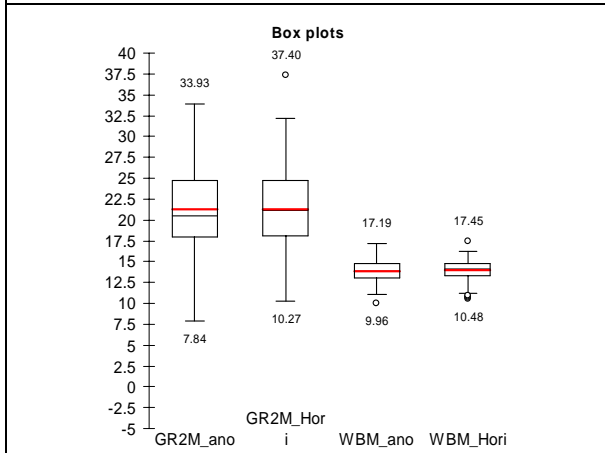
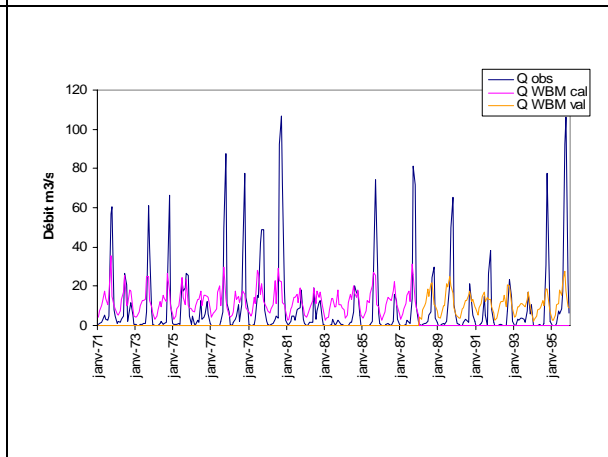
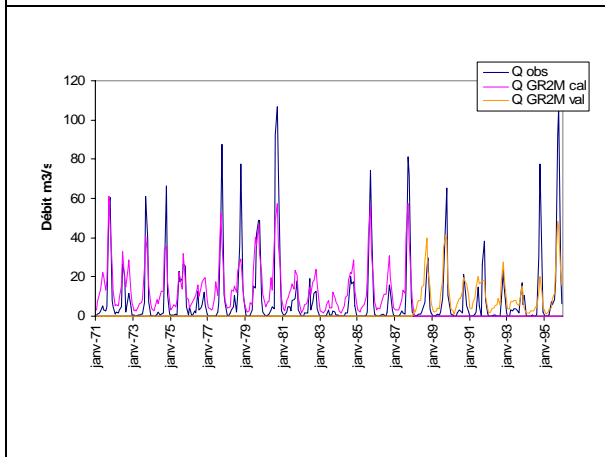
Station : Nibehibe

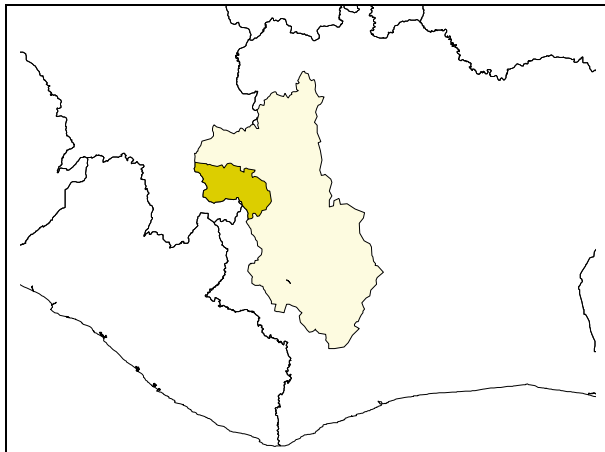
Latitude : 6°48'01"

Longitude : -7°18'00"

Surface : 6 230 km²

Période : 1961-1996





Unité hydrogr. : Sassandra

Rivière : Bafing

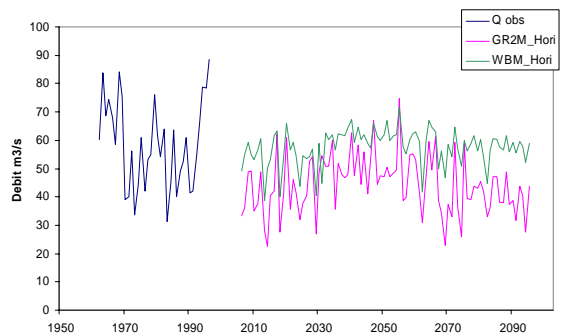
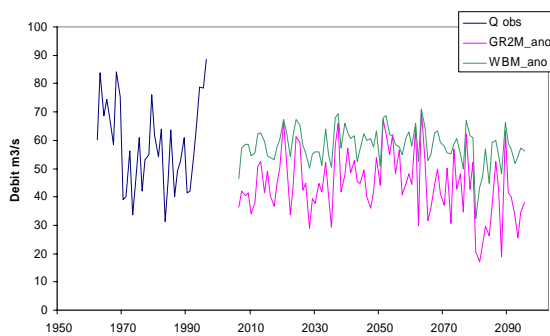
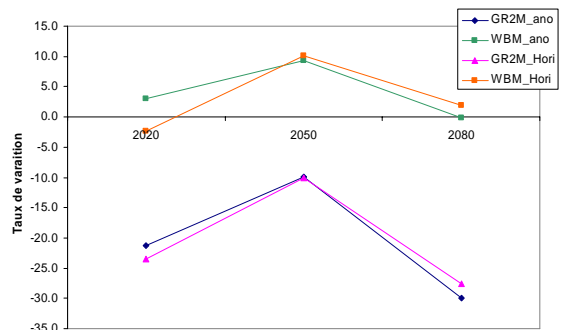
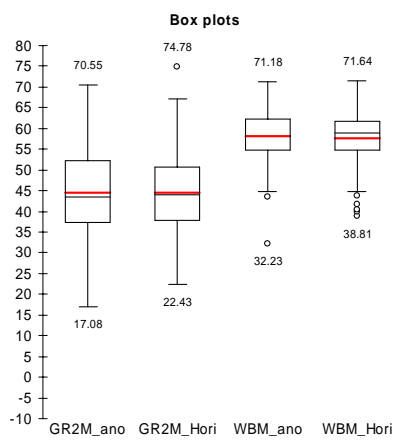
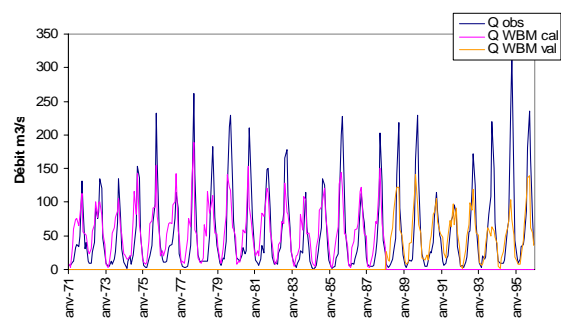
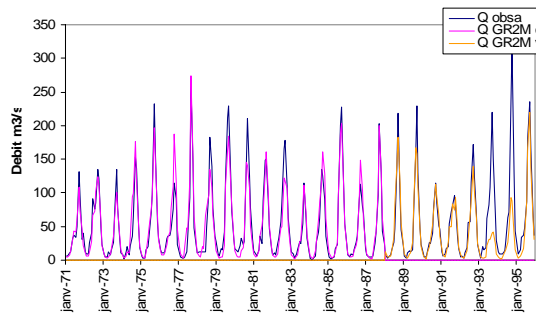
Station : Bafingdala

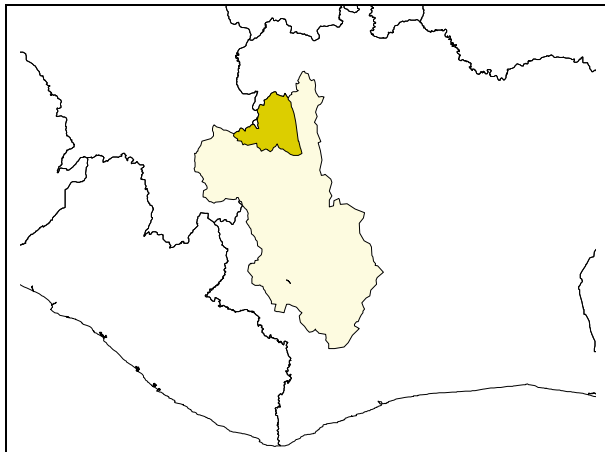
Latitude : 7°50'03"

Longitude : -8°19'59"

Surface : 6 049 km²

Période : 1961-1999





Unité hydrogr. : Sassandra

Rivière : Boa

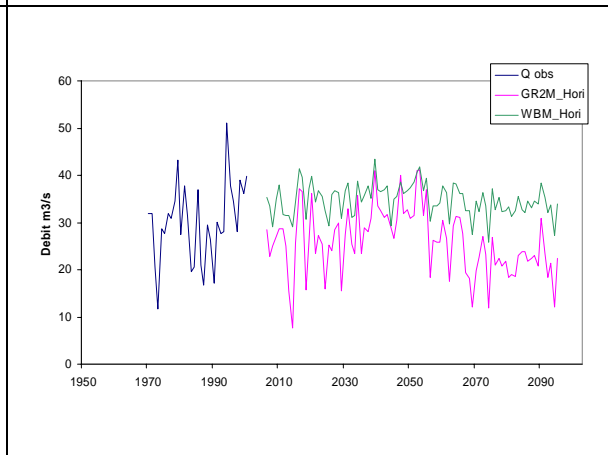
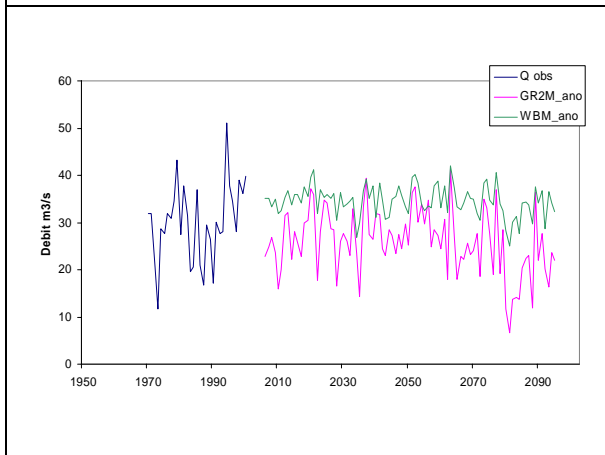
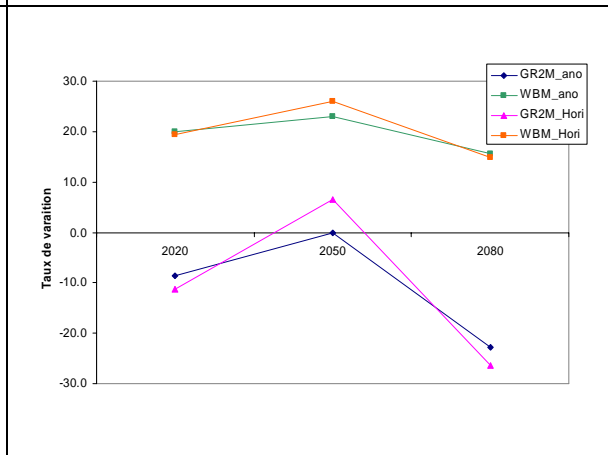
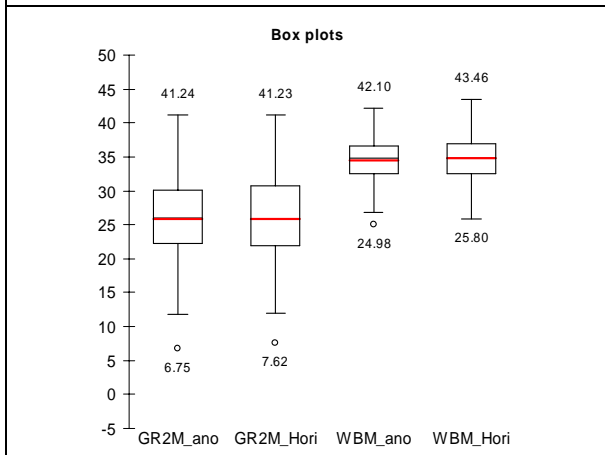
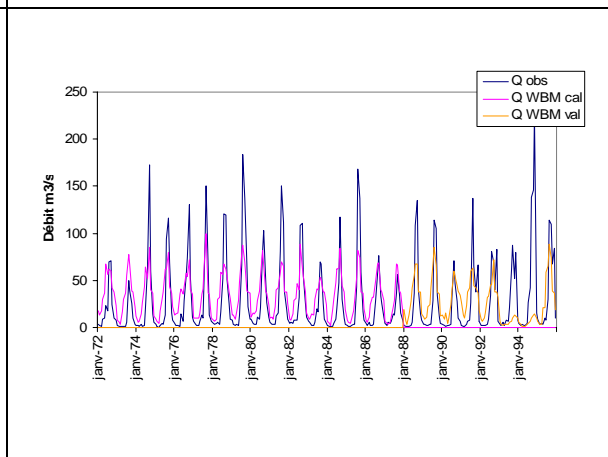
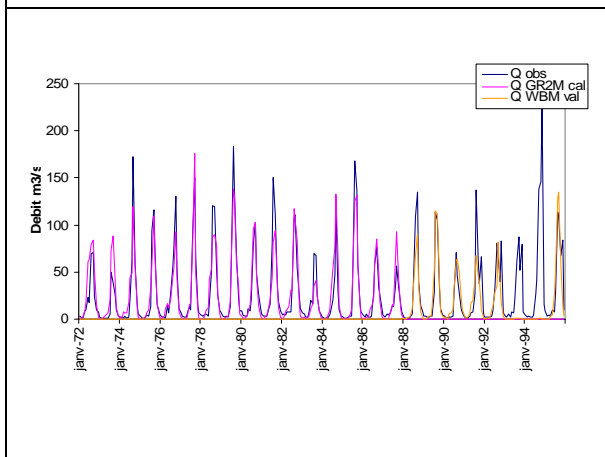
Station : Vialadougou

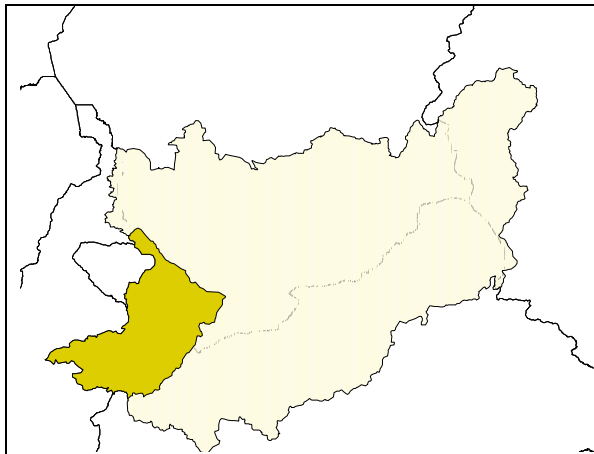
Latitude : 8°32'35"

Longitude : -8°46'40"

Surface : 5 878 km²

Période : 1970-1999





Unité hydrogr. : Logone

Rivière : Logone

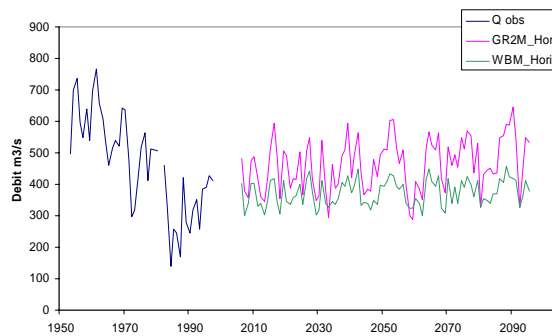
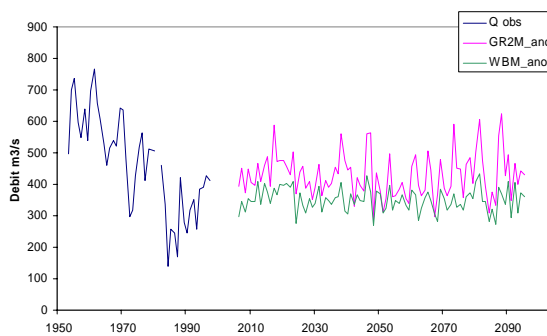
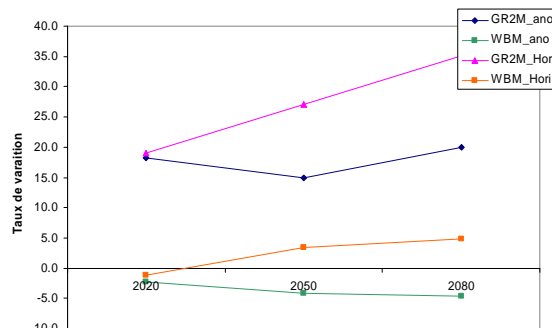
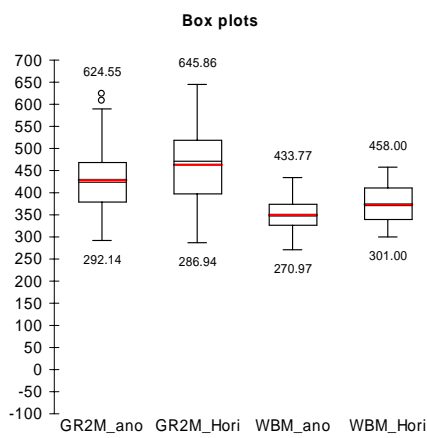
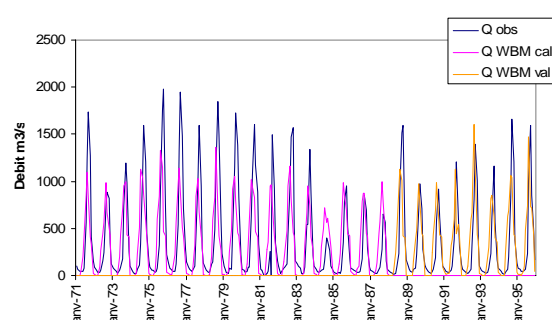
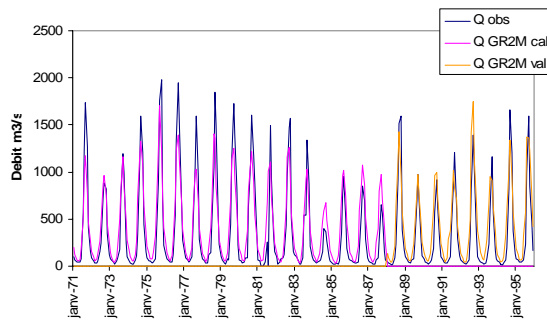
Station : Bongor

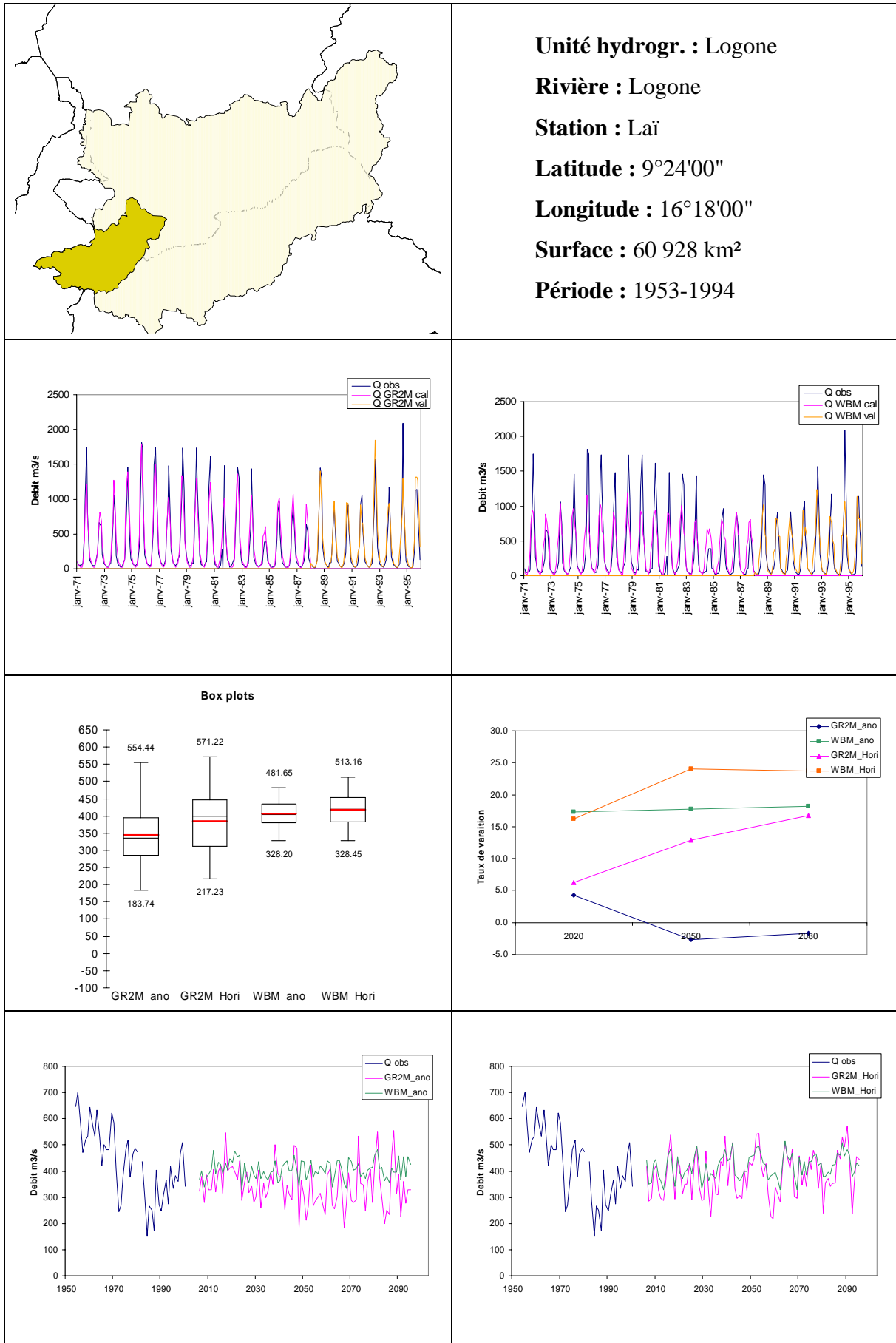
Latitude : 10°16'00"

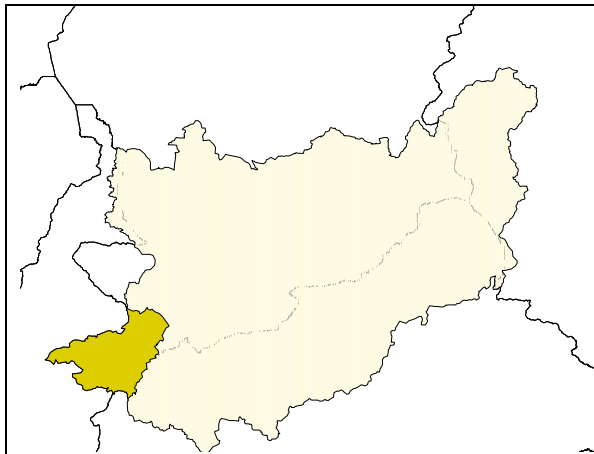
Longitude : 15°25'00"

Surface : 71 411 km²

Période : 1952-1999







Unité hydrogr. : Logone

Rivière : Logone

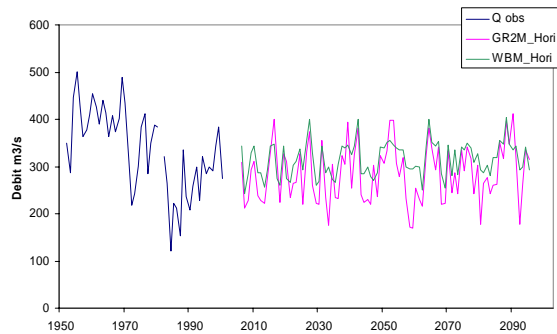
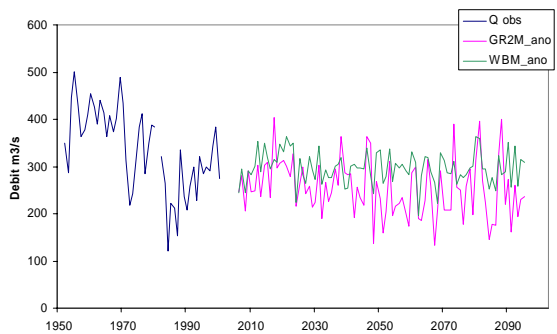
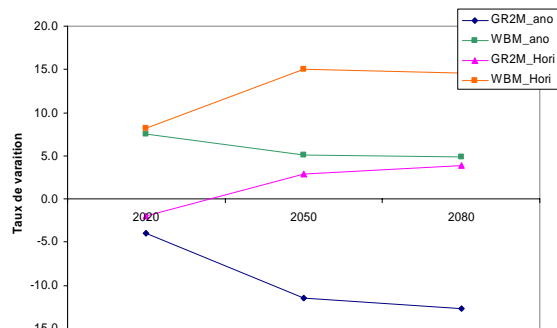
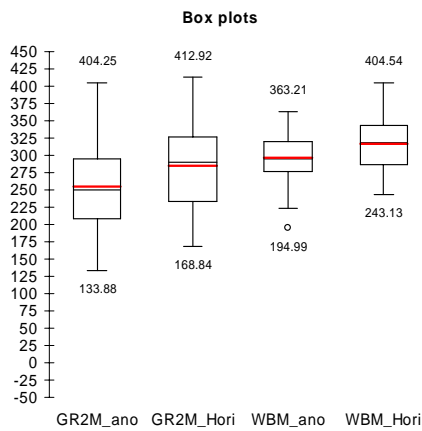
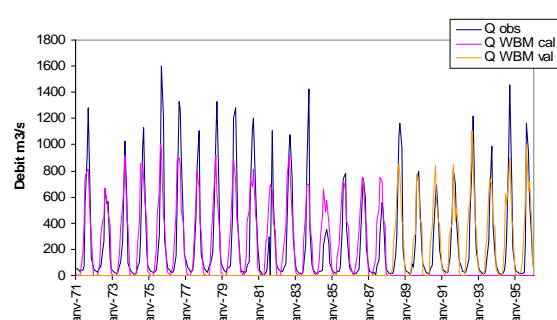
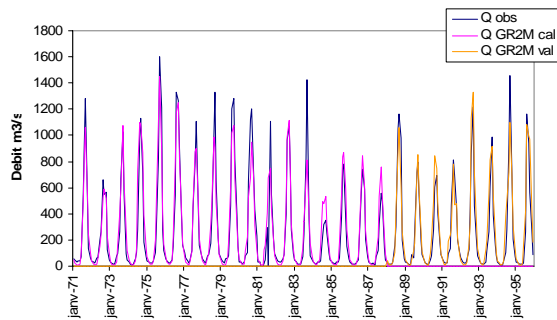
Station : Moundou

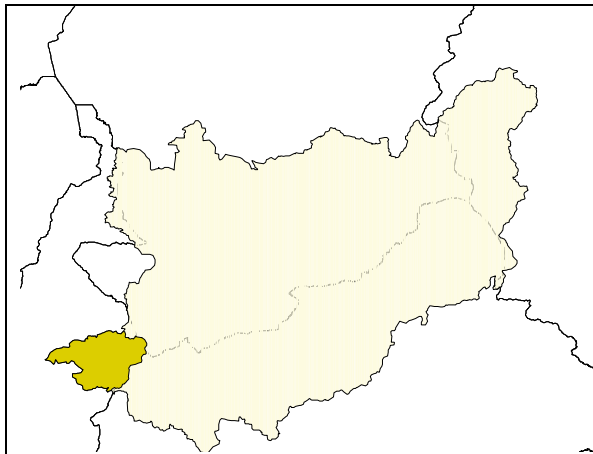
Latitude : 8°19'12"

Longitude : 16°02'23"

Surface : 32 705 km²

Période : 1960-1999





Unité hydrogr. : Logone

Rivière : Logone

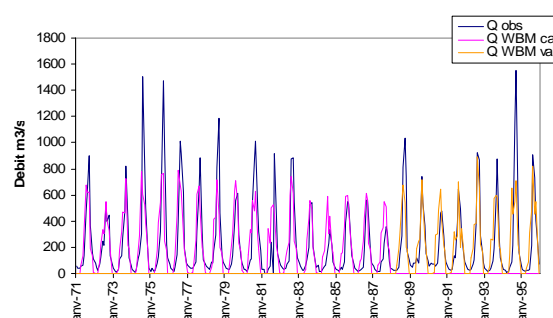
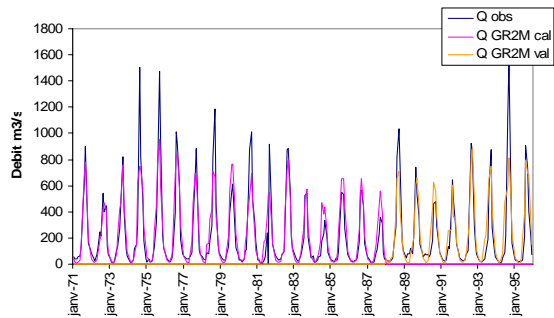
Station : Baïbokoum

Latitude : 7°45'00"

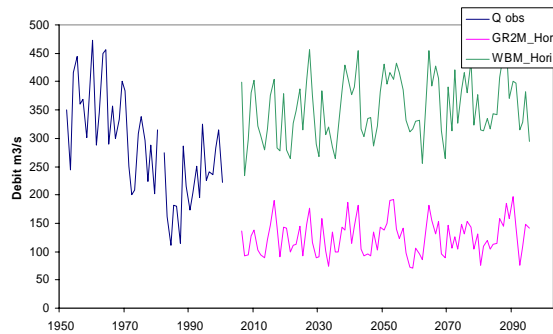
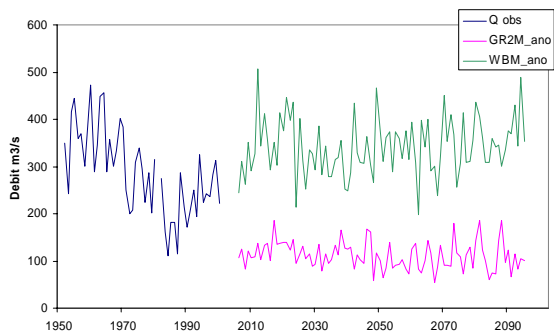
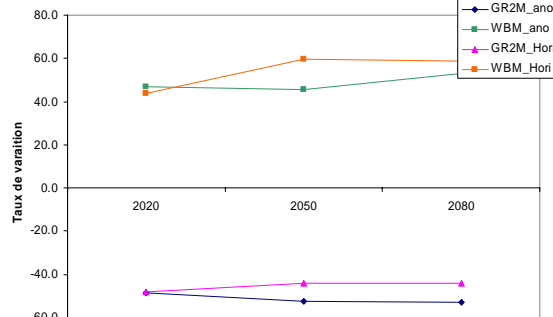
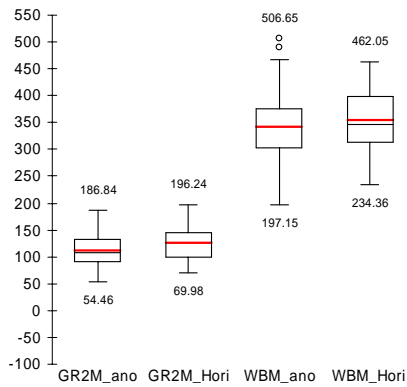
Longitude : 15°40'00"

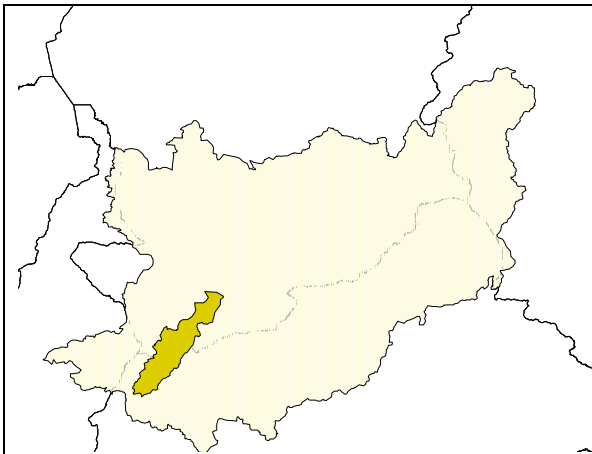
Surface : 21 710 km²

Période : 1951-1995

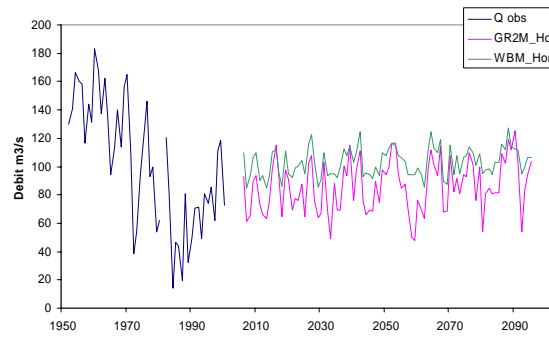
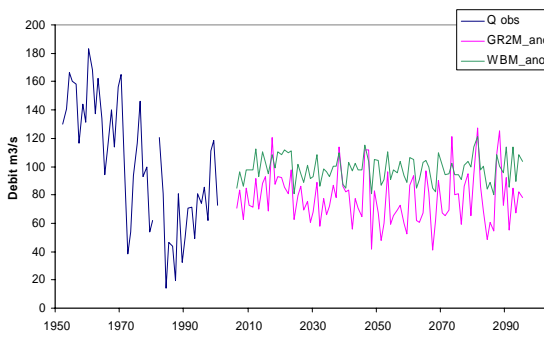
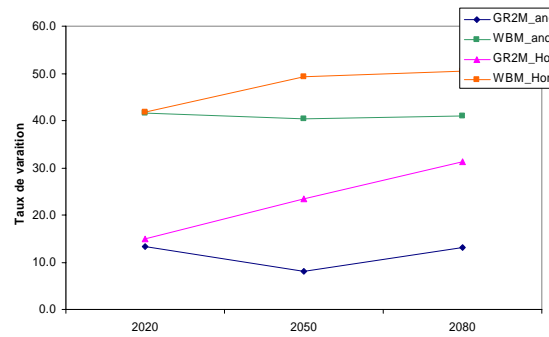
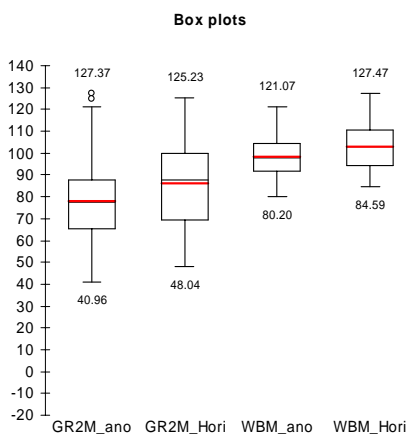
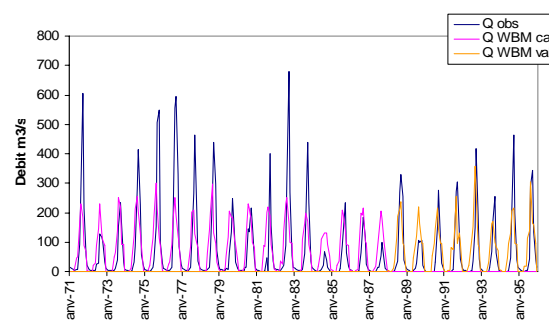
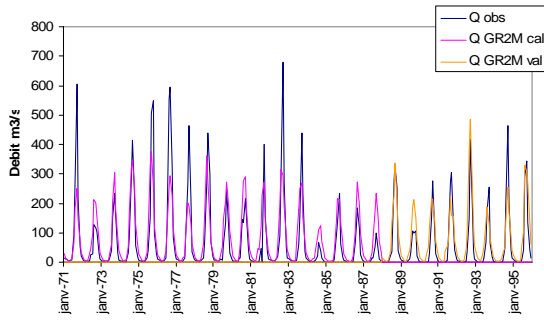


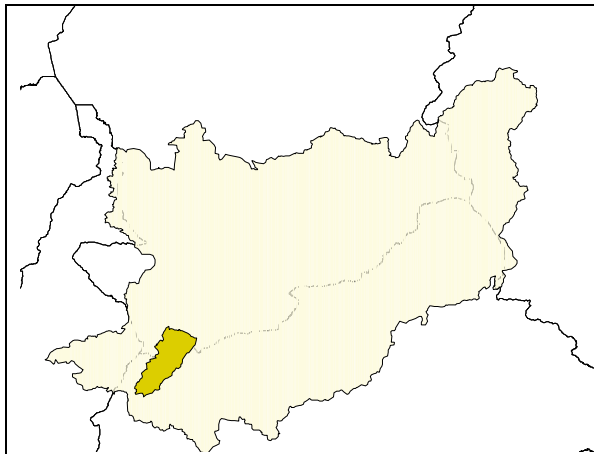
Box plots





Unité hydrogr. : Logone
Rivière : Pende
Station : Doba Contonfran
Latitude : 8°39'00"
Longitude : 16°49'59"
Surface : 16 909 km²
Période : 1966-1995





Unité hydrogr. : Logone

Rivière : Pende

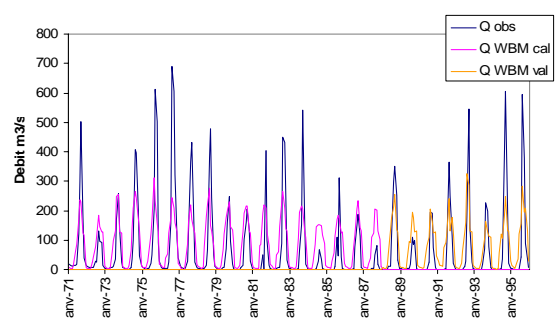
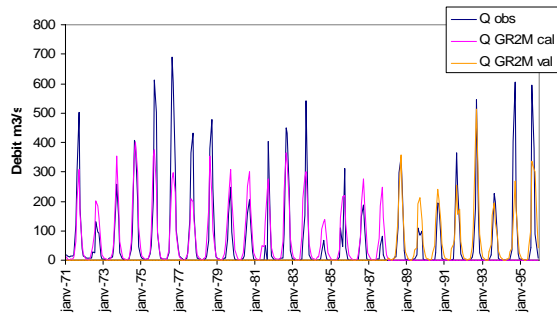
Station : Gore

Latitude : 7°57'00"

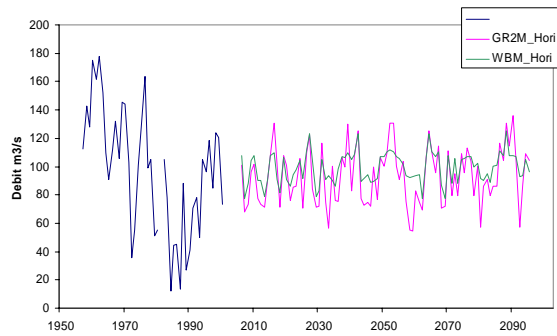
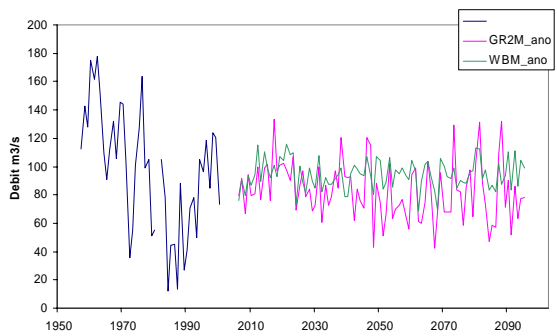
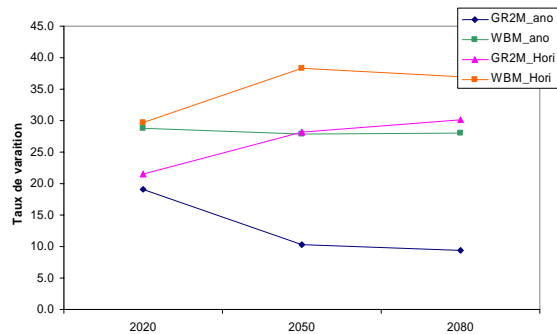
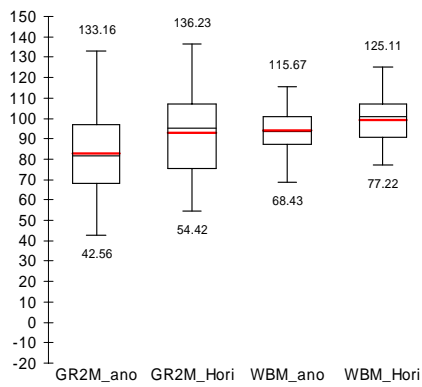
Longitude : 16°37'00"

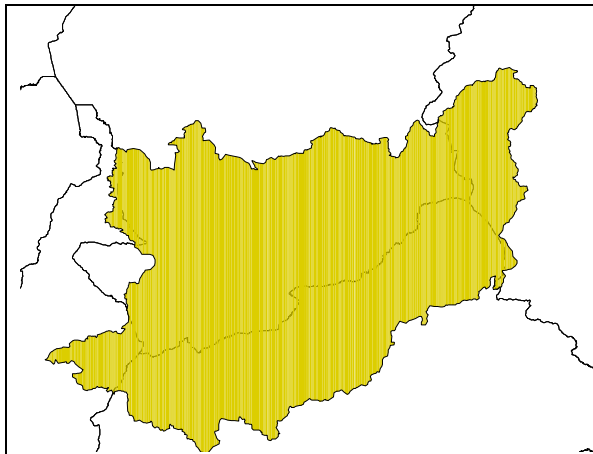
Surface : 11 510 km²

Période : 1956-1993

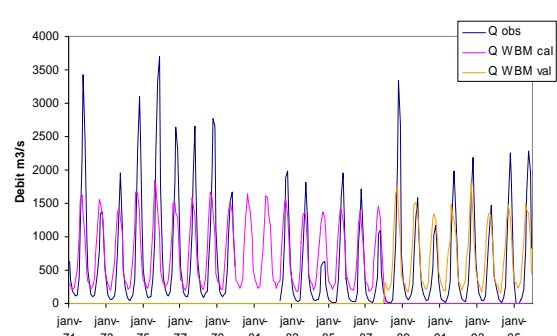
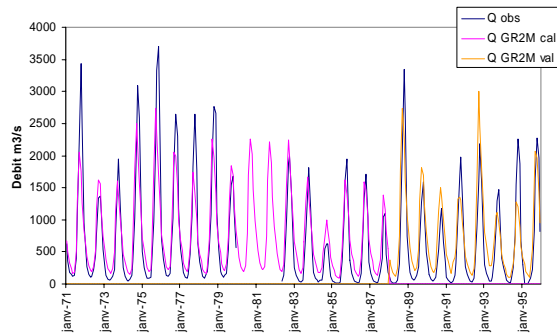


Box plots

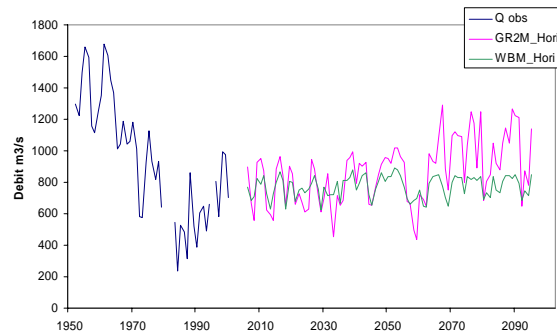
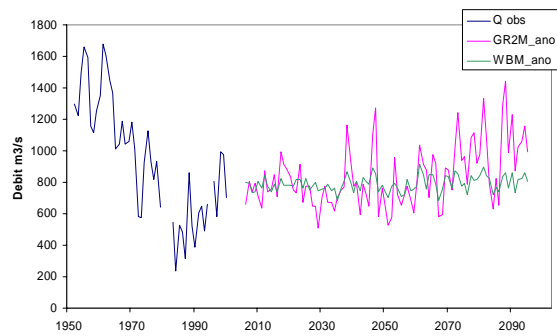
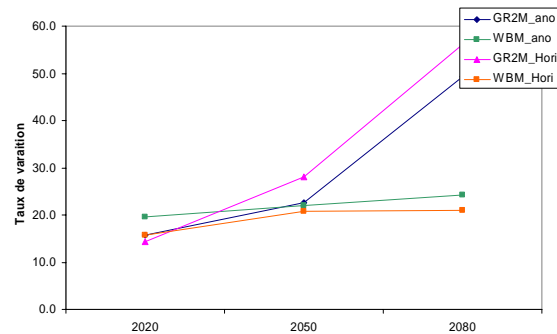
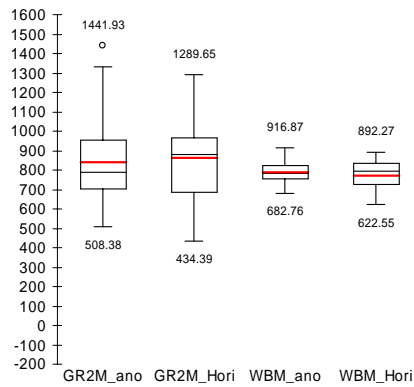


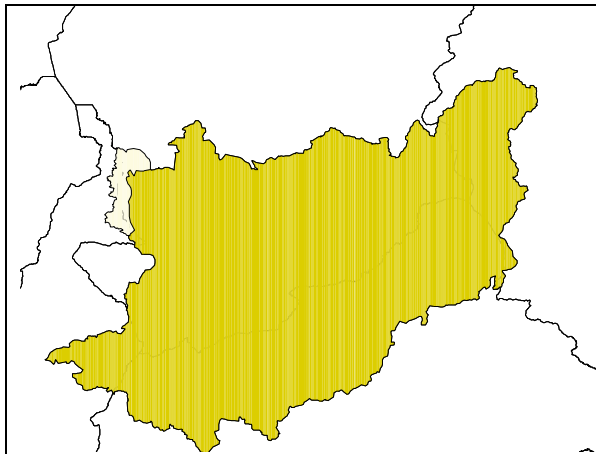


Unité hydrogr. : Chari
Rivière : Chari
Station : Ndjamena
Latitude : 12°07'00"
Longitude : 15°01'59"
Surface : 600 090 km²
Période : 1933-1999

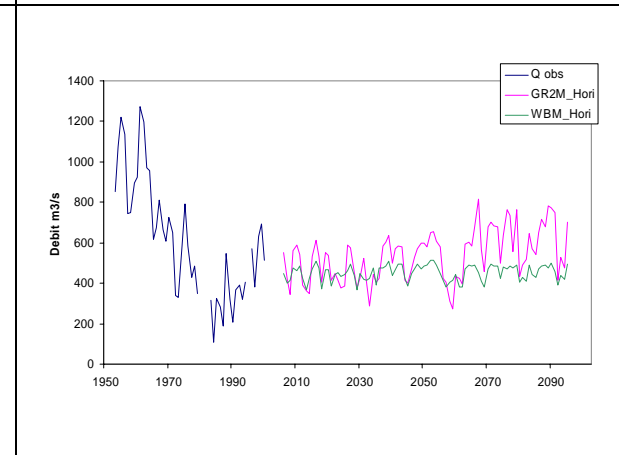
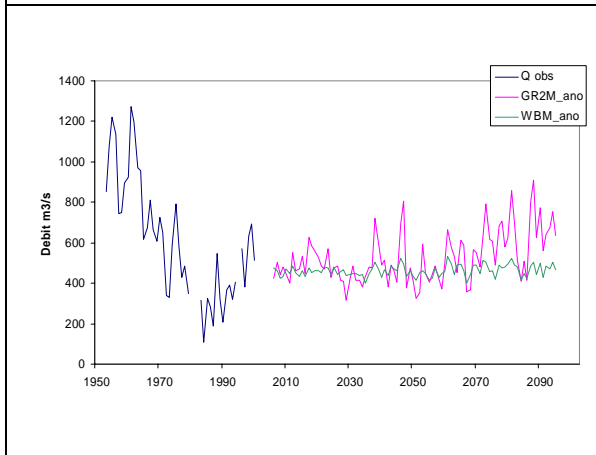
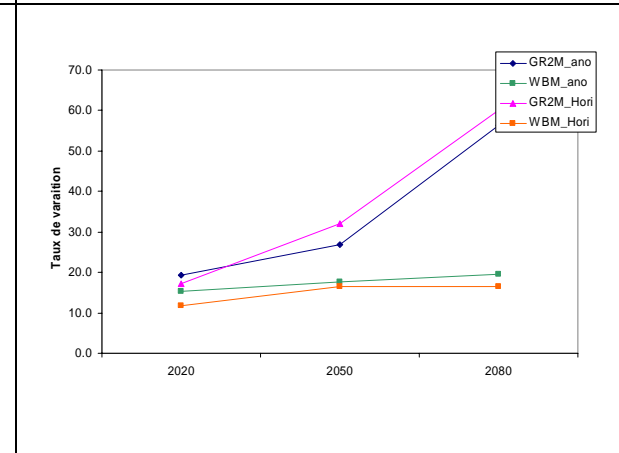
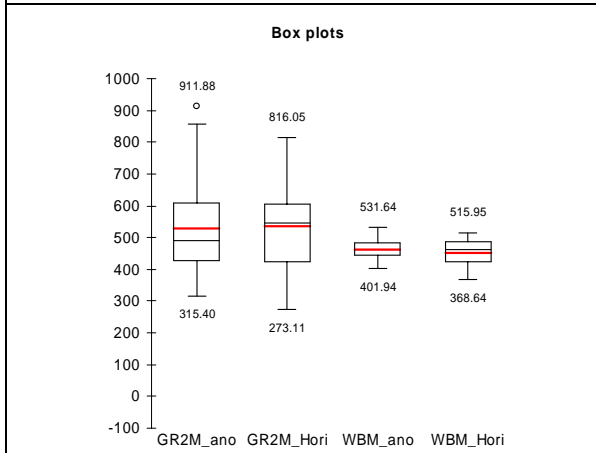
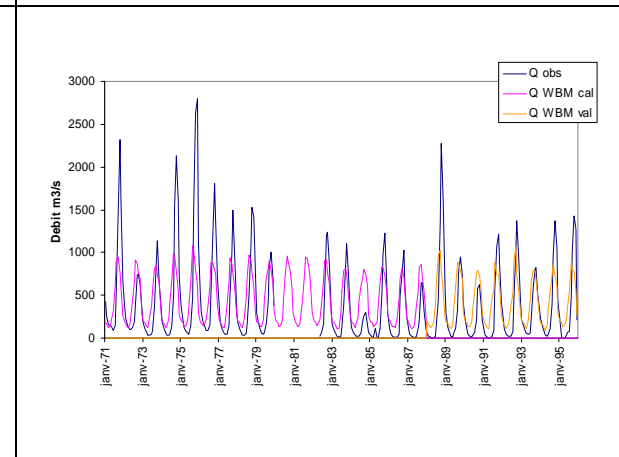
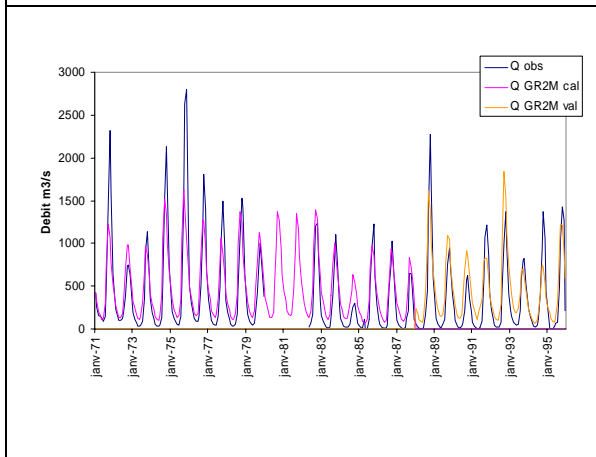


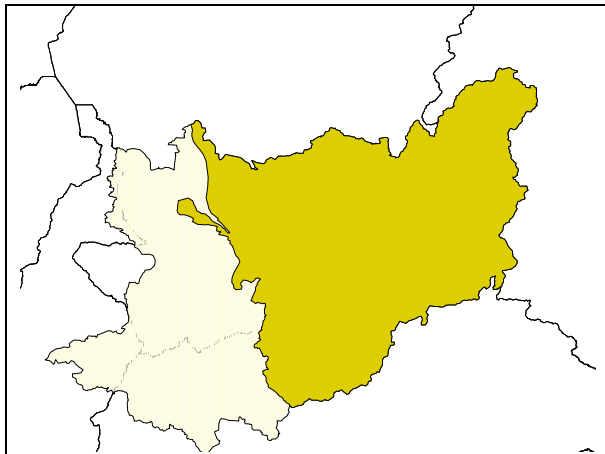
Box plots



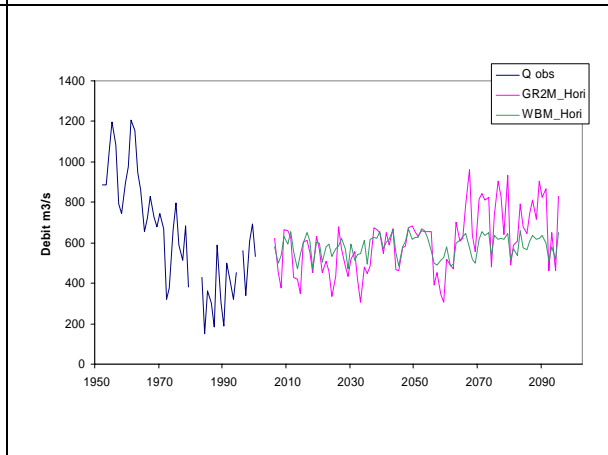
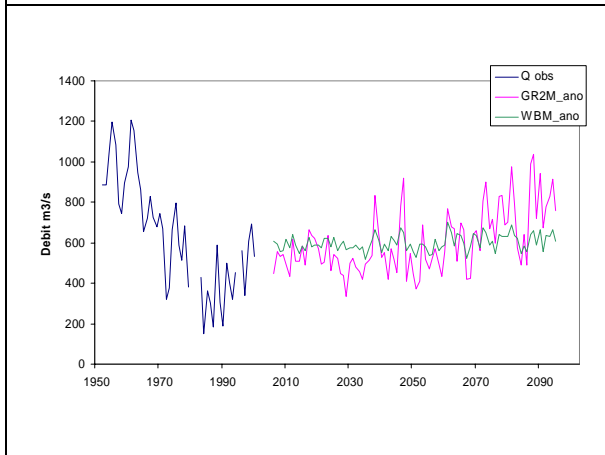
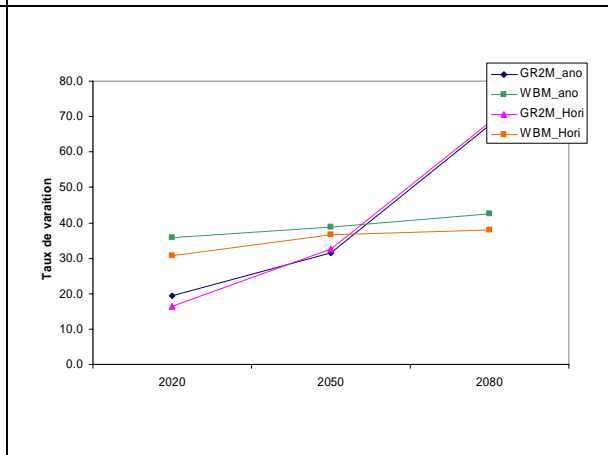
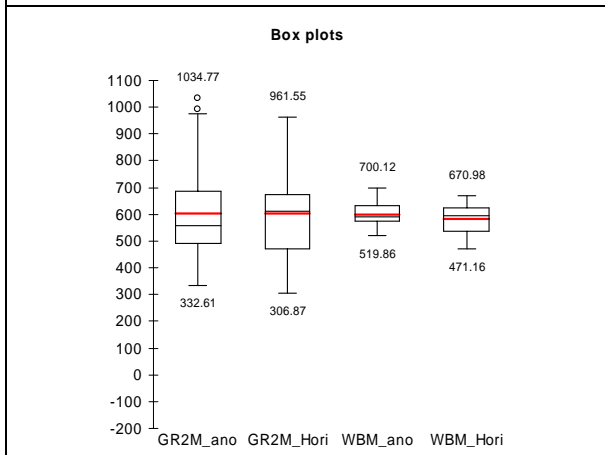
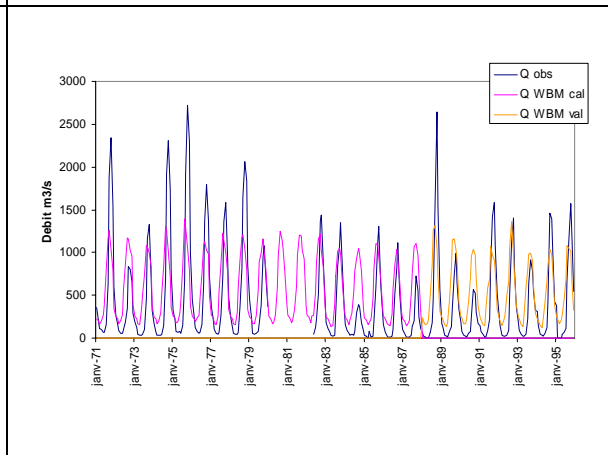
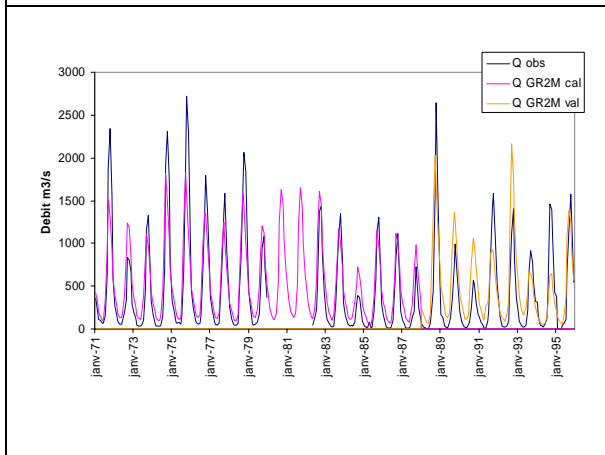


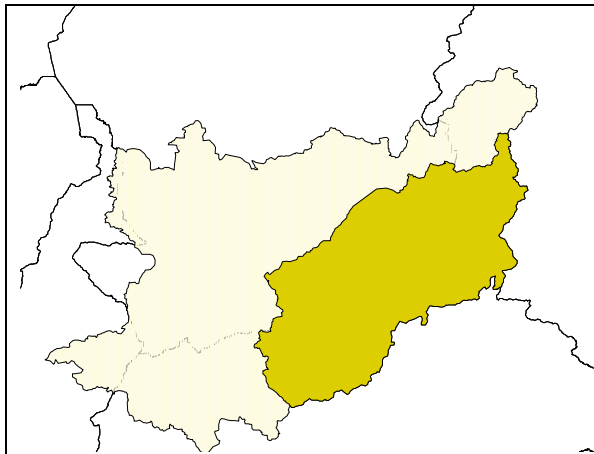
Unité hydrogr. : Chari
Rivière : Chari
Station : Mailao
Latitude : 11°36'00"
Longitude : 15°16'59"
Surface : 588 806 km²
Période : 1953-1994



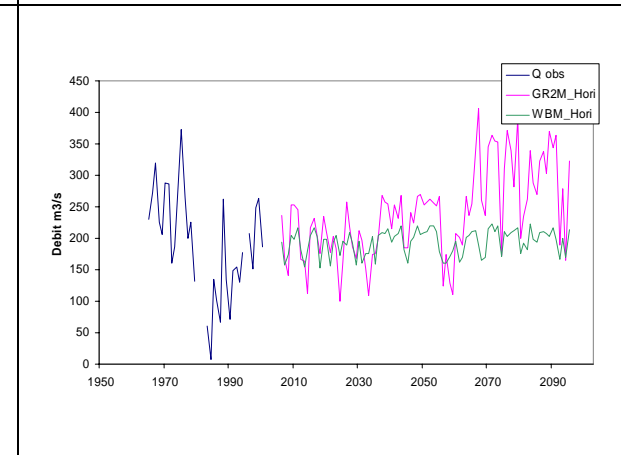
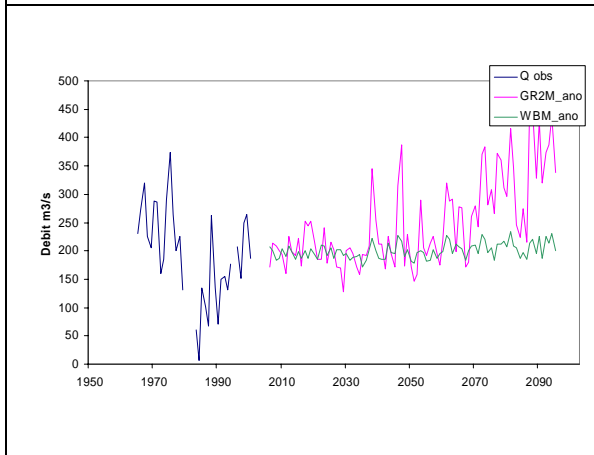
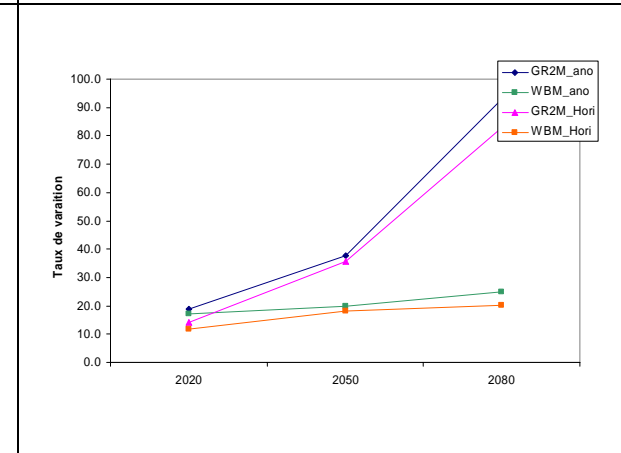
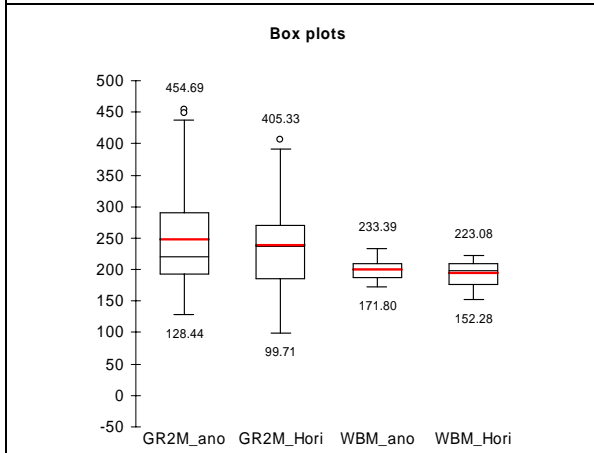
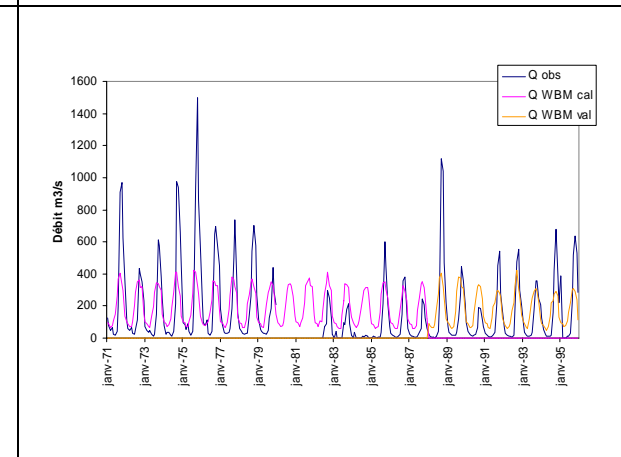
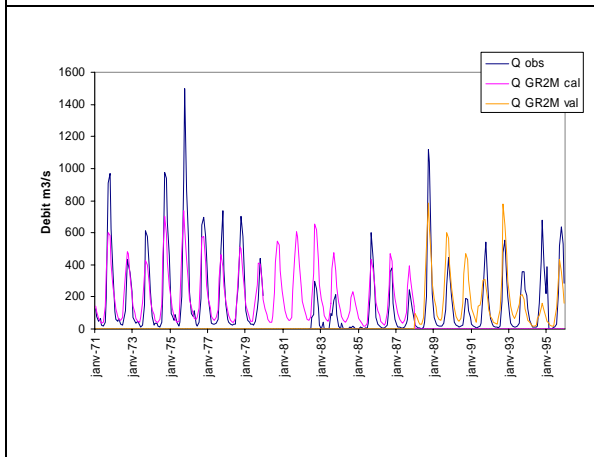


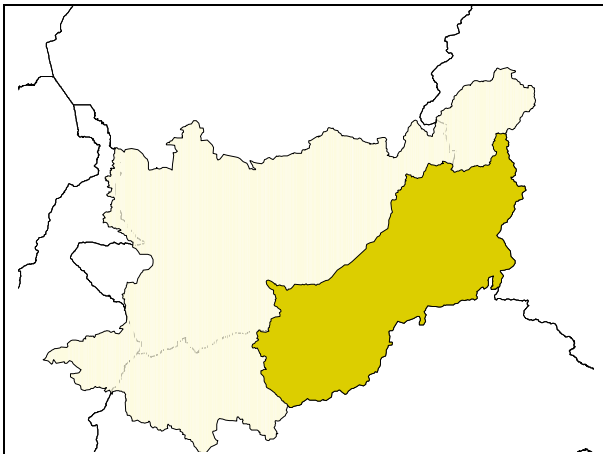
Unité hydrogr. : Chari
Rivière : Chari
Station : Bouso
Latitude : 10°30'00"
Longitude : 16°43'00"
Surface : 461 848 km²
Période : 1936-1994



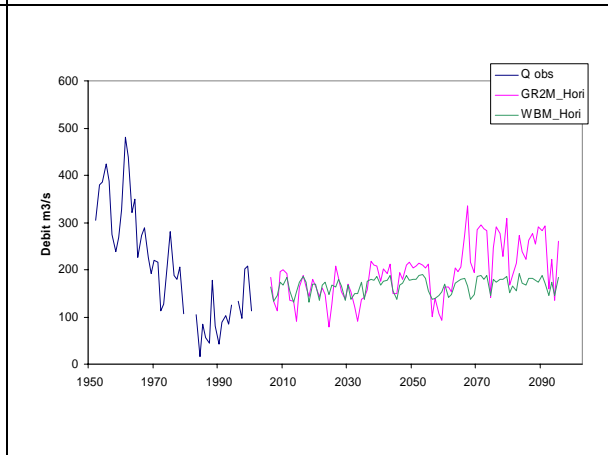
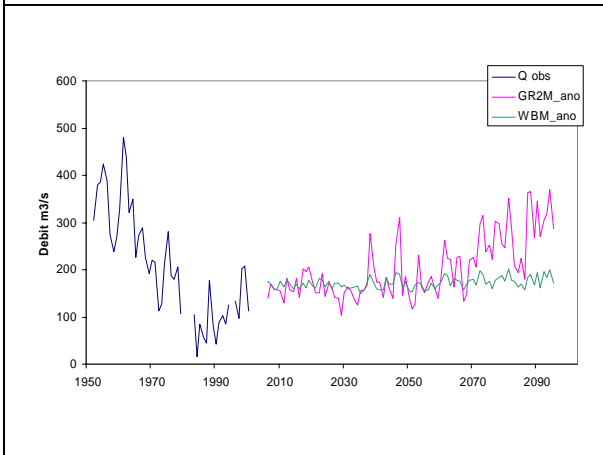
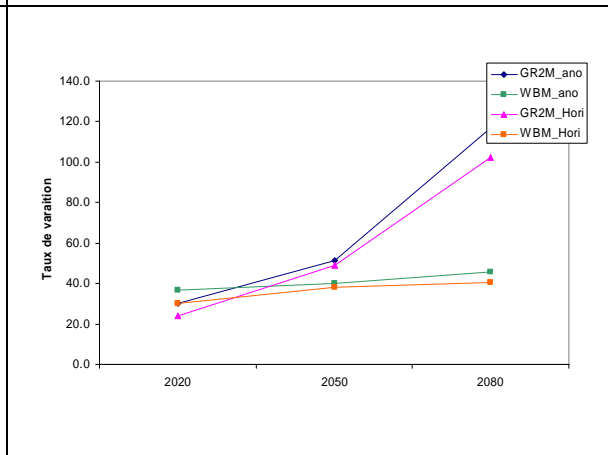
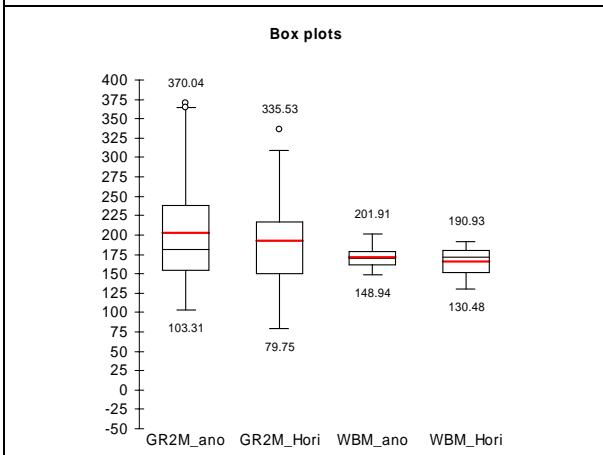
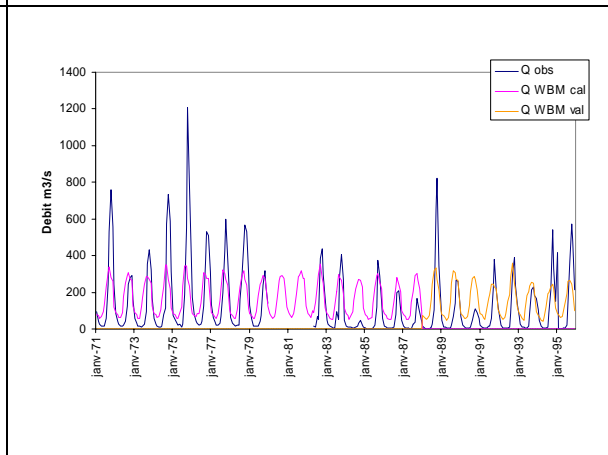
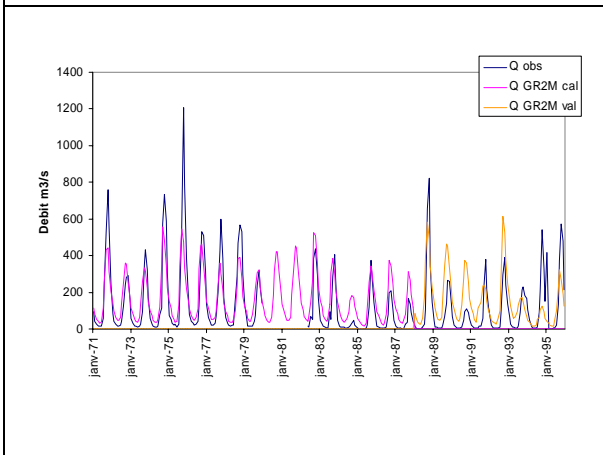


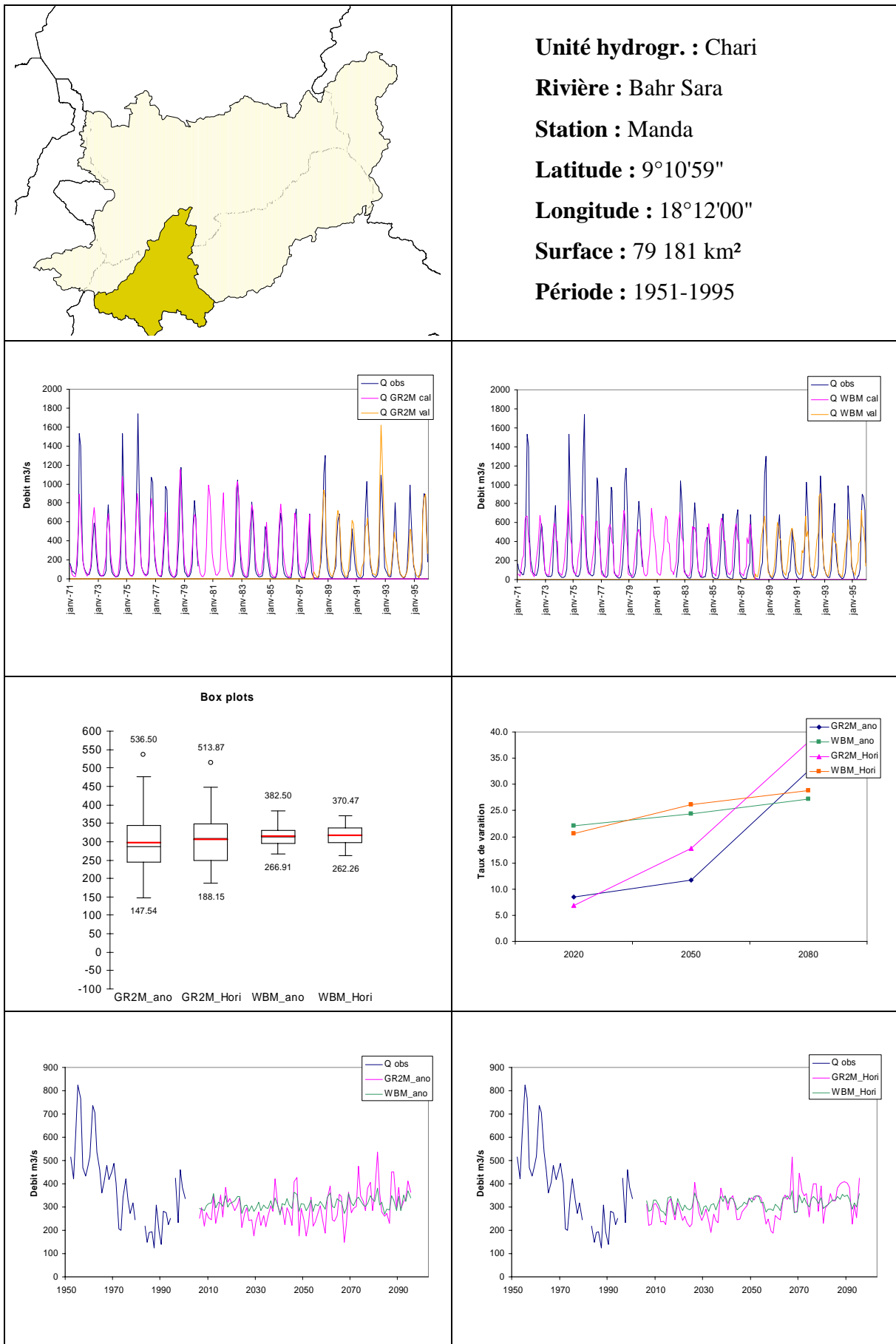
Unité hydrogr. : Chari
Rivière : Chari
Station : Hellibongo
Latitude : 9°15'00"
Longitude : 18°19'00"
Surface : 221 587 km²
Période : 1965-1994

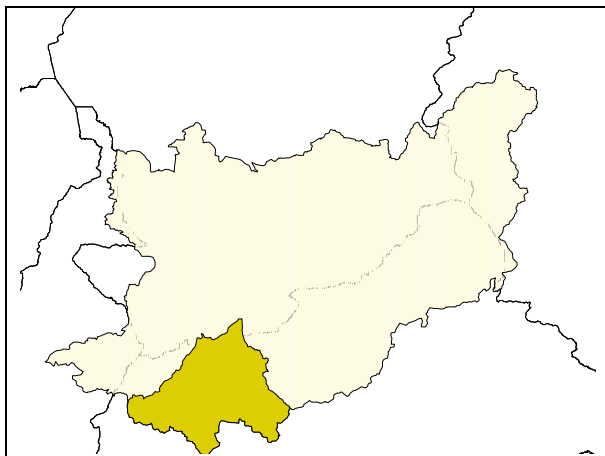




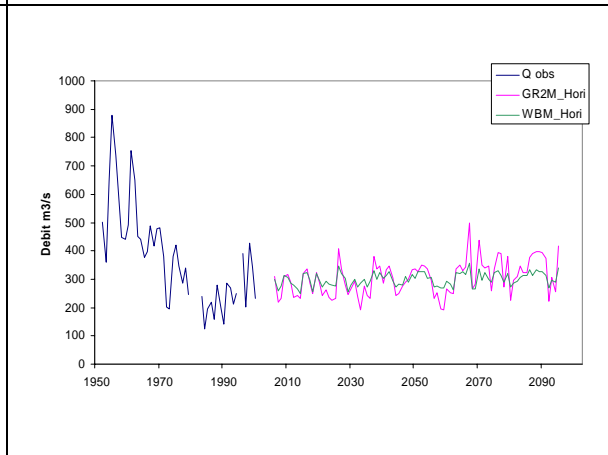
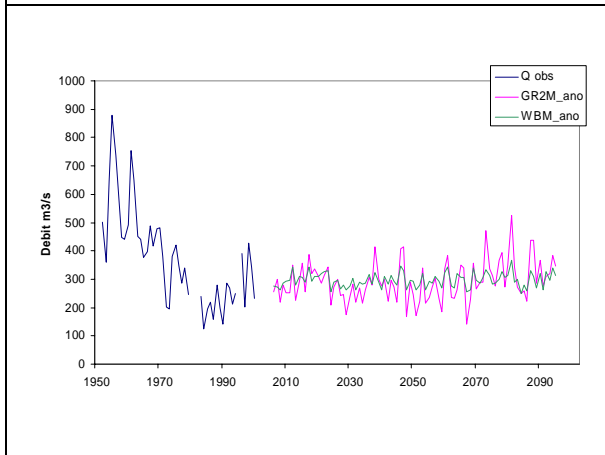
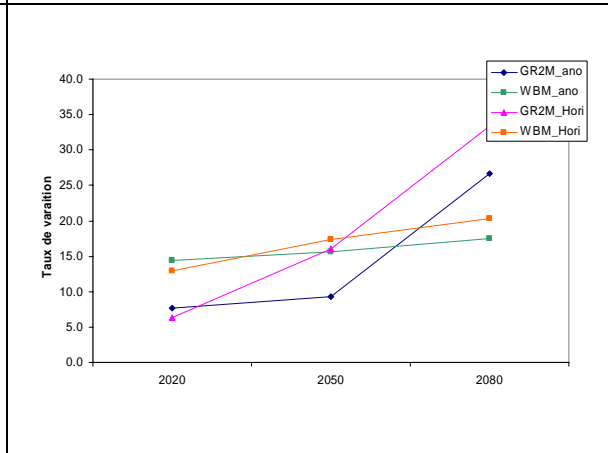
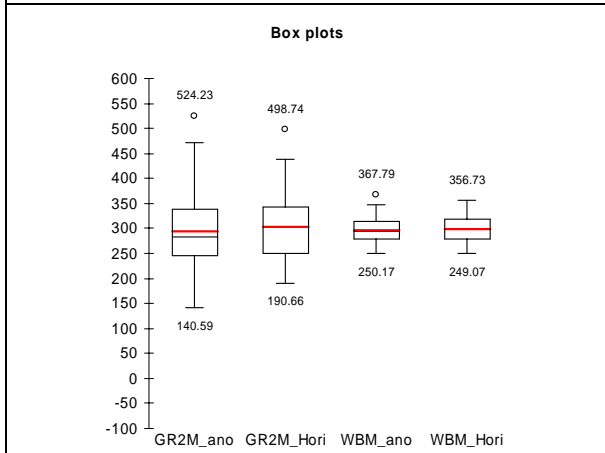
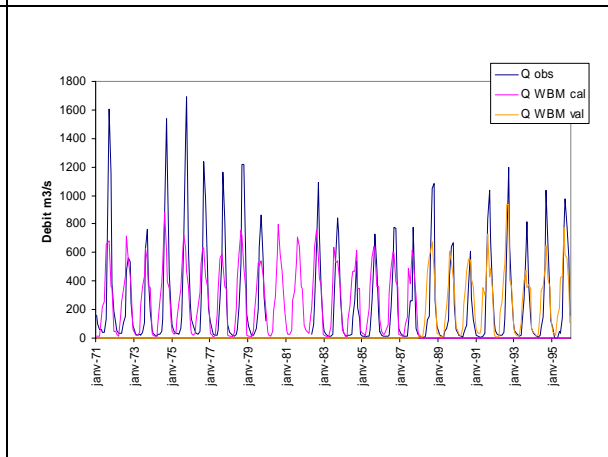
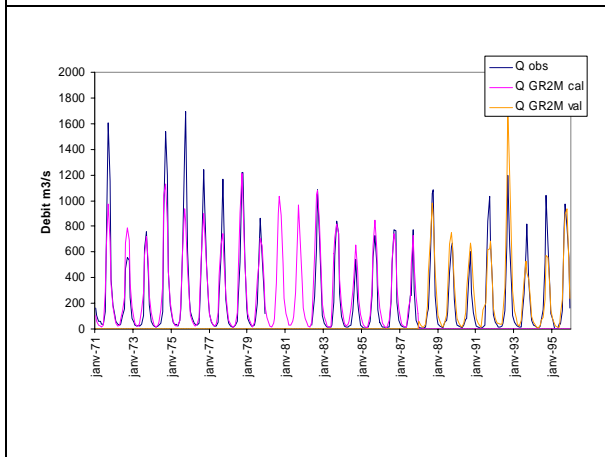
Unité hydrogr. : Chari
Rivière : Chari
Station : Sahr
Latitude : 9°09'00"
Longitude : 18°25'00"
Surface : 192 043 km²
Période : 1938-1999

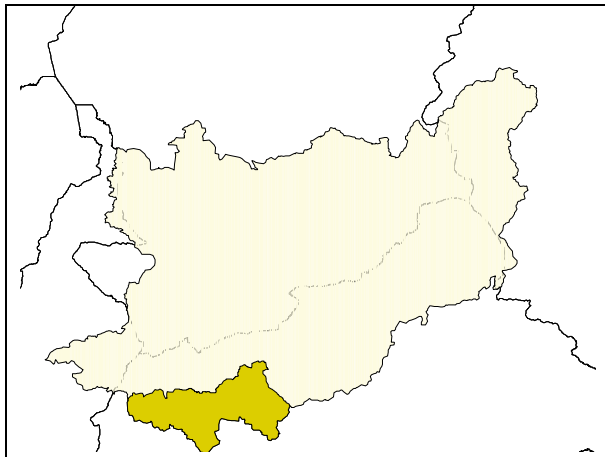






Unité hydrogr. : Chari
Rivière : Bahr Sara
Station : Moissala
Latitude : 8°19'59"
Longitude : 17°46'00"
Surface : 66 472 km²
Période : 1951-1994





Unité hydrogr. : Chari
Rivière : Ouham
Station : Batafango
Latitude : 7°18'00"
Longitude : 18°16'59"
Surface : 42 985 km²
Période : 1951-1994

