



Université Montpellier II



Coopération Française



HydroSciences
Montpellier

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Structure et évolution terre et planètes
Formation doctorale : Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental
École doctorale : Sciences de la terre et de l'eau

présentée et soutenue publiquement
par

Adama MARIKO

le 18 décembre 2003

Titre :

Caractérisation et suivi de la dynamique de l'inondation et du couvert végétal dans le Delta intérieur du Niger (Mali) par télédétection.



Ecole Nationale d'Ingénieurs



AGRHYMET

JURY

M. SERVAT Eric, Directeur de Recherche, IRD, Montpellier
M. PUECH Christian, Directeur de recherche, CEMAGREF, Montpellier
M^{me} OTTLÉ Catherine, Directeur de recherche, CNRS, Vélizy
M. MAHE Gil, Chargé de recherche, IRD, Montpellier
M. ORANGE Didier, Chargé de recherche, IRD, Hanoï
M. DESBORDES Michel, Professeur, Université Montpellier II

Directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur

Avant-Propos

Le Delta intérieur du Niger, situé au cœur du Sahel malien, est une zone humide soumise à une demande croissante de la part de la population active dans différents secteurs de production (agriculture, élevage et pêche) et aux méthodes de gestion des ressources naturelles peu adaptées à la situation de sécheresse qui a fortement ébranlé l'écosystème de la zone depuis près d'une trentaine d'années. Dans le cadre de l'Observatoire Socio Ecologique du Delta (OSED) initié en 1998, le groupe scientifique pluridisciplinaire malien (CERDIN¹) sous le couvert du CNRST (Centre National de la Recherche Scientifique et Technologique) s'intéressant à la gestion des ressources naturelles du Delta en collaboration avec l'équipe du projet GIHREX (Gestion Intégrée, Hydrologie, Ressources et Système d'Exploitation) de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) de Bamako au Mali avec l'appui du GIP-Hydrosystème (1999-2000) s'est particulièrement orienté vers le développement de stratégies de gestion des ressources naturelles de la région. Dans le cadre du projet Environnement et Qualité des Apports du Niger au Sahel (EQUANIS) initié en 1992 par le CNRST et l'IRD il avait été envisagé de réaliser un suivi saisonnier et pluriannuel du plan d'eau du Delta intérieur du Niger par les moyens de la télédétection et les méthodes conventionnelles de mesure en relation avec l'évolution des ressources naturelles. Celui-ci n'avait pu être poursuivi par manque de moyens. Pour atteindre cet objectif, qui présente un intérêt tant scientifique que pour les chercheurs qu'opérationnel pour les acteurs du développement, une première opération de recherche axée sur la connaissance de la dynamique annuelle et interannuelle des ressources en eau de surface et du couvert végétal, tributaires de l'inondation du Delta à partir des eaux des fleuves du Niger et du Bani, s'est avéré une priorité.

J'ai été pressenti par le CNRST et l'IRD comme une personne ressource pouvant mener cette étude orientée vers la caractérisation et le suivi de la dynamique de l'inondation et du couvert végétal dans le Delta intérieur du Niger. Cette opération de recherche a pour objets de développer un outil d'exploitation des images de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) transmises par AGRHYMET (Centre Régional Agro Météorologique de Niamey au Niger) pour cartographier les surfaces inondées et la biomasse végétale, et de produire un outil de prévision de l'extension spatio-temporelle des surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger à partir des hauteurs d'eaux aux échelles limnimétriques de quelques stations hydrologiques judicieusement choisies.

Le travail présenté dans ce mémoire a été réalisé au sein du laboratoire VAHYNE de l'UMR 050 Hydrosiences de la Maison des Sciences de l'Eau (MSE) de l'Université de

¹ CERDIN (Crue et décrue, Édification et partage des Ressources dans le Delta Intérieur du Niger), groupe scientifique pluridisciplinaire malien s'intéressant à la gestion des ressources naturelles du delta intérieur du Niger au Mali, réunissant sous le couvert du CNRST les spécialistes des institutions de recherche maliennes (IER, Université du Mali, ENI,...) et des Directions Nationales maliennes (DNH, DNM, DNEAR,...).

Montpellier II, au centre IRD de Bamako au Mali et au Centre AGRHYMET de Niamey au Niger.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Eric SERVAT, Directeur de l'UMR Hydrosociences à Montpellier et actuel coordinateur du programme FRIEND-AOC, qui m'a accueilli dans son laboratoire et a accepté de diriger mes travaux. Les moyens matériels et techniques qu'il a mis à ma disposition m'ont permis d'effectuer les travaux présentés ici, je l'en remercie et lui renouvelle toute ma profonde reconnaissance.

Je remercie fortement Didier ORANGE responsable du Laboratoire des Eaux Continentales au Mali (LECOM 1997 à 2000) de l'IRD de Bamako, actuellement en poste au Vietnam dont le rôle fort appréciable dans la collaboration entre l'IRD et le groupe CERDIN a permis à cette opération de recherche d'être une réalité. Ses suggestions et remarques ont été d'un apport précieux. Je lui exprime ma profonde reconnaissance et le remercie d'avoir accepté d'être membre du jury.

Je tiens aussi à remercier vivement Gil MAHÉ, en poste au laboratoire d'hydrologie de l'IRD à Ouagadougou (Burkina Faso) jusqu'en juillet 2003, actuellement à l'UMR Hydrosociences à Montpellier, qui a accepté d'assurer le co-encadrement de cette thèse. Malgré la distance il a montré de l'intérêt pour mon travail qu'il a pu suivre lors de nos rencontres à Bamako, Niamey, Ouagadougou et Montpellier. Sa connaissance de la région du Delta, ses remarques, suggestions ainsi que ses corrections apportées au mémoire ont été pour ce travail un apport appréciable. Il a accepté d'être membre du jury et je l'en remercie.

Je voudrais aussi fortement remercier la direction du Centre Régional AGRHYMET de Niamey pour m'avoir accepté dans son Institution dans le cadre d'un protocole d'accord de coopération AGRHYMET/IRD et m'avoir permis l'accès aux données archivées de l'imagerie NOAA ainsi qu'à la chaîne de traitement des images. Je remercie vivement Abou AMANI hydrologue du Centre pour ces conseils et suggestions fort appréciables. Je tiens aussi à remercier les responsables André NONGUIERMA et Issoufou ALFARI ainsi que les techniciens du laboratoire de la chaîne de réception et de traitement des images pour leurs coopérations. M. Maman a bien voulu guider mes premiers pas sur la chaîne de traitement des images du centre, je l'en remercie énormément. Je remercie également MM. Aliou, Abib pour leurs aides dans l'exploitation des archives, le transfert et le gravage des données. Je n'oublie pas les visites que M. Antoine ROYER, ingénieur responsable des applications en matière de télédétection a bien voulu me rendre sur mon poste de travail. Je le remercie pour ses remarques et suggestions constructives. Je n'oublie pas également mon ami nigérien, Abdou ALI actuellement en thèse à Grenoble, avec qui j'ai passé un séjour agréable.

Je tiens à remercier également Alain DEZETTER chercheur au laboratoire Hydrosociences, pour sa disponibilité à répondre aux problèmes techniques ainsi que toutes les autres personnes de la MSE pour les multiples services rendus.

Je tiens aussi à remercier vivement le représentant du centre l'IRD de Bamako le Professeur Joseph BRUNET-JAILLY pour sa disponibilité, sa promptitude à répondre aux problèmes logistiques et ses encouragements ainsi que tout le personnel du centre pour les nombreux services agréablement rendus.

Je remercie Bernard MOUGENOT et Benoît DUCHEMIN du Centre d'Études Spatiales de la Biosphère (CESBIO) de Toulouse pour leurs conseils et suggestions constructives dans le domaine de l'imagerie satellitaire.

Cette étude n'aurait pas pu être menée sans l'aide financière de la Coopération française de Bamako au Mali qui a bien voulu prendre en charge mes différents séjours à Niamey et à Montpellier et l'équipement informatique. Je lui exprime toute ma gratitude pour ce soutien financier et matériel qui m'a permis de travailler dans des conditions satisfaisantes.

Je tiens à remercier les Directions Nationales de l'Hydraulique (DNH) et de la Météorologie (DNM) qui ont accepté de mettre à notre disposition les données nécessaires à cette étude. Que tout le personnel technique sollicité dans ces deux directions nationales maliennes soit assuré de ma gratitude pour leurs bonnes collaborations.

Je tiens également à remercier Christian PUECH et Catherine OTTLE qui m'ont fait l'honneur d'accepter d'être rapporteurs de ce mémoire.

Je voudrais aussi remercier vivement le gouvernement malien, la direction de mon institution, l'École Nationale d'Ingénieurs (ENI) et mon département (DER Géologie) pour avoir accepté de m'accorder un congé de formation me permettant de mener ce travail de thèse.

Enfin, je voudrais remercier ma famille, ma maman, ma femme mes neveux et nièces pour leur soutien et leur patience pendant ces longues périodes de séparation. Je remercie également mon ami Drissa DIALLO et sa famille pour leur soutien et encouragement.

Table des matières

Avant-Propos.....	3
Résumé.....	11
Introduction.....	13
Chapitre 1: Milieu physique et humain.....	17
1.1 <i>Cadre Physique</i>	20
1.2 <i>Cadre géologique</i>	22
1.2.1 Aperçu de la géologie du Mali	22
1.2.2 Aperçu géologique du delta intérieur du Niger.....	24
1.3 <i>Hydrogéologie</i>	25
1.3.1 Hydrogéologie du Mali	25
1.3.2. Hydrogéologie du delta et relation avec les eaux de surface.....	28
1.4 <i>Cadre climatique</i>	31
1.4.1 La circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest.....	31
1.4.2 Les zones climatiques du Mali.....	33
1.4.3 Le climat du Delta intérieur du Niger.....	35
1.4.3.1 <i>Le régime des vents</i>	35
1.4.3.2 <i>Les températures</i>	35
1.4.3.3 <i>L'humidité relative</i>	39
1.4.3.4 <i>L'évapotranspiration</i>	40
1.4.3.5 <i>La végétation</i>	42
1.5 Populations et activités économiques	43
Chapitre 2. Éléments du régime hydrologique du Delta intérieur du Niger	43
2.1 <i>Réseau hydrographique</i>	46
2.1.1 Le Niger supérieur et le Bani	46
2.1.2 Le Delta intérieur du Niger au Mali	47
2.1.2.1 Le Delta amont	48
2.1.2.2 Le Delta aval.....	49
2.2. <i>Description du Processus de l'inondation dans le Delta</i>	50
2.3. <i>Fonctionnement hydrologique du Delta intérieur du Niger</i>	53
2.3.1 Propagation et temps de transfert de la crue amont-aval.....	54
Chapitre 3 Variabilité climatique et hydrologique dans le Delta intérieur du Niger au Mali	59
3.1 <i>Variabilité pluviométrique</i>	62

3.1.1	Évolution des précipitations au Sahel malien depuis le début du XX siècle.....	63
	<i>Évolution des précipitations jusqu'à 1950</i>	63
	<i>Évolution des précipitations après 1950</i>	63
3.1.2	Évolution de la pluviométrie dans le Delta intérieur du Niger depuis le début du XX ^{ème} siècle	66
3.1.3	Pluviométrie dans le Delta intérieur du Niger au cours de la période d'étude	67
3.2	<i>Variabilité hydrologique depuis le début du XXème siècle</i>	69
3.2.1	Évolution de l'indice des débits à Koulikoro, Ké-Macina, Douna et Diré.....	70
3.2.2	Caractéristiques des hydrogrammes moyens interannuels à Koulikoro, Ké- Macina et Douna.....	73
3.2.3	Caractéristiques des hydrogrammes moyens annuels des stations du Delta sur la période 1990-2000.....	79
3.2.4	Variabilité des pertes en eau dans le Delta intérieur du Niger : Bilan hydrologique.....	86
	3.2.4.1 <i>Variabilité du bilan hydrologique : Delta intérieur du Niger</i>	86
	3.2.4.2 <i>Variabilité du bilan hydrologique : Delta amont et aval</i>	88
3.3	<i>Variabilité hydrologique dans le delta intérieur du Niger au Mali durant la dernière décennie du XX^{ème} siècle</i>	90
3.3.1	Variabilité du bilan hydrologique dans le Delta sur la période 1990-2000	90
	3.3.1.1 <i>Perte décadaire et différence entre année "humide" et sèche</i>	90
	3.3.1.2 <i>Perte annuelle et différence entre année humide et sèche</i>	93
3.3.2	Variabilité du bilan hydrologique : comparaison des zones amont et aval du Delta sur la période 1990-2000	97

Chapitre 4 Traitement des données de télédétection NOAA/AVHRR103

4.1	<i>Base physique de la télédétection</i>	105
4.1.1	Le rayonnement électromagnétique	105
4.1.2	Notion de radiométrie	Erreur ! Signet non défini.
	4.1.2.1 <i>Rappel : l'angle solide</i>	Erreur ! Signet non défini.
	4.1.2.3 <i>Quantités liées à la source</i>	Erreur ! Signet non défini.
	4.1.2.3.1 Puissance, W	Erreur ! Signet non défini.
	4.1.2.3.2 Intensité d'une source ponctuelle, I.....	Erreur ! Signet non défini.
	4.1.2.3.3 Luminance d'une source étendue, L	Erreur ! Signet non défini.
	4.1.2.3.4 Emittance, M	Erreur ! Signet non défini.
	4.1.2.4 <i>Quantités liées au récepteur</i>	108
	4.1.2.4.1 Éclairement, E	108
4.1.3	Production des données électromagnétiques.....	108
	4.1.3.1 <i>Émission Thermique : le corps noir</i>	108
	4.1.3.2 <i>Émission Thermique des corps naturels</i>	110
	4.1.3.3 <i>La température de brillance dans l'IR thermique</i>	111
	4.1.3.4 <i>Emission par réflexion</i>	112
	4.1.3.4.1 Réflectance bidirectionnelle spectrale.....	112
	4.1.3.4.2 Albédo	112

4.2 Le satellite NOAA/AVHRR.....	113
4.2.1 Système d'acquisition des images NOAA/VHRR.....	113
4.2.2 Caractéristiques du capteur et des données NOAA/AVHRR.....	114
4.3 Aperçu du prétraitement des images NOAA/AVHRR.....	117
4.3.1 Qualité des images	117
4.3.2 Sélection des images	119
4.3.3 Prétraitement des images NOAA/AVHRR	121
Chapitre 5 Discrimination et cartographie des surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger à partir des données NOAA/AVHRR.....	123
5.1 Discrimination des objets géographiques dans le Delta.....	125
5.2 Analyse de la composition colorée	132
5.3 Validation de la méthode proposée.....	135
5.4 Méthodologie d'extraction des surfaces inondées à partir des données NOAA /AVHRR.....	141
5.4.1 Traitements préliminaires : amélioration de la qualité des images.	141
5.4.2. Classification des images	146
5.5 Variabilité spatio-temporelle des surfaces inondées dans le Delta sur la période 1990-2000.....	161
Chapitre 6 Modélisation des superficies inondées dans le Delta intérieur du Niger.....	165
6.1. Modèle agro-écologique d'inondation du delta intérieur du Niger	167
6.1.1. Principes du modèle agro-écologique	167
6.1.2 Les hypothèses du modèle agro-écologique	169
6.1.3 Les abaques de superficies inondées maximales	173
6.1.4 Critique du modèle agro-écologique.....	175
6.2. Modèle hydrologique des superficies maximales d'inondation dans le Delta intérieur du Niger	175
6.2.1 Principe.....	176
6.2.2 Résultats	177
6.2.3 Critique du modèle hydrologique.....	178
6.3 Étude comparative des superficies inondées maximales estimées à partir des modèles d'inondation et de l'imagerie satellitaire NOAA sur la période 1990-2000.....	178
Chapitre 7 Relations hauteur d'eau et surfaces inondées dans le Delta	182

<i>7.1 Prédiction des surfaces inondées dans les différentes zones du Delta</i>	185
7.1.1 Delta complet	185
7.1.2. Delta Amont	187
7.1.3. Amont-Est	189
7.1.4 Amont-Ouest	191
7.1.5 Mésopotamie	193
7.1.6 Aval	195
7.1.7 Aval-Est	197
7.1.8 Aval-Ouest	199
<i>7.2 Eude comparative des surfaces inondées selon le découpage : Delta complet, Amont+Aval et les 5régions</i>	201
<i>7.3 Étude comparative de la méthode Amont et Aval avec les méthodes hydrologiques (Olivry, 1995 ; Cissé & Gosseye, 1992)</i>	204
<i>7.4 Analyse rétrospective des surfaces maximales inondées du Delta (1907 à 2000)</i>	206
<i>7.5 Prévision des surfaces maximales inondées dans le Delta Aval</i>	208
7.5.1 Prévision de la hauteur maximale à Diré	208
7.5.2 Temps de propagation de l'onde de crue entre Mopti et Diré	209
<i>7.2 Prédiction des hauteurs d'eau de Mopti</i>	210
<i>7.3 Conclusion</i>	216
Conclusion	218
Liste des tableaux	223
Table des illustrations	227
Bibliographie	236
<i>Annexe 1 Calcul de l'ETP selon la formule de PENMAN</i>	254
<i>Annexe 2 Présentation des Tests statistiques de détection des ruptures dans les séries chronologiques tirée des travaux de Servat et al., (1999)</i>	258
<i>Annexe 3 Statistiques des principales stations du Delta</i>	260
<i>Annexe 4 Calibration des données NOAA-14/AVHRR</i>	266
<i>Annexe 5 Liste des points GPS effectués, description des environnements et indication des photos prises</i>	270
<i>Annexe 6 Modèle agro-écologique</i>	280

*Annexe 7 Les surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger au Mali
par NOAA/AVHRR.....282*

*Annexe 8 Article à publier : ACP des images NDVI/SPOT4_VEGETATION
Variabilité interannuelle de l'inondation297*

Résumé

Cette étude s'inscrit dans la problématique de la compréhension de la dynamique de l'inondation et du couvert végétal dans le DIN Mali durant la décennie 1990-2000 déficitaire en ressources en eau de surface.

Elle révèle des déficits pluviométriques de près de 46% avec une contribution à l'écoulement de 4 à 6 % et des déficits de débits moyens et de crue variant respectivement entre -26 à -72 % et - 41 à -56 %.

Les pertes annuelles d'écoulement dans le DIN varient entre 24 et 41 %. Elles atteignent 3,7 à 9 km³ en amont et 2,7 à 7 km³ en aval. En année plus "humide" (1994/95) les pertes valent 13,3 et 8 km³ en aval et en amont.

Les indicateurs spectraux, mis en place, permettent de discriminer de façon satisfaisante avec des images NOAA/AVHRR, les surfaces en eau libre, la végétation inondée et les sols exondés couverts ou nus et d'en déduire des cartes spatio-temporelles de l'inondation dans le DIN.

Trois méthodes d'estimation des surfaces maximales inondées selon un découpage régionaux (Delta complet, Amont + Aval et les 5 régions sont testées. La méthode Amont + Aval s'est avérée meilleure.

Les surfaces maximales inondées variables selon l'hydraulicité de l'année valent en moyenne 7900 km² (± 900) et 21 000 km² (± 5000) en années "sèches" (1990-93) et "humide" (1994-00). La valeur maximale observée à partir des images disponibles vaut respectivement 9600 et 22 300 km² en années "sèches" et "humide". Les surfaces minimales inondées varient de 700 à 4000 km². Ces résultats sont en accord avec les données extraites des images SPOT4/VEGETATION et celles de la littérature.

Des relations de type $Y = A \cdot \text{EXP}(BX)$ et $Y = A \cdot \text{Ln}(x) + B$ en crue et décrue ont permis à partir des hauteurs d'eau de modéliser les surfaces inondées dans le DIN avec des coefficients de corrélation $R > 90$ ($p < 0.001$) avec des biais $< 10\%$.

Les résultats suggèrent la possibilité d'anticiper les surfaces inondées pour améliorer la gestion des ressources en eau de surface dans un contexte de déficit et de demande accrue.

Mots clés : inondation, image NOAA/AVHRR, indices spectraux, surface eau libre, végétation inondée, variabilité spatio-temporelle, modélisation, prévision, Delta intérieur du Niger (Mali).

Introduction

Problématique

Depuis une trentaine d'année la zone soudano-sahélienne, soumise aux aléas climatiques, est marquée par un déficit pluviométrique qui a entraîné une diminution des ressources en eau et une modification de la végétation. L'exploitation inappropriée de ces ressources naturelles déjà peu abondantes, pour satisfaire des besoins variés et accrus des populations, pose le réel problème de leur pérennisation. L'amélioration des méthodes de gestion habituelles, en vue de parvenir à un développement durable indispensable à la satisfaction des besoins spécifiques des populations et à l'équilibre environnemental de la zone, reste une préoccupation fondamentale partagée par les instances dirigeantes et le monde de la recherche scientifique internationale. Dans les conférences internationales "*Eau et Développement durable*", de Dublin (1991), Hararé (1998) et Paris (1998), les recommandations se multiplient en faveur de la gestion des ressources notamment en eau dans le cadre d'une approche intégrée sur la base d'outils de planification.

La gestion intégrée des ressources naturelles, en vue d'améliorer les conditions de vie des populations et d'assurer la préservation des écosystèmes environnementaux, impose a priori la compréhension de leur dynamique naturelle. Dans un contexte d'exploitation raisonnée des ressources naturelles, pour réussir le développement durable notamment des milieux sahéliens très sensibles aux effets dévastateurs de la variabilité climatique, une des préoccupations scientifiques actuelles est de contribuer à mettre en place des outils d'aide à la gestion permettant de pallier la surexploitation et minimiser l'impact des changements de la disponibilité des ressources naturelles.

Ce travail de thèse mené sur le Delta intérieur du Niger au Mali s'inscrit dans cette logique. Le delta intérieur du fleuve Niger au Mali est un vaste ensemble inondable au centre du Sahel où régime hydrologique, dynamique de l'environnement et activités humaines (pêche, agriculture, élevage) sont étroitement associés. La durabilité des modes d'exploitation par l'homme d'un tel milieu, question fondamentale aussi bien pour l'économie du pays que pour la conservation de la biodiversité, est liée à la disponibilité et à la dynamique de l'eau. Le delta intérieur du fleuve Niger couvre une superficie d'environ 30 000 à 40 000 km². Plusieurs études récentes ont montré l'importance de l'étendue annuelle de l'inondation sur la productivité du milieu (Laë, 1992 ; Kuper & Maïga, 2002 ; Kuper *et al.*, 2002 ; Orange *et al.*, 2002) et par voie de conséquence sur la richesse des populations (Veeneklaas *et al.*, 1990 ; Quensièrè, 1994). Or depuis les années 1970, le continent africain est soumis à une sécheresse sans précédent (Mahé & Olivry, 1995 ; 1999 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Mahé *et al.*, 2001), qui a occasionné une baisse importante du niveau des eaux de surface et souterraines, notamment au Mali (Bricquet *et al.*, 1996 ; 1997 ; Mahé *et al.*, 2000). Cette baisse des écoulements a provoqué une réduction des surfaces inondées dans le delta intérieur du Niger, entraînant des problèmes graves d'exploitation pour les populations de la zone qui vivent au rythme de son remplissage et de sa vidange (Quensièrè, 1994 ; Poncet & Orange 1999 ; Marie, 2002). Devant cette situation de crise induite par vingt ans de déficit hydrologique, la lutte contre la

pauvreté et pour le développement économique de cette région aux capacités de production exceptionnelles pour une région sahélienne passe par une gestion efficace des eaux de surface et donc par des moyens de prévision des potentialités d'inondation annuelles, mensuelles, hebdomadaires ou événementielles. La connaissance de la dynamique spatio-temporelle du cycle de l'eau dans le delta intérieur du Niger apparaît donc comme une nécessité pour un développement durable de la région.

Objectifs de l'étude

Les travaux présentés dans cette étude s'inscrivent dans le cadre du projet OSED du groupe CERDIN. Ils se basent sur l'étude de la dynamique de l'inondation et du couvert végétal dans le delta intérieur du Niger au Mali. L'objectif de cette étude est de fournir des connaissances scientifiques sur la dynamique de l'inondation et du couvert végétal en relation avec la variabilité climatique de la dernière décennie du XX^{ème} siècle. Elle essaiera de caractériser, à partir des données de l'imagerie satellitaire basse résolution (NOAA/AVHRR), les surfaces inondées qui se distinguent en surfaces en eau libre et en végétation inondée, de fournir des cartes spatio-temporelles des surfaces inondées et de mettre en place une première prévision des surfaces inondables, dans le cadre d'une prise de décision en matière de gestion des ressources en eau.

Pour essayer de caractériser et de suivre la dynamique des zones d'inondation à partir de l'imagerie satellitaire et relier ces résultats aux apports hydrologiques des fleuves Niger et Bani qui contrôlent tout le processus d'inondation dans le Delta intérieur, nous avons organisé notre étude en trois étapes :

hydrologie du Delta : elle est axée sur la description des éléments du paysage expliquant le fonctionnement du régime hydrologique du Delta intérieur du Niger au Mali. Elle porte également sur l'analyse du bilan hydrologique en rapport avec la variabilité climatique depuis le début du siècle dernier. Cette partie se termine par une étude comparative des deux grandes entités morphologiques du delta (le delta amont et le delta aval).

préparation et exploitation des images : il s'agit d'un ensemble de travail de pré-traitement indispensable à la mise en forme des images satellitaires et la mise au point d'une méthodologie de caractérisation et de cartographie des objets géographiques permettant la délimitation et le calcul des surfaces inondées du delta.

suivi et modélisation des surfaces inondées : la troisième partie est axée tout d'abord sur l'extraction et le suivi des surfaces inondées sur une dizaine d'année à partir de 1990. Une étude comparative est menée avec les résultats obtenus à partir de deux modèles d'estimation des surfaces inondées basés sur des méthodes agro-écologiques empiriques (Cissé & Gosseye, 1992 ; Orange *et al.*, 2002) et du bilan hydrologique (Olivry, 1995). Enfin il est proposé une prévision des surfaces inondées dans le delta, à partir des hauteurs d'eau lues aux échelles limnimétriques de l'entrée du delta, en vue de contribuer à la mise en place d'un outil de gestion des ressources en eau et de la biomasse du delta.

Organisation des travaux

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé des données ponctuelles et spatialisées. Les premières comprenant les hauteurs limnimétriques et les débits recueillis sur les stations à l'entrée et au sein du delta proviennent de la DNH (Mali) et de la base de données de l'IRD de Bamako. Quant aux secondes, il s'agit des images NOAA/AVHRR que nous avons collectées et prétraitées au Centre AGHRYMET de Niamey suite à un protocole d'accord de coopération passé entre ce centre et l'IRD.

Les travaux présentés dans cette étude ont pour ambition de contribuer à la mise en place d'une méthodologie d'estimation des surfaces inondées dans le delta à partir des données d'imagerie satellitaire et de jeter les bases d'une prévision des surfaces inondables, nécessaire à la mise en place d'un outil d'aide à la gestion des ressources en eau et des ressources naturelles du delta.

La thèse s'articule en 4 parties et 7 chapitres :

Dans une première partie, nous décrivons et caractérisons les milieux physique et humain du delta intérieur du Niger qui peuvent être utiles pour notre étude (**chapitre 1**). Nous rappellerons en particulier les facteurs climatiques pouvant influencer le bilan hydrologique et l'importance de la disponibilité en eau nécessaire aux activités productives dans la région.

Une deuxième partie est consacrée à l'étude du fonctionnement du régime hydrologique du delta et à la variabilité de son bilan hydrologique. Le **chapitre 2** présente un aperçu des éléments du réseau hydrographique, le processus d'inondation dans le delta et les facteurs qui conditionnent le fonctionnement du régime hydrologique du delta. Un travail de synthèse, sur la base des études déjà réalisées, d'analyse et d'interprétation au vue des données actuelles (**chapitre 3**) est consacré à l'étude des variabilités pluviométriques et hydrométriques et leur implication sur la disponibilité des ressources en eau dans le delta.

La troisième partie est consacrée à la préparation, au traitement et à l'exploitation des données spatialisées de l'imagerie satellitaire NOAA/AVHRR. Un rappel des bases physiques de la télédétection suivi des éléments descriptifs du capteur et des données AVHRR ainsi que le pré-traitement appliqué à ces données nécessaire à leur exploitabilité sont présentés dans le **chapitre 4**. La méthodologie développée dans cette étude pour la mise au point d'indices spectraux permettant la discrimination des objets géographiques (eau libre, végétation inondée et sols exondés couverts ou nus), la cartographie et le suivi de l'inondation dans le delta intérieur durant la décennie 1990-2000 est présentée dans le **Chapitre 5**. La distinction entre les surfaces en eau libre et les surfaces en végétation inondée constitue une originalité de notre étude.

La quatrième partie est axée sur la modélisation et la prévision des surfaces inondées dans le delta. Les méthodes empiriques et hydrologiques d'estimation des surfaces maximales

inondées du delta, qui semblent peut précises eu égard aux images, sont rappelées et appliquées aux données hydrologiques récentes dans le **chapitre 6**. Le **chapitre 7** est consacré à la réalisation des corrélations entre hauteurs d'eau aux échelles limnimétriques et surfaces inondées et la prévision des surfaces inondées dans le delta à partir des hauteurs d'eau en amont du delta.

Chapitre 1
Le Milieu Physique et Humain

Chapitre 1: Milieu physique et humain

Dans ce chapitre, nous ne présentons pas de façon exhaustive les aspects géographiques, climatologiques et hydrologiques du Delta. De nombreux auteurs ont abondamment traité ces questions (Gallais, 1967 ; Brunet-Moret *et al.*, 1986 ; Olivry *et al.*, 1995 ; Quensière, 1994). Les éléments et le fonctionnement hydrologiques nécessaires à notre étude sont décrits dans les deux chapitres suivants. Après un bref aperçu des cadres géographique, géologique et hydrogéologique, nous porterons une attention particulière aux facteurs climatiques qui agissent de façon prépondérante sur le bilan hydrologique, le couvert végétal, les systèmes de production liés à la disponibilité des eaux d'inondation et leur rôle dans l'économie ainsi que les problèmes environnementaux posés dans le Delta. L'ensemble des problèmes soulevés aidera à mieux comprendre les enjeux de cette étude pour cette région située au cœur du Sahel malien.

1.1 Cadre Physique

Le Mali est un pays enclavé de l'Afrique de l'Ouest qui couvre une superficie de 1 240 000 km². Le climat est caractérisé par l'alternance d'une longue saison sèche de 5-6 mois au Sud à 9-10 mois au Nord (désert) et d'une courte saison humide au cours de laquelle se produit la presque totalité des précipitations. Le relief du Mali est constitué de plateaux et de plaines avec des systèmes dunaires bien développés dans les régions Nord et est. Les cours d'eau permanents n'existent que dans les régions Ouest et Sud du pays et concernent en partie les bassins amont des fleuves Sénégal, Niger et Bani. Le fleuve Niger est le troisième du monde par sa longueur (4 200 km) après le Nil et le Congo et le second par le débit après le Congo. Il s'écoule de la dorsale guinéenne jusqu'au Sahara suivant un axe Nord-Est en décrivant dans sa traversée des régions sahéliennes et sub-désertiques une grande boucle où il perd une part importante de ses apports hydriques, en particulier dans le delta intérieur (Brunet-Moret *et al.*, 1986).

Le Niger et dans une moindre mesure le Bani jouent un rôle prépondérant dans l'inondation du delta intérieur du Niger (thème traité dans le chapitre 6). Ils drainent respectivement des bassins respectifs de 120 000 km² à Koulikoro et 102 000 km² à Douna. Le Niger prend sa source dans la dorsale guinéenne dans le Sud-Est forestier. Ses principaux affluents en Guinée sont : en rive droite le Mafou, le Niandan et le Milo qui prennent leur source dans la dorsale guinéenne ; en rive gauche se trouve le Tinkisso. Ce dernier prend sa source dans le Fouta Djallon et sa confluence avec le Niger se fait plus au Nord peu avant la frontière malienne. Le Niger est rejoint au Mali sur la rive droite à 70 km à l'amont de Bamako par le Sankarani qui alimente depuis 1982 le Barrage Hydroélectrique de Sélingué (Mali) avec les eaux provenant du territoire guinéen. Le Niger présente un régime tropical de transition (Rodier, 1967). Son module interannuel à Koulikoro sur la période 1907-2000 est de 1370 m³.s⁻¹.

Le Bani soumis à un régime tropical pur (Rodier, 1967) prend sa source au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire où ses principaux affluents sont le Baoulé et le Bagoé et au Sud du Mali où il reçoit le Bafing. Le module interannuel du Bani atteint $540\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Le Bani principal affluent du Niger au Mali le rejoint à Mopti situé au centre du système deltaïque.

Le delta intérieur du Niger encore connu sous les noms de delta central ou cuvette lacustre, dernière dénomination correspondant à un des traits morphologiques spécifiques de l'hydrographie du Mali, est situé en zone sahélienne semi-aride (fig. 1). Il constitue une vaste zone inondable d'environ $40\,000\text{ km}^2$ qui s'étire selon un axe SW-NE (de Ké-Macina à Tombouctou) sur plus de 350 km de long et sur 100 km de large, entre les parallèles 17° et 13° N, et les méridiens $2^\circ30'$ et $6^\circ30'$ W. Son réseau hydrographique y est très dense et hiérarchisé de défluent alimentés par le fleuve Niger et son confluent le Bani qui le rejoint à Mopti.

La morphologie du delta intérieur du Niger comporte plusieurs régions hydrographiques (Gallais, 1967 ; Gallais, 1979 ; Poncet, 1994). Dans cette étude nous distinguerons deux grands ensembles aux caractéristiques distinctes :

- Le delta amont s'étend de Ké-Macina sur le Niger et Douna sur le Bani au Sud (entrée du delta) à Akka, Awoye et Korientzé, stations situées à la sortie des lacs centraux du Wallado-Débo et de Korientzé. Le delta amont s'étend sur environ $30\,000\text{ km}^2$. Sa partie extrême Sud, qui s'étend de Ké-Macina et Douna jusqu'à une ligne schématique Tilembeya, Kouakourou sur le Niger et Mopti où le Bani rejoint le Niger, appelée la Mésopotamie (Brunet-Moret *et al.*, 1986) couvre près de $12\,000\text{ km}^2$. Les chenaux sont larges et bien tracés, stabilisés entre les hautes berges constituées par des dépôts d'anciennes alluvions formant des levées massives à dominante sableuse, exondées en permanence. En aval de la ligne schématique Tilembeya, Kouakourou et Mopti apparaît une autre morphologie caractérisée par de nombreux méandres, chenaux, plaines et mares. De nombreux défluent, dont le principal est le Diaka, drainent cette zone en convergeant vers les lacs centraux, zone de dépôts alluviaux et sablo-argileux (Picouet 1999, Diarra *et al.*, 2002).

- Le delta aval qui s'étend des lacs centraux jusqu'à Tombouctou. Dans la suite de l'étude, nous situons la sortie du Delta à la station de Diré qui offre des séries de données hydrologiques qui remontent aux années 1920. Sa partie centrale comporte un immense champ de dunes mortes dénommé "*erg de Niafunké*" traversé à partir du lac Débo par le bras principal du Niger (l'Issa Ber) et son bras central (le Bara-Issa) et à partir du lac Korientzé à l'Est par le Koli-Koli. Le long des deux bords du delta aval existent de grands lacs dont le remplissage est lié à l'importance des apports amont. Le réseau hydrographique et les lacs dans le delta aval sont répartis sur environ $37\,000\text{ km}^2$ qu'on ne doit pas confondre avec les surfaces inondables du delta aval qui atteindraient en moyenne $10\,000\text{ km}^2$ (Orange *et al.*, 2002).

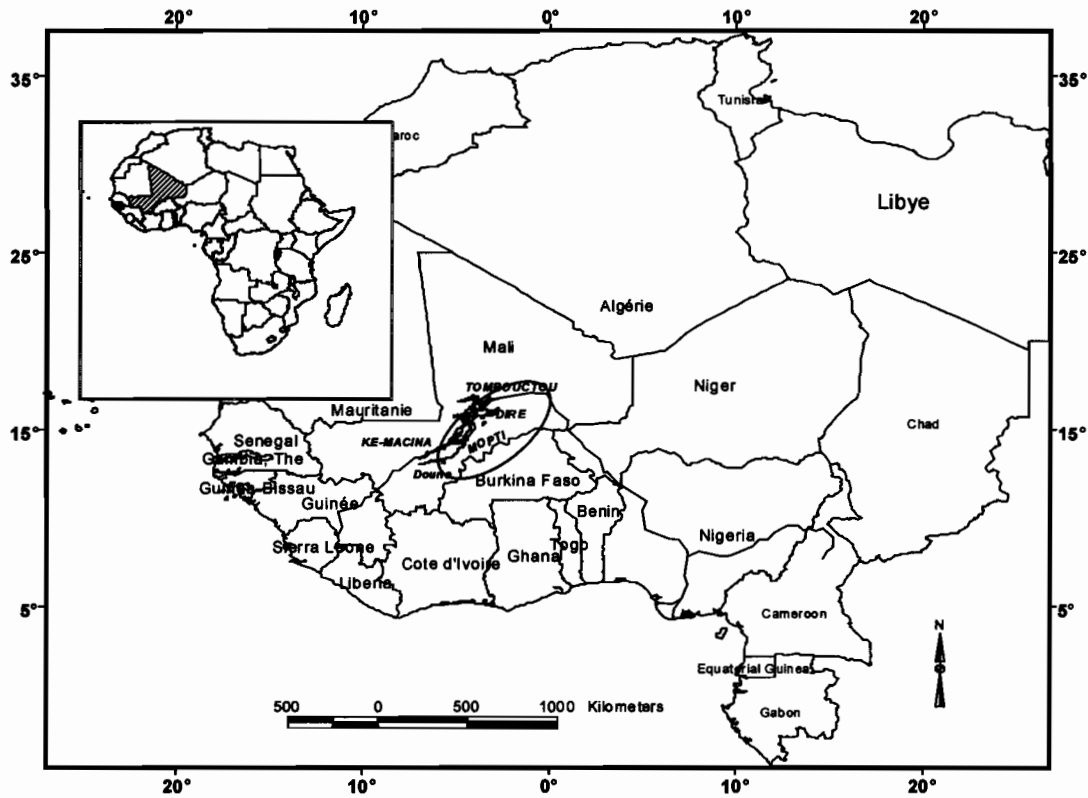


Figure 1 Situation géographique du Delta intérieur du Niger au Mali

1.2 Cadre géologique

1.2.1 Aperçu de la géologie du Mali

La géologie du delta intérieur du Niger est présentée dans le cadre général du Mali dont la carte des grands ensembles litho-stratigraphiques (fig. 2) est tirée des travaux sur la synthèse hydrogéologique du Mali (1990). Les formations géologiques représentées au Mali couvrent les principaux ensembles géologiques définis pour l'Afrique de l'Ouest. Neuf grandes subdivisions géologiques réparties selon 5 unités structurales sont représentées au Mali.

A l'extrême Sud-Ouest et au Nord-Est, apparaît le socle birrimien, prolongement du vaste craton Ouest Africain daté de l'orogénèse éburnéenne vieille de 2 000 millions d'années (Guiraud *et al.*, 1987), sur lequel repose l'immense bassin sédimentaire de Taoudéni. Ce sont des formations granitiques et métamorphiques plissées et pénéplanées, en disposition monoclinale avec un pendage faible vers le Nord. Elles sont affectées de fracturations majeures orientées WSW-ENE qui se relaient sur plusieurs centaines de kilomètres.

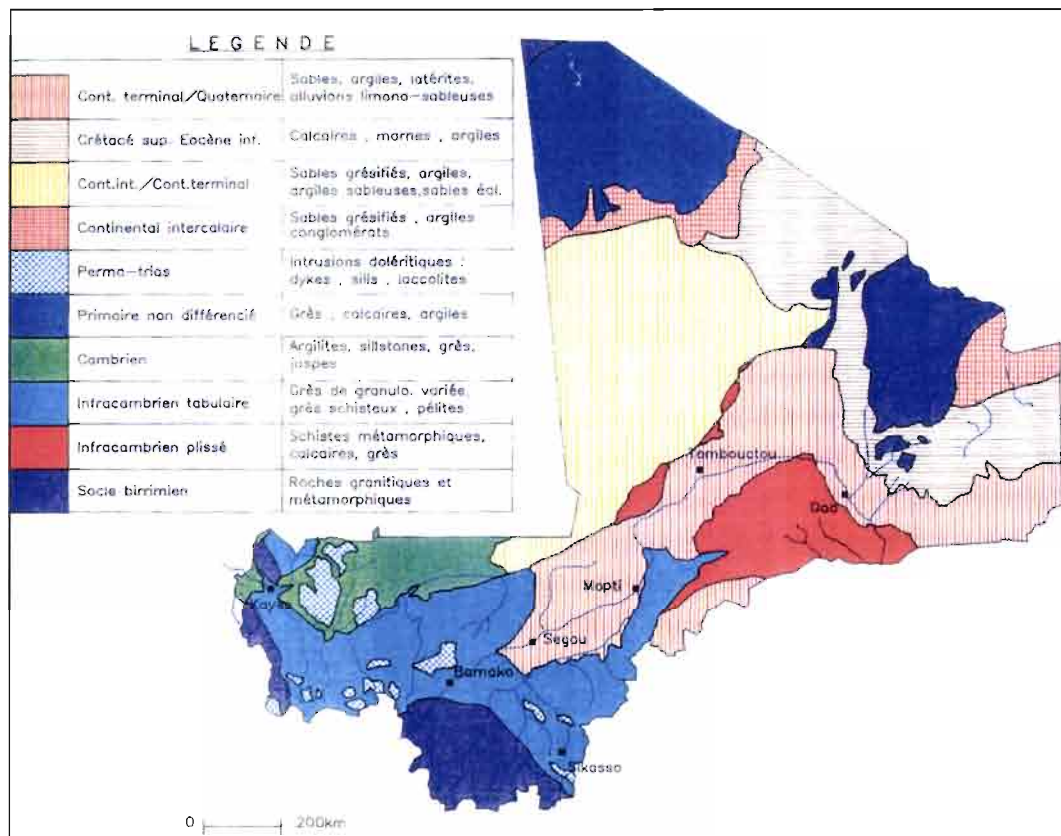


Figure 2 Carte lithostratigraphique du Mali (d'après Mali, 1990)

Au Nord (dorsale de l'Azaouad) et au Sud de la boucle du Niger (région du Gourma), s'observent les formations épaisses à forte composante pélitique, plissées et partiellement métamorphisées de l'Infracambrien bordant le prolongement du fossé de Nara qui abrite le lit du Niger dans cette région. Au Sud-Ouest et à l'Ouest, apparaissent des formations monoclinales à dominance gréseuse, datées respectivement de l'Infracambrien et du Cambrien. Les grès de l'Infracambrien tabulaire présentent un prolongement vers le centre dans la région de Bandiagara marqué par une falaise matérialisant la limite Sud à Sud-Est du delta intérieur du Niger. Les grès en alternance avec du calcaire réapparaissent au Nord du pays.

Sur la bordure du socle birrimien de l'Adrar des Iforas au Nord-Est reposent des formations d'origine marine du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur constituées par une alternance de formations gréseuses et calcaires.

Les formations continentales (Continental intercalaire, Continental terminal et quaternaire) sont fortement représentées au Nord dans l'Azaouad et tout le long du delta intérieur du Niger. Les formations continentales sont constituées de dépôts alluviaux, lacustres et dunaires. Le Quaternaire, développé sur les affleurements du birrimien, des

plateaux gréseux et les glacis² au bas des versants, comprend essentiellement les formations latéritiques résultant de l'altération des roches mères.

1.2.2 Aperçu géologique du delta intérieur du Niger

Le delta intérieur du Niger est une zone déprimée de pendage général N-NW (Brunet-Moret *et al.*, 1986), installée dans la zone de transition entre l'infra-cambrien tabulaire du plateau mandingue au Sud et l'infra-cambrien plissé du Gourma au Nord, dans laquelle se sont accumulées les formations du Continental intercalaire et terminal. Les formations du Primaire sous-jacentes comportent des plissements orientés SW-NE, et des fracturations W-E à NW-SE qui se manifestent respectivement sur des affleurements des collines de Goundam, les plateaux gréseux de Bandiagara et les affleurements gréseux au Sud du lac Débo. La géologie du delta vif (désignant la zone inondable) est principalement marquée par des apports sédimentaires à caractère continental ou désertique comprenant de bas en haut les formations suivantes :

- **Le Continental intercalaire** : C'est un ensemble de dépôts détritiques du Jurassique moyen au Crétacé moyen, résultant de l'altération des formations du Primaire environnantes. Il est constitué d'alternance de sables de granulométrie variée, d'argiles sableuses et de silts argileux. Il est caractérisé par la présence de bois silicifiés et d'ossements de reptiles (Radier, 1959 cité par Quensière, 1994). Son épaisseur est variable, elle dépasse 400 m dans l'axe du fossé de Nara. Il est généralement recouvert par les formations du Continental terminal et du Quaternaire.

- **Le continental terminal** : il regroupe les formations continentales qui se sont déposées principalement au Miocène et au Pliocène. Son aire d'accumulation déborde, vers le Sud, celle du Continental intercalaire, constituant ainsi le remplissage de nouvelles zones déprimées où les dépôts reposent directement sur le substratum précambrien dans le delta intérieur du Niger. Ce sont des dépôts en général non consolidés, à dominante sableuse, souvent en disposition lenticulaire localement grésifiés, avec des couches d'argiles interstratifiées. Des horizons de latérite cuirassée ou gravillonnaires sont aussi interstratifiés. Des niveaux de marnes et d'argiles lacustres se rencontrent localement dans la série lithologique. L'épaisseur du Continental terminal est très variable, elle croît de l'Ouest vers l'Est et varie de quelques dizaines de mètres à 100 m près de Tombouctou.

- **Le Quaternaire** : Au Sud du delta, il est caractérisé par des cuirasses plus ou moins démantelées sur les collines et les bas glacis. Au centre et au Nord, il est composé de sables à granulométrie variable, de graviers, de sables argileux dans les fonds de mares et de lacs. Contrairement aux formations sableuses des zones limitrophes des surfaces inondables, les composantes à dominance argileuse dans les fonds de plaines, mares et lacs ont tendance à limiter les échanges hydriques entre les eaux d'inondation et les formations sous-jacentes du

² Surface inclinée et de pente transversale faible

Continental terminal et intercalaire qui jouent un rôle fondamental dans l'hydrologie du Delta (Brunet-Moret *et al.*, 1986).

1.3 Hydrogéologie

1.3.1 Hydrogéologie du Mali

Les formations hydrogéologiques du Mali se distinguent selon le type de gisement en deux catégories (Travi & Guiraud, 1982 ; Guiraud & Travi, 1990) : les formations à porosité primaire (aquifères de type généralisés) et les formations à porosité secondaire (aquifères de type fissuré). La compilation des données recueillies dans le cadre des projets d'hydraulique villageoise sur une vingtaine d'années (Mali, 1990) a permis une première estimation des ressources en eau souterraine et leur localisation dans l'espace. Les aquifères de type fissuré couvrent 49 % de la superficie totale du Mali (fig. 3).

Les aquifères fissurés

Les aquifères fissurés semi-continus ou discontinus, associés d'une part, aux formations métamorphiques et cristallines du Primaire (socle) et d'autre part, aux formations sédimentaires tabulaires et plissées de l'Infracambrien, sont caractérisées par de très faibles perméabilités intrinsèques ou primaires. Les ressources en eau sont essentiellement associées à des perméabilités secondaires provenant de la fissuration de la partie profonde des formations et de l'altération de leur partie supérieure. Les aquifères fissurés du socle se rencontrent notamment dans les régions de l'Ouest (Kayes), du Sud (Sikasso) et au Nord dans l'Adrar des Iforas. Dans la région de Sikasso où une partie des sources du Bani se situe, les profondeurs des niveaux statiques sont en général inférieures à 10 m. Le Baoulé, un des affluents du Bani, est alimenté en basses eaux par les nappes du socle (Guerre & Aranyossy, 1990). Ailleurs le niveau statique se situe au-delà de 20 m. Les débits moyens des forage dans ces formations sont compris entre 4,2 à 6,5 m³/h (Mali, 1990).

Les aquifères fissurés de l'infracambrien

On distingue :

- les aquifères du Précambrien, plissé dans le Gourma, situé à l'Est de la partie aval du delta intérieur du Niger, sans influence reconnue sur l'hydrologie de la zone d'étude. Les niveaux d'eau sont situés à plus de 50 m sauf dans les secteurs où sont localisées des eaux de surfaces semi permanentes ou temporaires ;

- les aquifères de l'**Infracambrien tabulaire** constituent le type fissuré le plus important et le plus exploité au Mali. A l'exception du plateau Dogon et de la partie

septentrionale du plateau mandingue où les grès sont affleurants, l'Infracambrien est recouvert en quasi totalité par des formations latéritiques. Ce sont des formations gréseuses avec des niveaux schisteux et intrusions doléritiques (Aranyossy *et al.*, 1989) aux épontes souvent productives (Alousseini *et al.*, 1987).

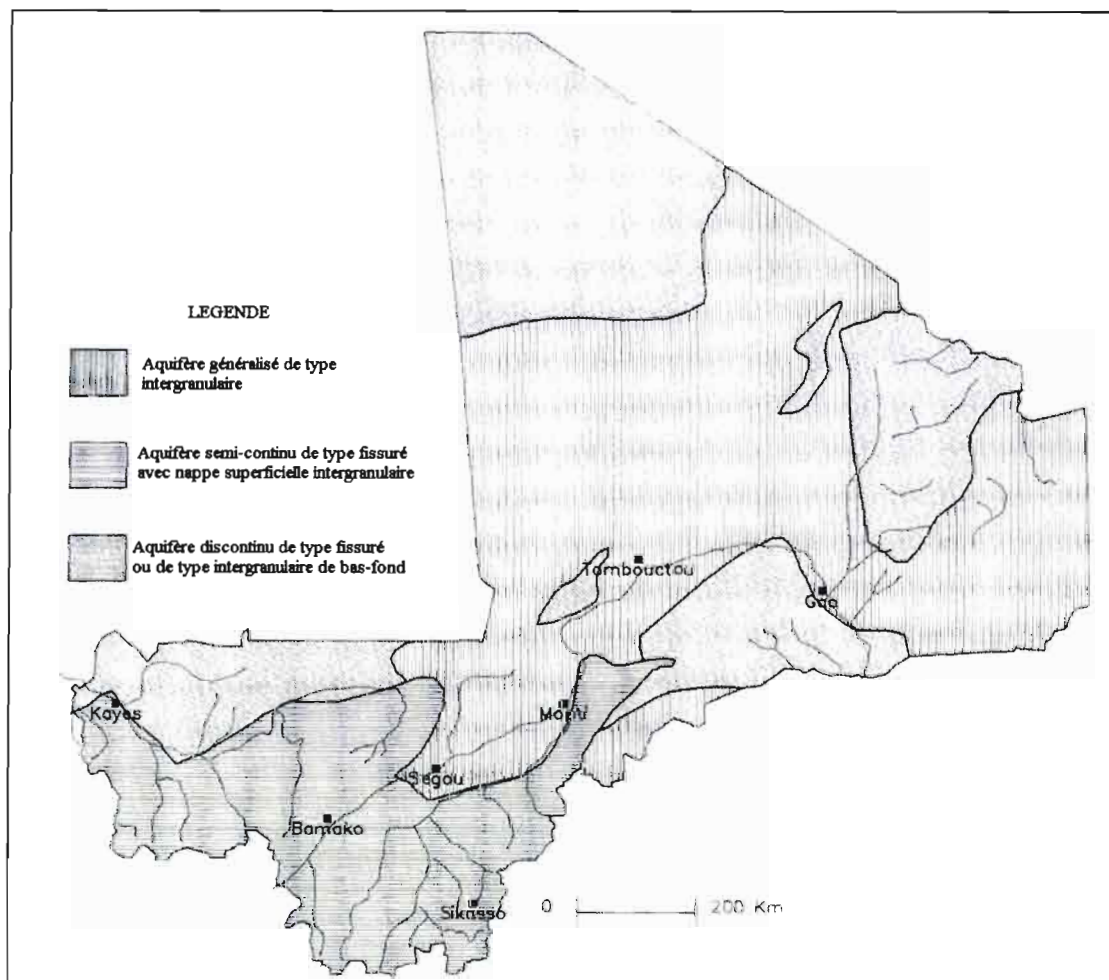


Figure 3 Localisation schématique des différents types d'aquifères du Mali (d'après Mali, 1990)

Les aquifères généralisés

Ces aquifères caractérisés par une porosité intergranulaire, sont des nappes continues couvrant 51 % de la superficie du Mali. Ils sont constitués par des formations essentiellement détritiques d'origine continentale déposées au secondaire et au tertiaire dans de vastes bassins sédimentaires. On y distingue quatre systèmes aquifères.

Les aquifères du continental intercalaire. Ils affleurent au Nord du Mali sur les bordures Nord du bassin de l'Azaouad et à l'Est de l'Adrar des Iforas dans le Tamesna. Ce sont des dépôts constitués d'alternances de sables de granulométrie variée, d'argiles sableuses avec des niveaux gréseux conglomératiques. Ils reposent sur une puissante série d'argile

impermeable qui pourrait expliquer selon les études isotopiques (Guerre & Aranyossy, 1990) l'absence de lien avec les aquifères fissurés du cambrien et de l' infracambrien. Ces aquifères contiennent des eaux fossiles qui se sont chargées durant l'Holocène il y a environ 8 000 ans (Fontes *et al.*, 1991) à partir des eaux du Niger qui s'écoulait jusqu'au Nord dans le bassin de l'Azaouad. La dorsale de l'Azaouad serait un seuil hydrogéologique empêchant une réalimentation de ces aquifères à partir des eaux actuelles du Niger (Blanck & Tricard, 1990). Ces aquifères sont en nappes libres dans les zones d'affleurements avec des profondeurs de niveau de plus de 20 m. Il sont en charge ailleurs à des profondeurs dépassant les 300 m et localement artésiens au Nord de la vallée de l'Azaouad.

Les aquifères du crétacé supérieur / Éocène inférieur. Ils sont localisés à la périphérie occidentale de l'Adrar des Iforas. Constitués principalement d'argilites, de schistes et de grès argileux avec des niveaux de calcaire. Le fleuve Niger les recoupe sur toute leur longueur. Ces aquifères reçoivent entre Goundam et Tombouctou (Guerre et Aranyossy, 1989) un apport peu important des eaux d'inondation du delta. Leurs épaisseurs varient de moins de 100 m à plus de 400 m.

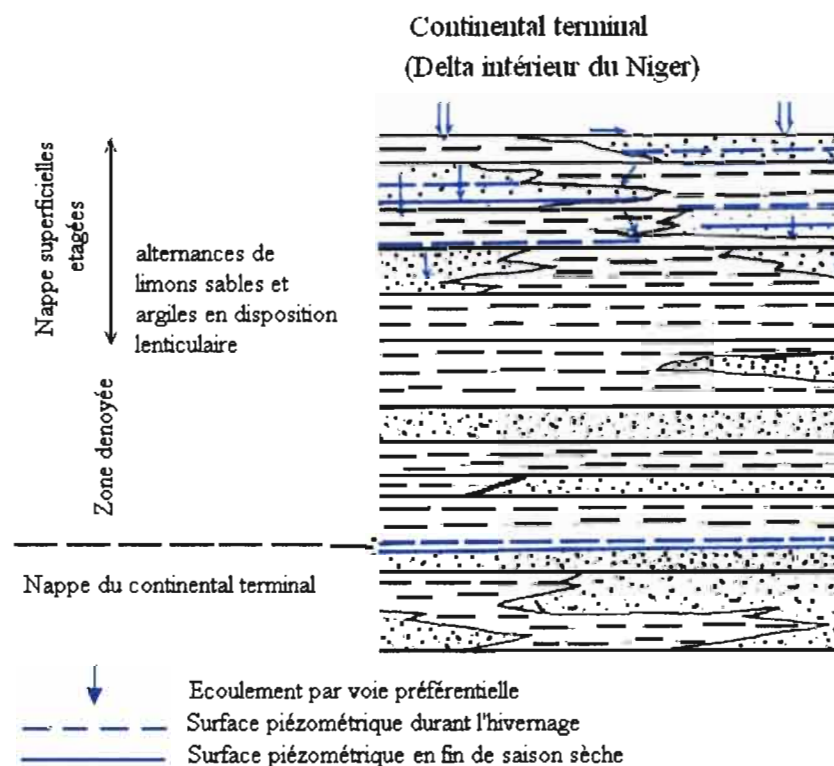


Figure 4 Schéma hydrogéologique type des aquifères du Continental terminal dans le Delta intérieur du Niger au Mali (d'après Mali, 1990)

Les aquifères du Continental terminal/Quaternaire. Ils occupent une vaste plaine alluviale qui s'étend de part et d'autre du Niger à l'aval de Ségou et du Bani à Douana jusqu'au delà du delta intérieur du Niger à Gao. L'hydrogéologie de ces aquifères est liée à la présence d'eaux de surface permanentes et à l'extension des zones d'inondation suite à la montée des eaux du Niger. Ce sont des séquences d'argiles, d'argiles sableuses et sables fins à grossiers

souvent en disposition lenticulaire (fig. 4). Leur épaisseur, inférieure à 100 m dans la zone occidentale du delta, peut atteindre 1000 m dans l'axe du fossé de Gao.

1.3.2. Hydrogéologie du delta et relation avec les eaux de surface

L'hydrogéologie du delta est principalement marquée par la présence de l'unité du Continental terminal/Quaternaire. Cette unité couvre 57 670 Km² dans le delta soit 28 % de sa superficie totale au Mali (Mali, 1990). Elle est bordée au Sud par les plateaux gréseux de San et de Bandiagara, au Nord par le fossé de Nara et la dorsale de l'Azaouad, au Nord-Est par les formations plissées du Gourma. L'hydrogéologie de l'aquifère du Continental terminal/Quaternaire est liée à la présence des eaux de surface permanentes et à l'extension des zones d'inondation.

a) Les secteurs hydrogéologiques du Delta

Suivant la répartition des eaux de surface 3 secteurs sont définis (Mali, 1990). Nioro-Dioura à l'Ouest, Macina-Diaka au centre et Bani-Niger au Sud.

Le secteur Ouest couvre les localités de Nioro-Dioura. Il correspond à la zone du delta fossile ou delta mort du Niger qui était fonctionnel à l'Holocène. Les formations continentales sont relativement peu épaisses (30 à 80 m) en raison d'une remontée d'un haut -fond gréseux du substratum infracambrien. La réduction d'épaisseur des dépôts s'accompagne d'une augmentation de leur composante argileuse. Les périmètres d'irrigation de l'Office du Niger alimentés par les eaux du canal du Sahel, dérivées du Niger au barrage de Markala, occupent la bordure Ouest de ce secteur et participent à la recharge de cette unité.

Le secteur central ou secteur Macina Diaka couvre le delta vif actuel. L'épaisseur moyenne des formations continentales est de l'ordre de 100 m. Elle serait supérieure à 150 m dans le secteur le plus déprimé. Les sableux sont prédominants avec des intercalations de niveaux de graviers.

Le secteur Sud ou Bani-Niger s'étend entre Ségou et Mopti sur les plaines alluviales situées entre le Niger et le Bani et au Sud du Bani jusqu'à la bordure des plateaux gréseux de San et de Bandiagara. Les dépôts continentaux, souvent très argileux, ont des épaisseurs variant de 30 à 80 m.

Le taux de réussite moyen en forages productifs atteint dans cette unité 83 %. Il est proche des 100 % dans le secteur central. Le débit moyen des forages est de 7,7 m³/h avec 21 % de forages débitant plus de 10 m³/h. Dans le secteur central du delta, de nombreux forages ont une capacité supérieure à 20 m³/h et plusieurs forages ont fourni, durant leur développement, des débits supérieurs à 5 m³/h.

Les niveaux statiques sont à moins de 10 m de profondeur dans la zone lacustre ainsi que dans les plaines d'inondation en bordure des fleuves Niger et Bani, à l'amont du delta. Ils s'approfondissent dans la zone de transition à la périphérie du domaine lacustre et sont situés au-delà de 40 m dans le delta mort.

b) Dynamique du niveau piézométrique et relation avec les eaux de surface

L'étude des données piézométriques recueillies dans le Delta intérieur, durant l'année 1987/88 (Mali, 1990), a permis de mettre en évidence un lien entre la recharge des nappes souterraines et les eaux d'inondation. La montée des nappes assujettie tout d'abord aux apports pluviométriques puis aux eaux de surface varie de façon non linéaire selon un profil est (delta vif)- Ouest (delta fossile).

Dans le Delta vif où le niveau d'eau est inférieur à 5 m, l'amplitude moyenne des fluctuations saisonnières est de l'ordre du mètre (tableau 1). La remontée significative du niveau piézométrique apparaît en août-septembre avec un maximum atteint en novembre-décembre lors de l'étale de crue du fleuve Niger. La recharge principale apparaît liée à la percolation des eaux de surface, la remontée s'amorçant toutefois vers le milieu de l'hivernage grâce à l'infiltration directe de la pluie.

Tableau 1 Correspondance amplitude de fluctuation piézométrique en fonction de la profondeur de la nappe et de la distance au Delta vif dans le Delta intérieur du Niger

Distance au delta vif (km)	Profondeur de la nappe (m)	Amplitude moyenne de la fluctuation piézométrique (cm)
Delta vif	< 5	100
Delta fossile < 10	5 à 8	100 à 10
> 25	25 à 30	quelques centimètres
	> 30	non perceptible

Dans le delta fossile par contre la profondeur du niveau piézométrique croît régulièrement de 5 à 40 m au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone inondée. L'analyse des données piézométriques montrent que les fluctuations saisonnières décroissent en amplitude de façon non linéaire lorsque la profondeur du niveau et la distance aux zones d'inondation augmentent (tableau 1). La figure 5 établie à partir des mesures de 1987-88 représente ces variations saisonnières de niveau en fonction de la profondeur des niveaux piézométriques et de la distance approximative à la zone d'inondation.

Au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers l'Ouest dans le delta fossile le niveau piézométrique se déprime et l'apport des eaux de surface du delta vif devient quasi nul sinon imperceptible. Dans le delta fossile les formations aquifères sont denoyés hormis quelques nappes perchées qui résultent de l'infiltration des eaux superficielles locales La figure 6 illustre l'évolution du niveau de l'eau souterraine selon une année d'hydraulicité normale et déficitaire.

L'interprétation des fluctuations du niveau des nappes du delta observées durant la période 1981-1988 a permis, en éliminant les remontées de niveau liées aux apports par infiltration des eaux de surface, une première estimation du pourcentage de la pluie contributive, évaluée à près de 14 % des pluies tombées, inégalement réparties selon la profondeur. Ainsi en supposant une porosité moyenne de 10 % pour les formations continentales, la lame d'eau infiltrée ayant atteint la zone saturée représenterait, suivant la profondeur de la nappe :

- 50 mm soit 10 % de la pluie, entre 5 et 8 m de profondeur,
- 10 mm soit 2 à 3 % de la pluie, entre 8 et 20 m de profondeur
- 5 mm soit 1 % de la pluie, entre 20 et 30 m de profondeur.

Ce pourcentage très faible s'expliquerait par la faible perméabilité verticale des dépôts argileux et silteux dans le delta intérieur. Par contre dans des conditions pluviométriques équivalentes, l'infiltration due à la pluie reste plus importante pour les systèmes aquifères fissurés. Au Sud en milieu fissuré, à l'amont de Douna (sur le Bani), les variations du niveau de la nappe sont bien corrélées avec les variations de pluie (Mahé *et al.*, 1998). Les années de bonne pluviométrie se traduisent par une forte remontée de la nappe.

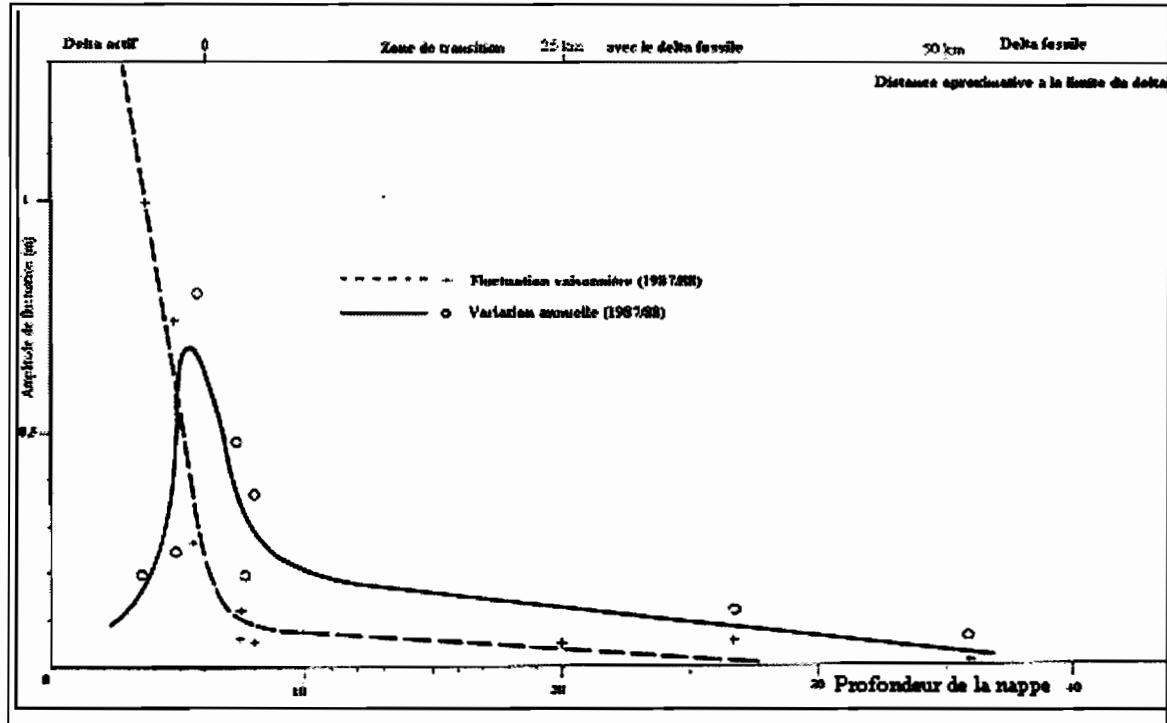


Figure 5 Variation des amplitudes de fluctuation piézométrique en fonction de la profondeur de la nappe et de la distance au delta vif

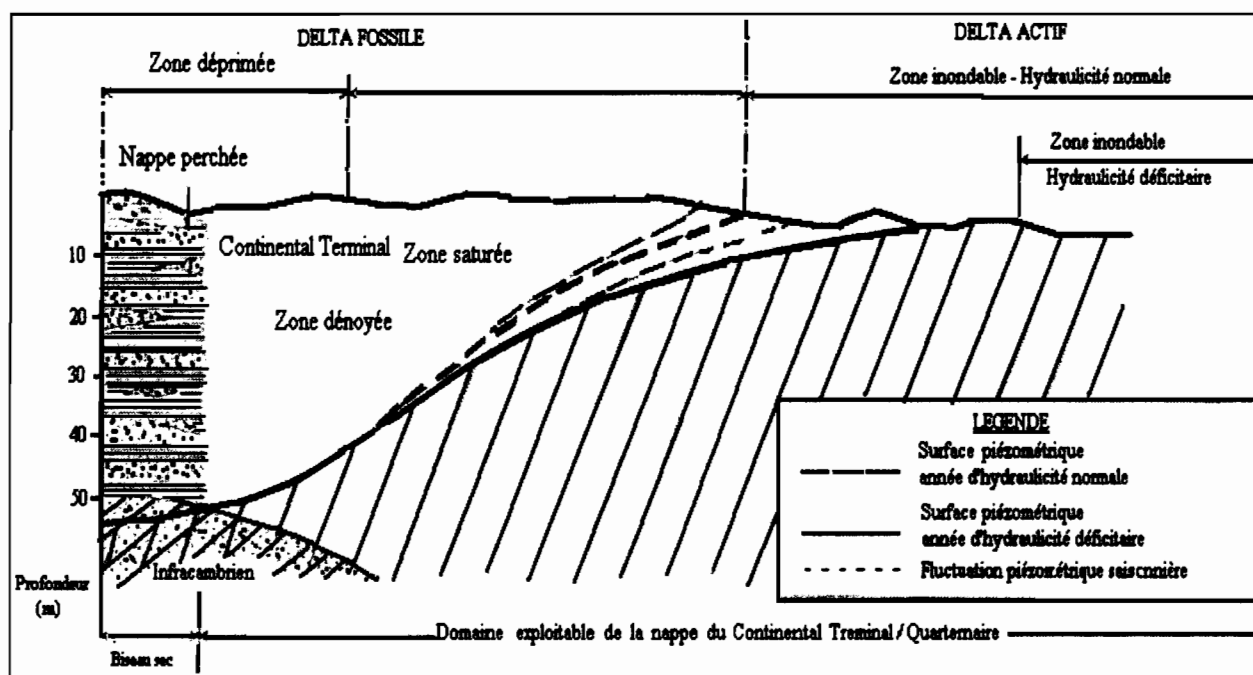


Figure 6 Coupe hydrogéologique schématique de la bordure occidentale du Delta intérieur du Niger (d'après Mali, 1990)

1.4 Cadre climatique

Les ressources naturelles évoluent et s'adaptent au rythme du climat. L'étude couplée de l'hydrologie et du climat permet de comprendre et mesurer l'impact de ces variations sur la disponibilité des ressources naturelles notamment en eau de surface.

La circulation des courants atmosphériques qui régissent le climat en zone Ouest Africaine est décrite par plusieurs auteurs (Kamaté, 1980 ; Fontaine, 1991 ; Leroux, 1983, 1996) ; nous en rappellerons les grandes lignes. Les caractéristiques du climat et son impact sur les ressources en eau de surface en zone Soudano-Sahélienne au Mali ont fait l'objet de nombreux travaux (Kamaté 1980 ; Brunet-Moret *et al.*, 1986 ; Olivry *et al.*, 1995 ; Mahé *et al.*, 1997, 2001 ; L'Hote & Mahé, 1996) dont les éléments essentiels sont présentés au chapitre 3. Dans ce qui suit nous présenterons les découpages climatiques issus de certains de ces travaux.

1.4.1 La circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest

La division de l'année en saisons est conditionnée par le déplacement de deux grands anticyclones subtropicaux : l'anticyclone du Sahara de direction Nord-Est Sud-Ouest qui donne naissance à un vent sec et chaud, "l'harmattan", et l'anticyclone de Sainte Hélène, responsable de la "mousson" portée par un vent maritime tiède et très humide de direction Sud-Ouest/Nord-Est (fig. 7). Le contact dynamique de ces deux masses d'air chaud et sec provenant du Nord (harmattan) et humide provenant du Sud (mousson) est la zone

intertropicale de convergence (ZITC) appelée aussi l'Équateur Météorologique (EM) (Leroux, 1996). Sa trace au sol est appelée le Front Intertropical (FIT) au passage duquel sont liées les pluies. Pendant la période de juillet à septembre, sa position est septentrionale. De décembre en février, le FIT occupe sa position la plus méridionale. La montée en latitude est plus lente et plus régulière (6 mois) que le retour vers l'équateur (4 mois).

Le découpage de l'année en saisons au Mali se caractérise par l'alternance d'une saison sèche dont la longueur varie de neuf mois au Nord à cinq ou six mois au Sud et d'une saison humide ou hivernage, d'avril à octobre au Sud, de juillet à septembre au Nord. En début et fin d'hivernage, les pluies sont surtout liées aux lignes de grains particulièrement importantes aux latitudes sahéliennes. Pendant la saison sèche d'hiver, le pays est soumis au régime de l'alizé continental (ou harmattan). Ce vent venu du Nord-Est a un effet desséchant qui accentue en avril-mai l'effet des températures élevées qui règnent sur l'ensemble du pays. Le facteur dominant de la saison des pluies, est le régime de la mousson (fig. 7), prolongement de l'alizé austral qui s'est chargé d'humidité sur son trajet océanique et qui, après la traversée de l'Équateur, prend une direction SW-NE.

La figure 7 (Kamaté, 1980) indique, à gauche la position des masses d'air de l'Harmattan et de la Mousson, à droite les zones de type de temps associées au FIT et leur déplacement pendant l'année. Lorsque le FIT se déplace vers le Nord, il se comporte comme un front froid (l'air équatorial et humide se trouve au dessous de l'air tropical chaud et sec). La confluence de ces masses d'air s'accompagne, en avant du front, de courants ascendants qui provoquent la formation de nuages verticaux et des pluies à caractère orageux et souvent abondantes. Les averses violentes le long de ces perturbations sont appelées "lignes de grain". Elles sont responsables, dans une grande proportion, des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest.

Les totaux pluviométriques mensuels et annuels (plus de 1 400 mm/an au Sud de Sikasso et moins de 100 mm/an à la latitude de Tessalit) traduisent une diminution des précipitations en latitude. Cette distribution sensiblement identique à celle de l'humidité relative (plus de 80 % en août au Sud de Sikasso, moins de 40 % à Tessalit à la même période), est inverse de celle de l'évapotranspiration potentielle (moins de 1 700 mm/an au Sud de Sikasso, plus de 2500 mm/an à Tessalit). Dans tous les cas, la pluviométrie est la plus forte au mois d'août.

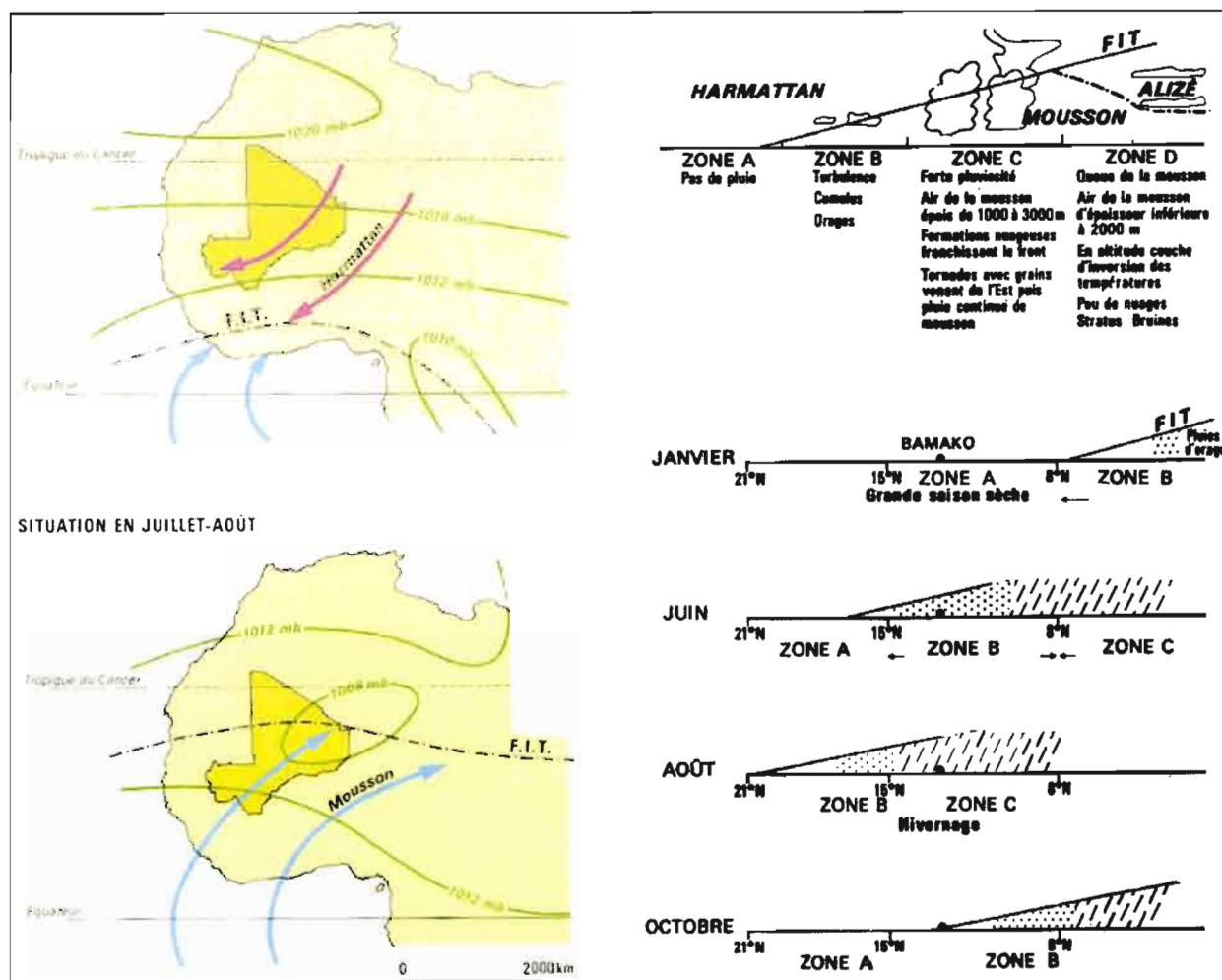


Figure 7 Position des masses d'air : harmattan et mousson (cartes à gauche) et zones types de temps associées au FIT et leur déplacement pendant l'année (schéma à droite) (Kamaté, 1980)

1.4.2 Les zones climatiques du Mali

Une différenciation régionale basée sur l'évolution en latitude des paramètres climatiques notamment la pluviométrie permet de distinguer du Sud au Nord quatre zones climatiques (Kamaté, 1980 ; L'Hote & Mahé, 1996) : le Delta présente une nuance régionale particulière. En premier lieu nous donnons la classification actuellement utilisée par les hydrologues (L'Hote & Mahé, 1996) et entre parenthèse celle employée par les climatologues (Kamaté, 1980).

Le climat tropical de transition (climat Sud-soudanien) limité au Nord selon une ligne Kénieba-Bougouni-Sikasso sensiblement WNW-ESE autour de la latitude 12°, il s'étend au-delà en couvrant les têtes des bassins du Niger et ses affluents, d'une part en Guinée, du Bani et ses affluents en Côte d'Ivoire. Il couvre 6 % du territoire malien (Kamaté, 1980). Les précipitations moyennes annuelles y sont supérieures à 1300 mm, atteignant et dépassant parfois 1500 mm. La saison des pluies relativement longue, dure au moins 6 mois (de mars-

avril à octobre-novembre), avec environ 90 jours de pluies par an. Sur le plan thermique, les températures moyennes mensuelles de l'été (hivernage) sont sensiblement égales ou inférieures aux températures moyennes mensuelles de l'hiver. L'amplitude thermique annuelle est faible (5 à 6° C).

Le climat tropical pur (climat Nord-soudanien) s'étend de la ligne Kénieba-Bougouni-Sikasso jusqu'au Nord de la ligne Ségou à l'Est et Kayes à l'Ouest. Il est limité par les isohyètes 1300 et 700 mm. L'hivernage dure de quatre à six mois et les précipitations se concentrent sur 70 à 80 jours. A la différence du climat tropical de transition, les températures moyennes annuelles de l'été restent supérieures à celles de l'hiver. Cependant, les maxima des mois pluvieux sont inférieurs aux maxima de janvier et décembre (à Bamako, 33,4° C en janvier contre 30,3° C en août).

Le climat tropical semi-aride (climat sahélien) il va de l'isohyète 700 mm à l'isohyète 200 mm (au tour de la latitude 16°), englobant une zone de transition à nuance soudano-sahélienne entre les isohyètes 700 et 500 mm. Il couvre toute la zone du Delta intérieur qui présente une nuance régionale particulière à laquelle nous allons accorder plus d'attention. La caractéristique fondamentale du climat tropical semi-aride est la longueur de la saison sèche, la courte durée de l'hivernage (3 à 4 mois, de juin- juillet à août-septembre), avec en moyenne trente jours de pluies par an. Sur le plan thermique et par rapport au climat tropical, la zone sahélienne présente des maxima d'hivernage supérieurs aux maxima d'hiver et l'amplitude thermique annuelle y est plus forte (environ 12° C).

Le climat semi-aride (climat Sud-saharien) concerne la zone des lacs jusqu'au Nord de la région de Tombouctou. Contrairement aux autres climats il s'étend sur une bande est-Ouest plus irrégulière. Il se caractérise par des précipitations très irrégulières, inférieures à 200 mm/an. Les pluies tombent sous forme de tornades en rapport avec la faible épaisseur de la mousson. Ce sont des pluies d'été, mais également des tornades en hiver. Le régime thermique ne connaît qu'un seul maximum alors que partout ailleurs au Mali il en possède deux. L'amplitude thermique annuelle moyenne forte (environ 16° C) est très inférieure à l'amplitude thermique journalière moyenne de l'hiver durant cette saison. En effet, les nuits sont froides (moyenne des minima de janvier 11,3°C à Tombouctou).

Le Delta intérieur du Niger : une région originale. Avec 300 km de long sur 100 km de large, le Delta intérieur du Niger, en période de crue (octobre-décembre), apparaît comme une véritable mer intérieure en zone sahélienne et constitue dans tous les domaines, notamment climatique, une région particulière. Cette nappe d'inondation contribue à modifier le climat régional dans la mesure où elle agit sur un certain nombre de ses éléments essentiels : en jouant un rôle de modérateur thermique, elle donne à la station de Mopti une température moyenne annuelle (27,7° C) inférieure ou égale à celles de San (27,9° C) et de Ségou (27,7° C) situées plus au Sud. En donnant naissance à des vents locaux (brises de delta et de bordure), elle agit sur la vitesse, la direction et la température des vents dominants. Au total, le Delta intérieur du Niger, sans bouleverser fondamentalement les rythmes climatiques dans son environnement, arrive, pour ainsi dire, à y "créer un microclimat" (Kamaté, 1980).

1.4.3 Le climat du Delta intérieur du Niger

Caractérisé par une pluviométrie peu abondante, 600 mm/an au Sud à 200 mm/an au Nord (Bamba *et al.*, 1996a et b) dont la variabilité interannuelle est décrite au chapitre 2, le delta reçoit les eaux des bassins amont du Niger et du Bani qui l'inondent, à un rythme annuel, sur plus de 30000 Km². Cette nappe d'inondation sous l'influence des vents locaux, exerçant une action modératrice sur les éléments essentiels du climat notamment la température et l'humidité relative, fait du Delta, tout au moins sur le plan climatique, une région assez particulière.

1.4.3.1 Le régime des vents

Le régime des vents dans le Delta est marqué par : l'harmattan, vent provenant de l'Est et du Nord-Est qui souffle en saison sèche ; la mousson venant du Sud-Ouest et du Sud (fig. 7) qui souffle en saison des pluies. La figure 8 présente, pour les stations du Delta (San, Mopti, Tombouctou) de Hombori à l'Est, de Ségou et Sikasso au Sud du Delta pour les périodes 1950-70 (humide), 1971-96 (sèche) et 1990-96 incluse dans la période d'étude, l'évolution de la vitesse moyenne mensuelle du vent en m/s.

Les vitesses moyennes mensuelles varient de 0,5 m/s à 3,5 voire 4 m/s. Elles sont plus faibles entre les mois d'août et de novembre (milieu et fin de l'hivernage) que durant les autres mois. Le rapport varie du simple au double voire plus. L'examen des vitesses moyennes mensuelles, selon un découpage lié à la variabilité climatique décrite au chapitre 3, fait apparaître une tendance à la hausse depuis les années 1950 sur les stations de Mopti et de Tombouctou. La moyenne mensuelle de la série 1990-96 est supérieure à celle de l'ensemble des périodes 1950-96, 1950-70 (humide), 1971-96 (sèche). Particulièrement plus forte à Tombouctou, elle dépasse 3m/s en dehors de l'hivernage. Sur les stations de Mopti et Tombouctou, entre les mois de mai et septembre, la moyenne mensuelle 1950-96 est supérieure à celle de la période 1950-70 et inférieure à celle de la période de 1971-96. Du mois d'août au mois d'avril les moyennes mensuelles restent presque stationnaires.

Sur la station de San (Sud du Delta) on observe par contre une tendance à la baisse depuis les années 1950. La moyenne mensuelle 1950-96 est inférieure à celle de la période 1950-70 et supérieure à celle des périodes de 1971-96 et 1990-96. Ces variations s'observent sur tous les mois de l'année.

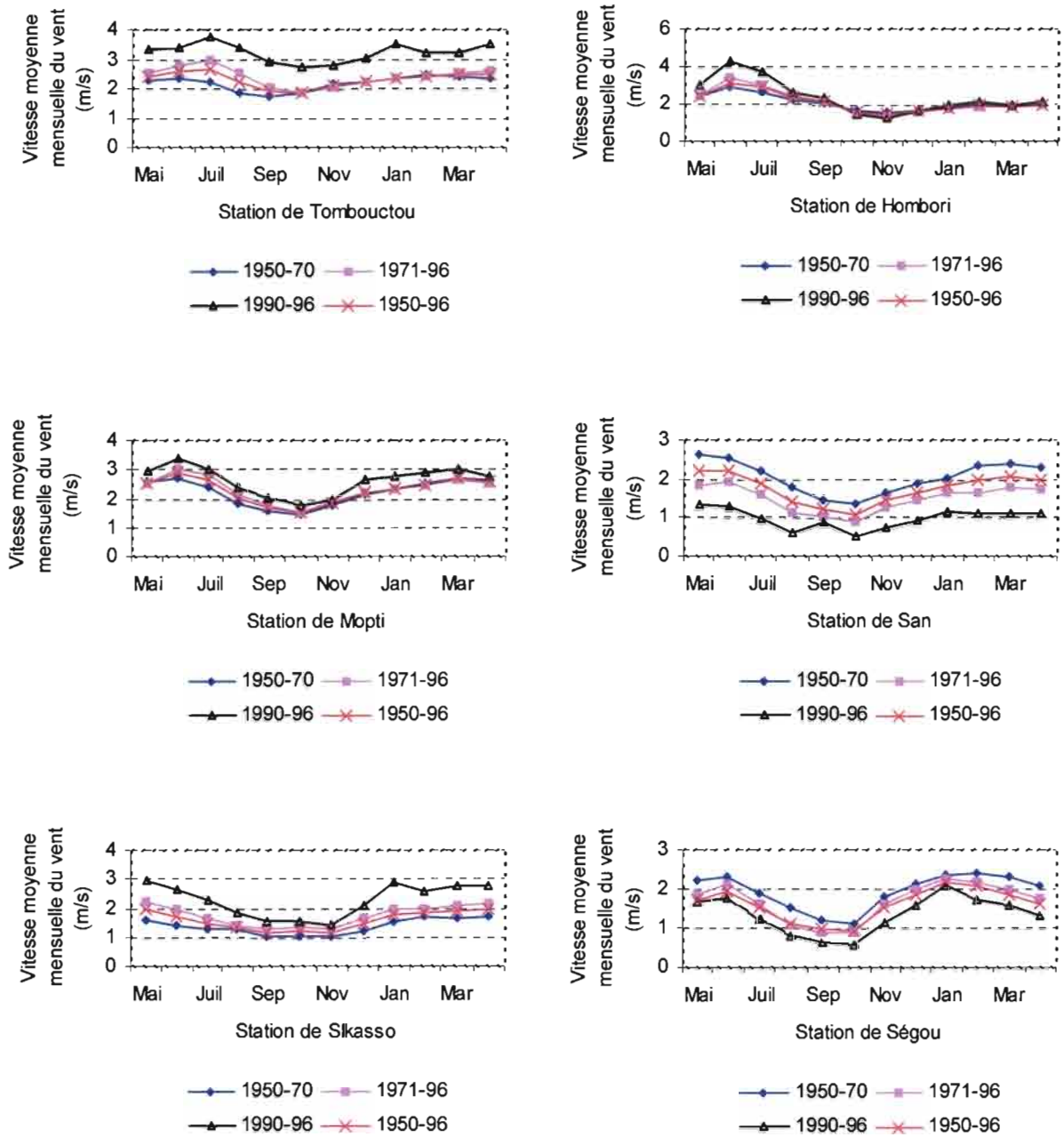


Figure 8 Evolution de la vitesse moyenne mensuelle du vent durant les périodes 1950-70 (humide), 1971-96 (sèche) et 1990-96 (incluse dans la période d'étude) sur les stations du Delta (San, Mopti, Tombouctou) et de Hombori à l'Est, de Ségou et Sikasso au Sud du Delta

La station de Hombori et celle de Sikasso dans des contextes climatiques différents présentent la même tendance à la hausse observée à Mopti et Tombouctou. A Ségou par contre apparaît la même tendance à la baisse observée sur la station de San.

L'augmentation de la vitesse du vent fait accroître la demande évaporatoire des surfaces notamment en eau libre. Cela peut avoir un impact négatif sur le temps de disponibilité des ressources en eau de surface du delta notamment en période déficitaire comme la situation actuelle. L'accroissement de la vitesse du vent peut être d'origine climatique et/ou anthropique (déforestation).

1.4.3.2 Les températures

Les températures moyennes décadaires (°C) dans le Delta (fig. 9) sur la période 1990-98, indiquent un comportement presque similaire des stations de San, Mopti et Tombouctou. Elles sont caractérisées par deux minima et deux maxima. Le premier minimum apparaît à la deuxième décennie du mois d'août (D23) durant l'hivernage. Il varie entre 30 et 35°C aux stations de San et Mopti et atteint 38°C à Tombouctou. Le second minimum varie entre 25 et 32°C sur les 3 stations durant les deux dernières décennies du mois de janvier (D2, D3). Quant aux maxima ils font leur première apparition début octobre (D28) à la station de Tombouctou et fin octobre (D30) aux stations de San et de Mopti, puis en fin avril-début mai aux 3 stations. Le premier maximum varie entre 35 et 39 °C aux stations de San et Mopti et est égal à 40°C à Tombouctou. Le second maximum plus marqué atteint 40 à 45 °C sur l'ensemble des stations du Delta. L'amplitude thermique de ces variations saisonnières atteint 15°C voire plus.

Les températures moyennes décadaires croissent du Sud au Nord entre le mois de mai (D13) et le mois d'octobre puis cette tendance s'inverse jusqu'en avril avec une chute des températures du Sud au Nord. Cette inversion correspond à la période de montée et d'étalement des eaux d'inondation dans le Delta qui exercent un effet modérateur sur les températures (Brunet-Moret *et al.*, 1986).

Les stations de San et de Mopti présentent un comportement très voisin qui contraste avec celui de Tombouctou en année de bonne hydraulité³ (1994) (fig. 9b). En année de mauvaise hydraulité (1993) la variation des températures selon le gradient Nord-Sud apparaît moins marquée (fig. 9c). Dans tous les cas la fraîcheur semble s'installer plus longtemps au Nord qu'au Sud entre les mois d'octobre et de février. Cela tient certainement au double effet du froid sur l'ensemble de la région et de l'arrivée tardive des eaux d'inondation dans la partie Nord du Delta.

Quant à la température moyenne annuelle, elle a beaucoup évolué depuis les années 50. Elle est passée à la station de Mopti de 27,5 °C les années 50 à 29,5 °C les années 90 soit un accroissement de 2 °C.

³ **Hydraulité** : rapport du module de l'année considérée (débit moyen annuel du cours d'eau) au module moyen de la période d'observation (module inter-annuel sur 10 ans dans ce cas). Ce rapport caractérise l'irrégularité inter-annuelle.

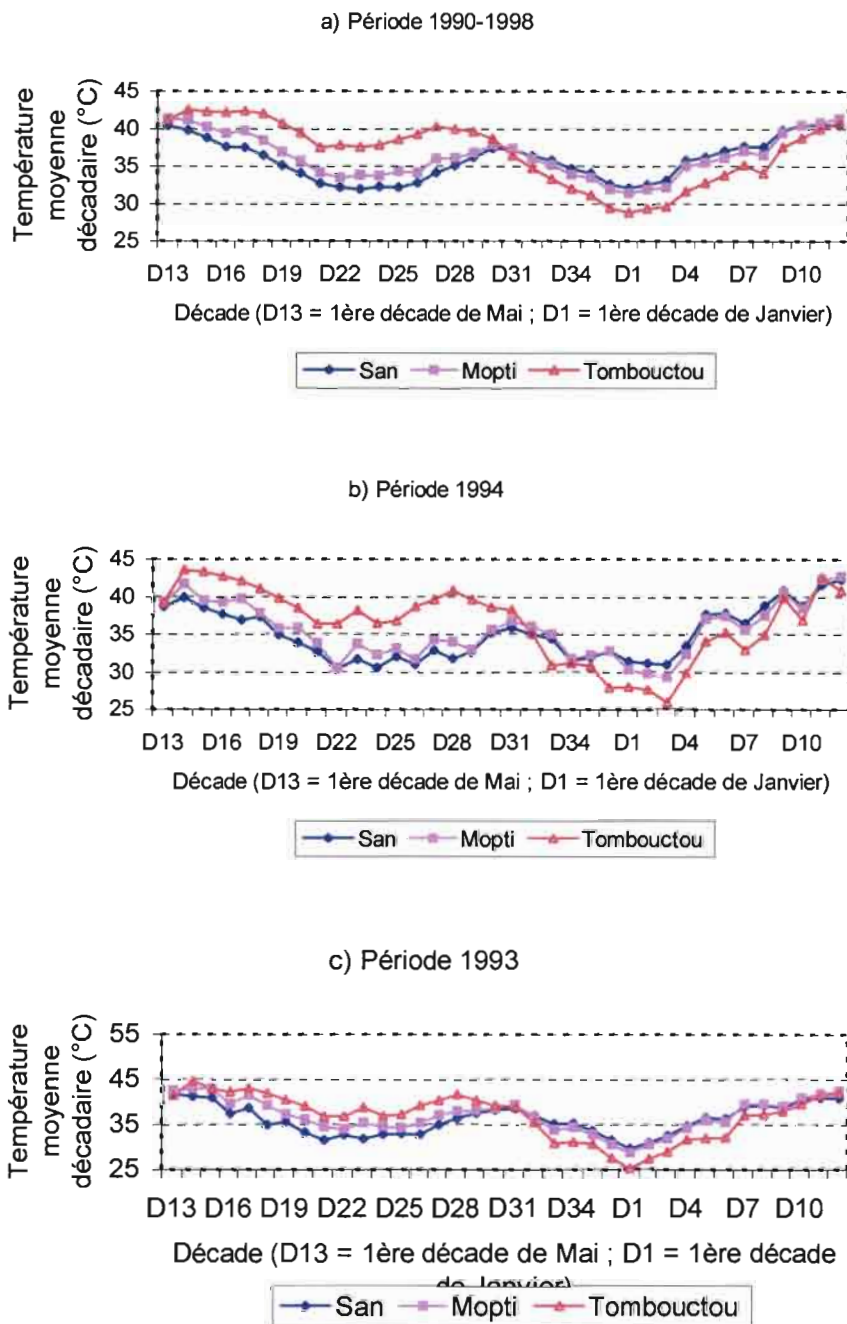


Figure 9 Evolution de la température moyenne décadaira (°C) : a) les années 1990-1998, b) l'année 1994 ("humide"), c) l'année 1993 (plus sèche) sur les stations de San, Mopti et Tombouctou situées au Sud, au centre et au Nord du Delta

1.4.3.3 L'humidité relative

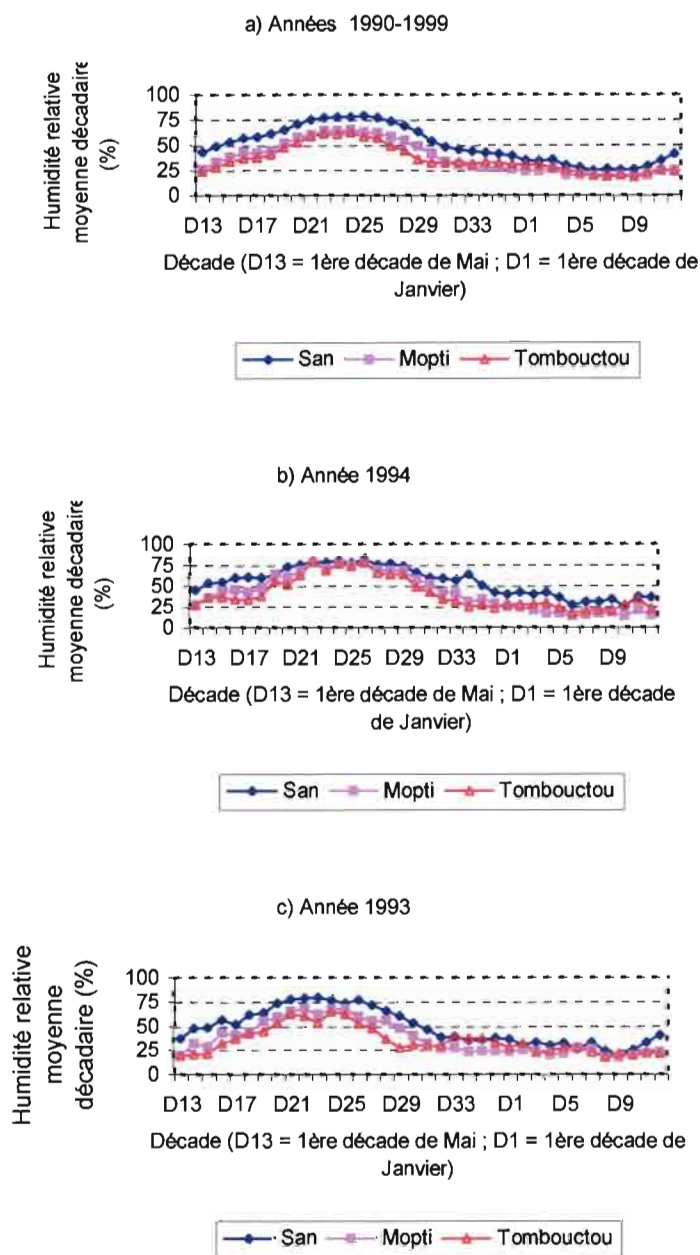


Figure 10 Evolution de l'humidité relative moyenne décadaire (%) : a) les années 1990-98, b) l'année 1994 ("humide") et c) l'année 1993 (plus sèche) sur les stations de San, Mopti et Tombouctou situées au Sud, au centre et au Nord du Delta

L'humidité relative exprimée en pourcentage (rapport entre la tension de vapeur d'eau dans l'atmosphère et la tension de la vapeur saturante à la même température) décroît, contrairement aux températures, du Sud au Nord. Les valeurs moyennes décadaires présentent un début de remontée en avril et atteignent leur maximum (près de 75 %) durant les mois de septembre et août (D22 à D28), période où la température marque un premier minimum. La

diminution de l'humidité avec la latitude n'est pas cependant systématique. En effet de décembre-janvier jusqu'en avril la moyenne décadaire à Tombouctou (fig.10) présente une légère hausse par rapport à la station de Mopti pouvant atteindre 10 à 50 % selon l'hydraulicité de l'année. A cette période la partie Sud du delta se vide au profit de la zone Nord où la prépondérance des eaux d'inondation explique certainement ce léger accroissement de l'humidité relative. Cette dernière se caractérise au pas de temps décadaire, contrairement à la température, par la présence d'un seul pic centré sur l'hivernage.

1.4.3.4 L'évapotranspiration

L'évapotranspiration intègre les phénomènes d'évaporation à la surface des nappes d'eau libres, des sols nus ou couverts et la transpiration du couvert végétal. Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (ETP) utilisées dans notre étude ont été évaluées à l'aide de la méthode de Penman (VAN DER GOOT, 1997) en fonction des paramètres suivants : la date, la latitude de la station (en degrés), l'humidité relative (en %), l'insolation journalière (en heures), la vitesse moyenne du vent à 2 mètres (en m/s), l'albédo et la température (°C). La formule de Penman regroupant toutes les étapes intermédiaires de calcul est donnée en annexe 1. Dans un souci de simplification nous avons considéré une surface d'eau libre avec un albédo égal à 0,25 ce qui peut introduire des erreurs dans l'ETP des périodes marquées par le retrait des eaux d'inondation. Toutefois les fortes fluctuations de l'ETP ne se faisant qu'avec l'arrivée des pluies et l'étalement des eaux d'inondation comme nous le verrons plus loin, on peut admettre que ce choix n'affecte de façon significative l'évolution générale de l'ETP dans la zone d'étude.

Nous nous sommes intéressés aux stations de Mopti et de Tombouctou respectivement représentatives des zones Sud et Nord du Delta. L'ETP généralement forte croît du Sud au Nord. Elle peut atteindre 9 mm/jour à Mopti et 11 mm/jour à Tombouctou notamment en avril et mai caractérisés par des températures élevées, de faibles humidités relatives et l'alizé continental (harmattan) sec.

Sur la période d'étude et selon l'hydraulicité de l'année, les valeurs journalières moyennes varient de 5 à 7 mm à Mopti contre 4 à 6 mm à Tombouctou pendant les mois de décembre à Janvier (fig.11). En outre entre mars et mai elle augmente de façon significative et atteint 7 à 10 mm à Mopti et 6 à 10 mm à Tombouctou.

Les manifestations pluvieuses à partir de juillet (D19) jouent un rôle modérateur sur les phénomènes d'évapotranspiration se traduisant sur les courbes des valeurs décadaires (fig. 11a et b) par des paliers décroissants.

L'ETP annuelle est assez forte et essentiellement en fonction de l'inondation. En année de sécheresse relativement sévère (1990 à 1993) elle peut atteindre 3200 mm au Nord contre moins de 3000 mm au Sud du Delta (Fig.11c). Par contre en année relativement bonne, en plus d'une chute globale de l'ETP caractérisée par un écart Nord-Sud très réduit, cette tendance semble s'inverser. On observe alors une ETP annuelle plus faible voisine de 2000 mm à Tombouctou.

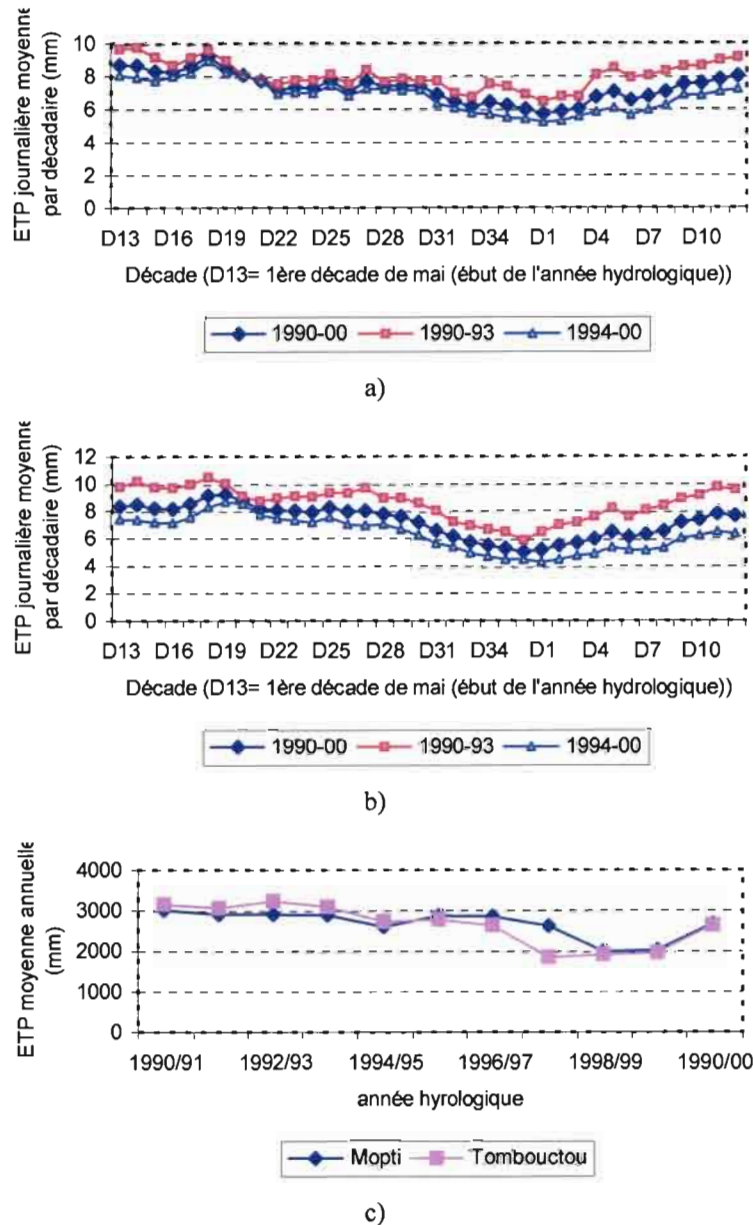


Figure 11 Evolution de l'ETP journalière moyenne par décadaire sur les périodes 1990-00, 1990-93 (sèche) et 1994-00 ("humide") aux stations a) de Mopti b) de Tombouctou c) et de leurs ETP annuelles.

En vue de faciliter la comparaison avec les données antérieures sur le Delta, des valeurs mensuelles sur la période d'étude (tableau 2) sont évaluées. Elles varient de 2400 mm/an en période relativement "humide" à 3000 mm/an pour la période plus sèche. L'ETP annuelle moyenne de la période 1990-00 est de l'ordre de 2700 mm. Ces valeurs sont légèrement supérieures à celles des périodes humide 1962-66 (2260 mm/an) et sèche 1982-86 (2360 mm/an) (Olivry, 1995). Dans tous les cas il apparaît une montée de l'ETP avec le déficit hydro-pluviométrique.

Tableau 2 Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (en mm) dans le Delta intérieur du Niger durant la période 1990-2000

Période	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fev	Mar	Avr	année
1990-00	264	261	262	238	235	233	192	180	178	185	216	233	2677
1990-93 (sèche)	303	289	273	260	263	258	220	213	212	228	262	278	3060
1994-00 ("humide")	237	242	255	223	217	216	173	158	155	157	185	203	2421
1993-94	341	319	281	261	257	245	209	242	196	190	243	262	3047
1994-95	269	274	263	222	202	213	186	184	199	194	242	237	2685

Sous l'influence de l'évapotranspiration assez importante dans la région les eaux d'inondation piégées dans les plaines disparaissent totalement à partir de fin mars avril à l'exception de quelques lacs semi-permanents.

1.4.3.5 La végétation

La végétation du Delta intérieur présente des formations assez particulières influencées par le rythme saisonnier de la crue du Niger et du Bani. Elle a fait l'objet de nombreuses études (Gallais, 1967 ; Hiernaux, 1980 ; Hiernaux *et al.*, 1983 ; Hiernaux & Diarra, 1986 ; PIRT, 1983 ; Wuillot, 1994 ; PIRL, 1990 ; Marie, 2002). Elle est dans sa grande majorité dominée par des formations herbeuses à l'exception des parcours non submergés des togué (butte en peul) mais aussi de quelques peuplements du lit majeur et des cuvettes profondes.

La diversité des formations herbeuses pérennes du Delta apparaît (Hiernaux & Diarra, 1986) comme une réponse au mode d'inondation défini par : la hauteur maximale, la durée, la date de début et de fin, la vitesse de montée et de baisse des eaux de submersion. Il s'agit essentiellement de graminées pérennes parmi lesquelles il faut distinguer les espèces suivantes.

Les Vétiveraies qui supportent différentes hauteurs d'eau. Ainsi on distingue (Hiernaux, 1983) des Vétiveraies hautes (0 à 60 cm d'eau), des Vétiveraies moyennes (30 à 60 cm d'eau) et des Vétiveraies très basses (150 à 400 cm d'eau). Elles ont deux types de comportement vis à vis de l'inondation. La touffe peut être recouverte par la crue dont la montée est rapide et elles ne se développeront alors qu'à la décrue. Dans le cas contraire, avec des hauteurs de submersion n'excédant pas 10 à 30 cm, elles se développent durant la saison des pluies et la période de submersion. Les Vétiveraies représentent près de 40 % des formations inondées du Delta (Marie, 2002). Elles se rencontrent en association avec d'autres graminées (Andropogoniaies, Eragrostaies, panicaies ...)

Les Oryzaies où riz sauvage vivace supporte de 60 à 150 cm de hauteur d'eau de submersion. Elles peuvent se laisser couvrir par la crue et ne se développent qu'à la décrue. Elles représentent 21 % des formations inondées. Ces espaces sont convoités pour la riziculture et le pâturage.

Les Eragrostaies hautes (0 à 30 cm d'eau) moyennes (30 à 60 cm d'eau) basses (60 à 150 cm d'eau) représentent 11,5 % des formations inondées.

Le Bourgou ou *Echinochloa* graminée à tige flottante supporte jusqu'à 4 à 5 m de hauteur d'eau. Il n'occupe qu'un peu plus de 160 000 ha soit 10 % des formations inondées du Delta. La bourgoutière est maintenant surexploitée : les pousses aériennes sont pratiquement toutes utilisées avec pâture dans l'eau par les premiers troupeaux ; les tiges immergées sont peu à peu consommées après exondation d'abord à l'état de fourrage aqueux, puis à l'état de pailles sèches ; la graine d'*Echinochloa stagnina* est récoltée et vendue sur les marchés.

Les peuplements d'arbres et/ou d'arbustes dominés par *acacia kirkii*, *nilotica* des faibles dépressions et la végétation anthropique des togués ou toguerrés sont temporairement inondés. Les zones à acacia sont convoitées pour la culture des céréales.

Les plaines inondées du Delta intérieur, dominées par les formations herbeuses, notamment les bourgoutières offrent des productivités exceptionnelles pouvant atteindre entre vingt et trente tonnes de matières sèches à l'hectare (Marie, 2002). L'inondation annuelle du Delta par les eaux de crue du Niger et du Bani permet le maintien de tout un écosystème aux capacités biotiques abondantes assurant une nourriture variée aux poissons et aux bétails dont la gestion et l'exploitation constitue un enjeu majeur de développement socio-économique de la région.

1.5 Populations et activités économiques

Le Delta intérieur du Niger est situé à cheval sur les régions administratives de Mopti au Sud et de Tombouctou au Nord. Il compte, selon le recensement de 1998, près de 10 % de la population malienne (975 000 habitants) avec un taux d'accroissement de 3,2 %. La population est composée essentiellement de Bambaras, Peuls, Bozos, Somonos, Sonrhais et Tamasheq. La région a une vocation essentiellement agropastorale (agriculture, élevage, pêche).

L'agriculture est essentiellement orientée vers la production de riz inondé et de sorgho de décrue. La culture du riz se pratique dans les zones inondables sur des sols limoneux-sableux qui sont en général initialement colonisés par les formations d'*Oryza* (riz sauvage). Les superficies des rizières estimées en 1989 à 159 000 ha (Marie, 2002) correspondent au double de celles de l'année 1952. Herry (1993) cité par Marie (2002) estime en 1987, le nombre de riziculteurs à 23 % de la population totale. Le rendement moyen des rizières non aménagées est inférieur à la tonne/ha selon les sources de la Direction Régionale de l'Appui au Monde Rural (DRAMR, 1998, 1999). Cela résulte d'un certain nombre de facteurs dont : l'absence de maîtrise de l'eau, le caractère aléatoire d'une part de la pluviométrie et imprévisible de la crue d'autre part. Environ 10 % des productions annuelles sont écoulées sur le marché du Delta intérieur du Niger (Kuper & Maïga, 2002).

L'élevage joue un rôle déterminant dans l'économie de la sous-région qui recèle près de 24 % des effectifs nationaux du cheptel (PNAE/PAN-CID⁴, 1998). Il faut noter qu'en 1971 l'élevage représentait environ 20 % de la production intérieure brute (PIB) et près de la moitié de la valeur des exportations (Granier, 1980). Essentiellement dominé par les Peuls l'élevage est pratiqué suivant une organisation traditionnelle de transhumance entre les régions voisines (durant la saison des pluies) et les bourgoutières du Delta à la décrue. En 1970 environ 1 200 000 bovins ont été conduits durant 7 à 8 mois dans les pâturages du Delta (Gallais, 1980).

La pêche dans le Delta mobilise des dizaines de milliers de personnes appartenant essentiellement aux ethnies Bozo et Somono. Le nombre de pêcheurs était estimé en 1999 de 65 000 à 80 000 (Kodio *et al.* 2002). Elle se pratique en suivant la décrue le long des bras du Delta. La production annuelle variable selon l'hydraulicité du Niger et du Bani (Lae, 1992 ; Lae & Mahé 2002) peut atteindre 40 000 à 130 000 tonnes/an (Kodio *et al.* 2002). L'Opération pêche de Mopti (OPM) aide les pêcheurs à valoriser le secteur en améliorant les techniques de prise et de conservation du poisson. La pêche joue un rôle non négligeable dans l'économie de la zone deltaïque voire au niveau national avec plus de 3 % du Produit National Brut (PNB).

Les activités professionnelles (agriculture, élevage, pêche) jadis réservées à des groupes spécifiques sont de plus en plus réalisées toutes à la fois par les ménages. Ainsi on associe agriculture et élevage, agriculture et pêche ou les trois à la fois. Suite à l'augmentation de la population et la reconstitution des effectifs du cheptel (après la grande sécheresse des années 70), la région de Mopti en tête avec 23,3 % des effectifs nationaux de bovins, 23,74 % de ceux d'ovins et 24,3 % de ceux de caprins (PNAE/PAN-CID, 1998), on assiste de plus en plus à une exploitation accrue des ressources naturelles déjà affectées par des conditions hydroclimatiques déficitaires que connaît la région depuis près d'une trentaine d'années. La pratique d'une agriculture itinérante couplée à un élevage de transhumance se traduit par une diminution du couvert végétal, notamment le couvert ligneux et les formations herbacées pérennes. La formation de glacis⁵ et l'ensablement favorisé par la coupe du couvert végétal peut réduire les capacités biotiques de la zone d'inondation et donc l'abondance des ressources halieutiques. L'ensemble de ces phénomènes peut conduire à terme à des problèmes environnementaux compromettant toute action de développement durable. Une stratégie de gestion de manière à anticiper les effets anthropiques néfastes sur les ressources naturelles du Delta la plus vaste zone humide du pays s'impose. La connaissance de la dynamique des ressources en eaux, indispensable à la prévision des surfaces inondables qui fait l'objet de cette étude, reste un préalable à l'exploitation judicieuse et durable des potentialités naturelles du Delta.

⁴ PNAE : Plan National d'Actions Environnemental

PAN : Programme d'Actions Nationaux

CID : Première appellation de la convention Internationale sur la lutte contre la désertification, remplacée par la suite par le sigle CCD (Convention des Nations Unies sur la lutte contre la Désertification)

⁵ Surface inclinée et de pente transversale faible

Chapitre 2
Éléments du régime hydrologique du Delta

Chapitre 2. Éléments du régime hydrologique du Delta intérieur du Niger

Le Delta intérieur du Niger (DIN) a fait l'objet de nombreuses études hydroclimatiques tant sur les plans fonctionnement hydrologique, analyse de l'inondation, que sur l'influence des aménagements hydrauliques et hydro-agricoles sur l'onde de crue provoquée par les accroissements de cote observés sur les stations limnimétriques de la région. Situé en zone sahélienne au cœur du Mali et du système fluvial du Niger les premières plaines et dépressions du DIN apparaissent un peu avant la confluence entre le Niger et le Bani (dans un triangle Ké-Macina – Douna - Mopti), et se termine à Koryoumé où tous les écoulements se sont rejoints. Topographiquement, le Delta se trouve à une altitude inférieure à celle des eaux du Niger. Ce dernier apparaît, non plus classiquement comme un collecteur drainant un bassin versant, son impluvium, mais au contraire, comme un canal distributeur alimentant une dépression. La surface de son "pseudo bassin versant" variant avec l'extension des liaisons hydrographiques suivant la saison et l'hydraulicité des années a été estimée à 80 000 km² par Brunet-Moret *et al.*, (1986) et plus récemment à 74 000 km² par Bamba *et al.*, (1997). Le DIN est particulièrement connu pour son fonctionnement assez original que nous allons présenter dans ce chapitre.

Dans cette étude nous ferons un bref rappel sur le Niger supérieur et le Bani qui, depuis les régions montagneuses de la Guinée et du Nord de la Cote d'Ivoire, drainent d'immense quantité d'eau inondant le Delta. Puis nous nous intéressons à la partie du Delta comprise entre Ké-Macina sur le Niger et Douna sur le Bani (entrées du Delta) et Diré (sortie du Delta) sur le Niger. Diré est une station hydrométrique qui se situe à 60 km en amont de Koryoumé et présente un régime presque identique à celui de Koryoumé. On la préfère à Koryoumé car les observations y sont plus longues, continues et de meilleure qualité.

2.1 Réseau hydrographique

2.1.1 Le Niger supérieur et le Bani

Le réseau hydrographique du Niger supérieur constitue un éventail dont les principales branches sont le Tinkisso, le haut-Niger, le Niandan, le Milo et le Sankarani (Brunet Moret *et al.*, 1986).

Sur la rive gauche on trouve de l'amont vers l'aval, les affluents suivants :

A l'amont de Kouroussa : quelques petits cours d'eau : Bale, Tomboli, Niandan.

Quelques kilomètres à l'amont de Siguiiri, le Tinkisso, grossi du Bouka sur sa rive gauche et du Bani, sur sa rive droite.

Entre Siguiiri et Ségou quelques petits marigots généralement à sec 6 à 9 mois par an.

Sur la rive droite :

De la source à Kouroussa un seul affluent : le Mafou

Entre Kouroussa et Siguiri : le Niandan grossi de la Kouya sur sa rive gauche et du Balé sur sa rive droite.

Le Milo, grossi du Baoulé sur sa rive gauche.

A l'aval de Siguiri, le Fie, petit affluent, et surtout le Sankarani, affluent beaucoup plus important que chacune des quatre branches mères (Tinkisso, Haut-Niger, Niandan et Milo) prises séparément. Le Sankarani alimente depuis 1982 le Barrage Hydroélectrique de Sélingué au Mali. Le Sankarani est formé par le Kouroukelle et le Gbanhala. Il reçoit sur sa rive gauche un affluent presque aussi important que lui : le Dion, et sur sa rive droite, un affluent de moindre importance : le Ouassoulou Balé.

Le Bani est constitué par la réunion du Baoulé et du Bagoé.

Le Baoulé n'a pas de gros affluents, alors que le Bagoé reçoit sur sa rive gauche le Banifing et le Kankelaba et sur sa rive droite le Banifing.

Le Bani reçoit, sur sa rive droite le Banifing.

2.1.2 Le Delta intérieur du Niger au Mali

A partir des entrées (Ké-Macina + Douna) le DIN (fig.12) se caractérise par un réseau très dense et complexe de bras, de défluent (Mayo en peul), de plaines d'inondation élargissant considérablement le lit majeur et d'un chapelet de lacs en rive droite et gauche du Niger. Suivant un rectangle orienté SW-NE de 450 km de longueur sur 125 km de largeur (Olivry, 1995) le Delta couvre une superficie de 50 000 km² variable avec l'extension des liaisons hydrographiques suivant l'avancée de l'onde de crue et l'hydraulicité des années. Le Delta comporte deux grandes entités hydrographiques : le Delta amont et le Delta aval. Nous les décrivons ci-après en présentant les principaux axes d'écoulement (Poncet, 1994 ; Poncet & Troubat, 1994 ; Olivry, 1995 ; Brunet-Moret *et al.*, 1986 ; Lamagat, 1983, 1987 ; Sarnthein, 1978 ; Gallais, 1967).

Le Delta amont en aval de Ké-Macina pour le Niger, de Douna pour le Bani avec constitution de deux branches majeures le Diaka et l'Issa Ber, s'étend jusqu'au lac Débo.

Le Delta aval s'étend des sorties du lac Débo avec trois principaux axes drainants (Issa Ber à l'Ouest, Barra Issa au centre, Koli-Koli le plus petit à l'Est) jusqu'à Diré. Il est caractérisé par un réseau hydrographique très diffus au sein d'un système interdunaire de sable qui limite les surfaces inondées.

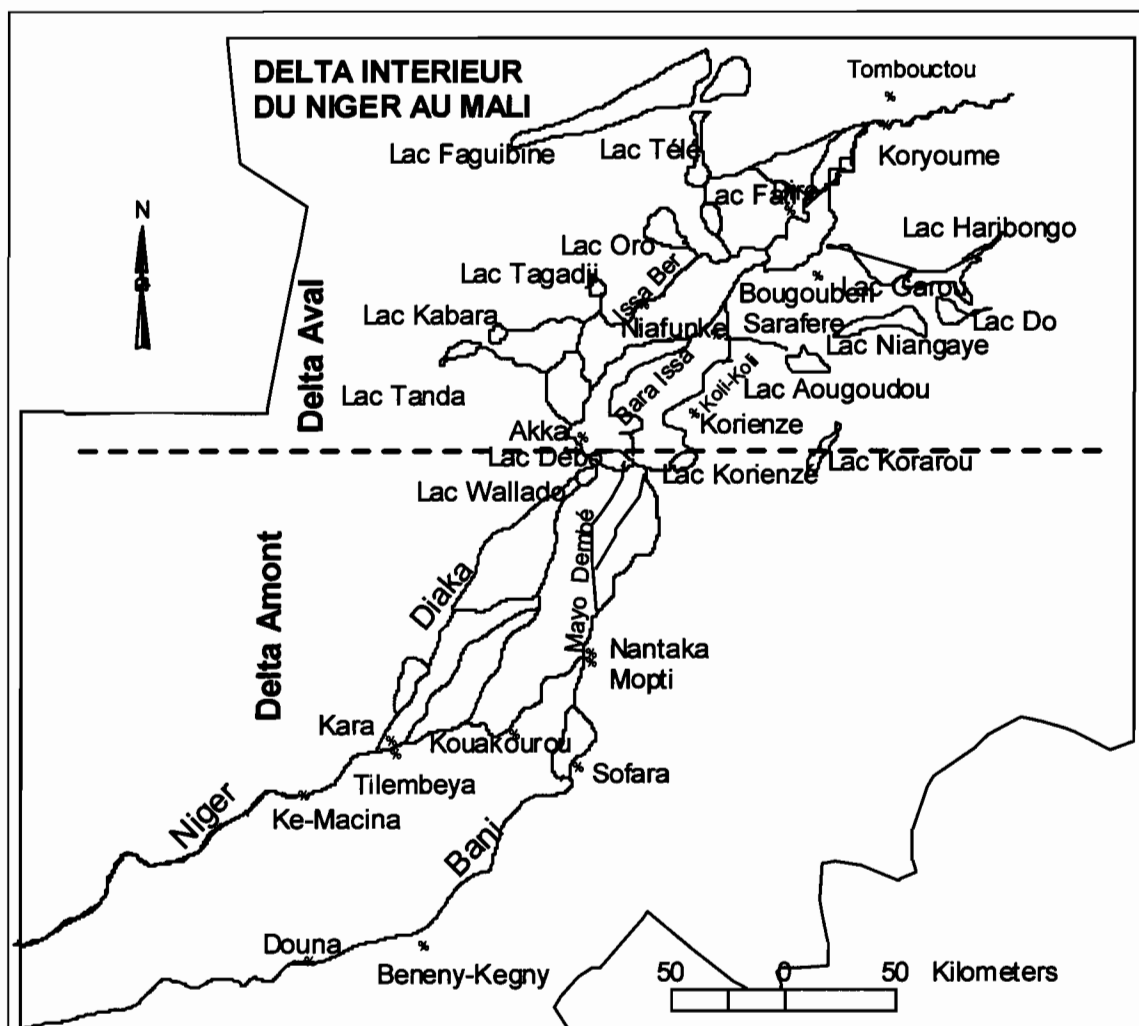


Figure 12 Réseau hydrographique du Delta intérieur du Niger au Mali

2.1.2.1 Le Delta amont

Le bras principal du Niger se dirige du Sud-Ouest au Nord-Est jusqu'à Mopti où il reçoit le Bani puis rejoint le lac Débo. Le bras secondaire du Diaka, un affluent du Niger au niveau de Diafarabé (en amont de Mopti), est mesuré à Kara. Son débit annuel (Olivry, 1995) correspond au tiers du débit du Niger à Ké-Macina. Il rejoint, après un parcours plus ou moins bien marqué, le lac Débo après la traversée du lac Wallado. Le Niger son effluent le Diaka et le Bani constituent les principaux axes d'écoulement au niveau du Delta amont autour desquels s'organisent et se hiérarchisent, le réseau de défluent et les plaines inondées. De petits effluents en rive gauche du Niger entre Tilembeya et Mopti ramènent à travers la partie centrale du Delta amont une partie assez importante des écoulements vers le Diaka. En rive gauche du Bani, d'autres effluents rejoignent le Niger à travers le complexe Djenné-Kouakourou, à l'origine de pertes en eau du Bani entre Douna et Sofara. Cette zone, appelée également la "Mésopotamie", présente de grands chenaux rectilignes où l'on retrouve un enchevêtrement de levées à dominante sableuse de défluent de l'Holocène.

Au Nord de Kara, entre Tenenkou à l'Ouest et Mopti à l'Est, la zone d'épandage des eaux est constituée d'innombrables plaines de mares et de mayos ou petits cours d'eau en peul (le Raneo, le Dembé, le Mourrah, etc) aux méandres nombreux, qui s'élargissent et convergent suivant une direction N-NE vers les lacs centraux (Wallado et Débo). Des bourrelets sont en continuelle formation tantôt sur une rive, tantôt sur l'autre.

Au Nord-Est de Mopti, les bassins du Yamé et du Bana sont drainés par deux affluents du Niger qui le rejoignent sur sa rive droite entre Mopti et Kona. Le plus important, le Yamé (4670 km²) draine la presque totalité des eaux du plateau gréseux de Bandiagara (plateau Dogon), s'étendant à l'Est de Mopti.

2.1.2.2 Le Delta aval

Le Delta aval est caractérisé par trois principaux défluent qui sortent du lac Débo. Ces sorties naturelles du lac Débo offrent la possibilité d'un contrôle des écoulements de surface à un endroit qui correspond sensiblement au milieu du Delta central actif. Cela permet donc d'effectuer un bilan des écoulements entre la première partie et la deuxième partie de la cuvette lacustre appelées respectivement Delta amont et aval. Ces défluent au nombre de 3 cités par ordre de l'importance des crues ci après

L'Issa Ber, branche majeure à l'extrémité Nord-Ouest du lac Débo est le seul défluent qui assure le transfert des eaux du lac toute l'année. La station de référence est celle d'Akka. Il alimente le système lacustre de rive gauche (région de Léré et lacs Fati et Oro).

Le Bara Issa, le plus long bras continu du Niger après le Diaka, prend naissance dans la partie médiane du Débo. Les débits sont mesurés à Awoye. Il rejoint l'Issa Ber à El Oualadji, 16 Km en amont de Diré. Bien calibré, il décrit de nombreuses sinuosités en contournant les dunes fixées.

Le Koli-Koli, le plus petit défluent du Lac Débo, exporte à l'Est les eaux du Lac Débo, vers le Lac Korientzé, avant de rejoindre le Bara Issa à Saraferé.

Le Bara Issa et le Koli-Koli alimentent, dans de bonnes conditions d'hydraulicité, les lacs Niangaye et Aougoundou. Les autres lacs sont alimentés "en cascade" à partir du lac Niangaye. Certains lacs, comme le lac Korarou, lorsqu'il sont remplis par une crue exceptionnelle du Niger, ne se vidangent pas lors de la décrue du fleuve et peuvent donc piéger des quantités d'eau non négligeables. La figure 13 (Brunet-Moret *et al.*, 1986) résume les données sur le circuit d'alimentation et la capacité de stockage des lacs de la rive droite.

La totalité des écoulements est quasiment réunie à Diré après la confluence de l'Issa Ber et du Bara Issa. L'extrémité Nord du Delta intérieur du Niger, de Diré à Koryoumé (15 km de Tombouctou) est surtout marquée par le défluent du marigot de Goundam alimentant le système lacustre Télé-Faguibine. Le Niger a alors atteint son parcours ultime vers le Nord et aborde la boucle du Niger avec le contrôle hydrologique du seuil de Tossaye.

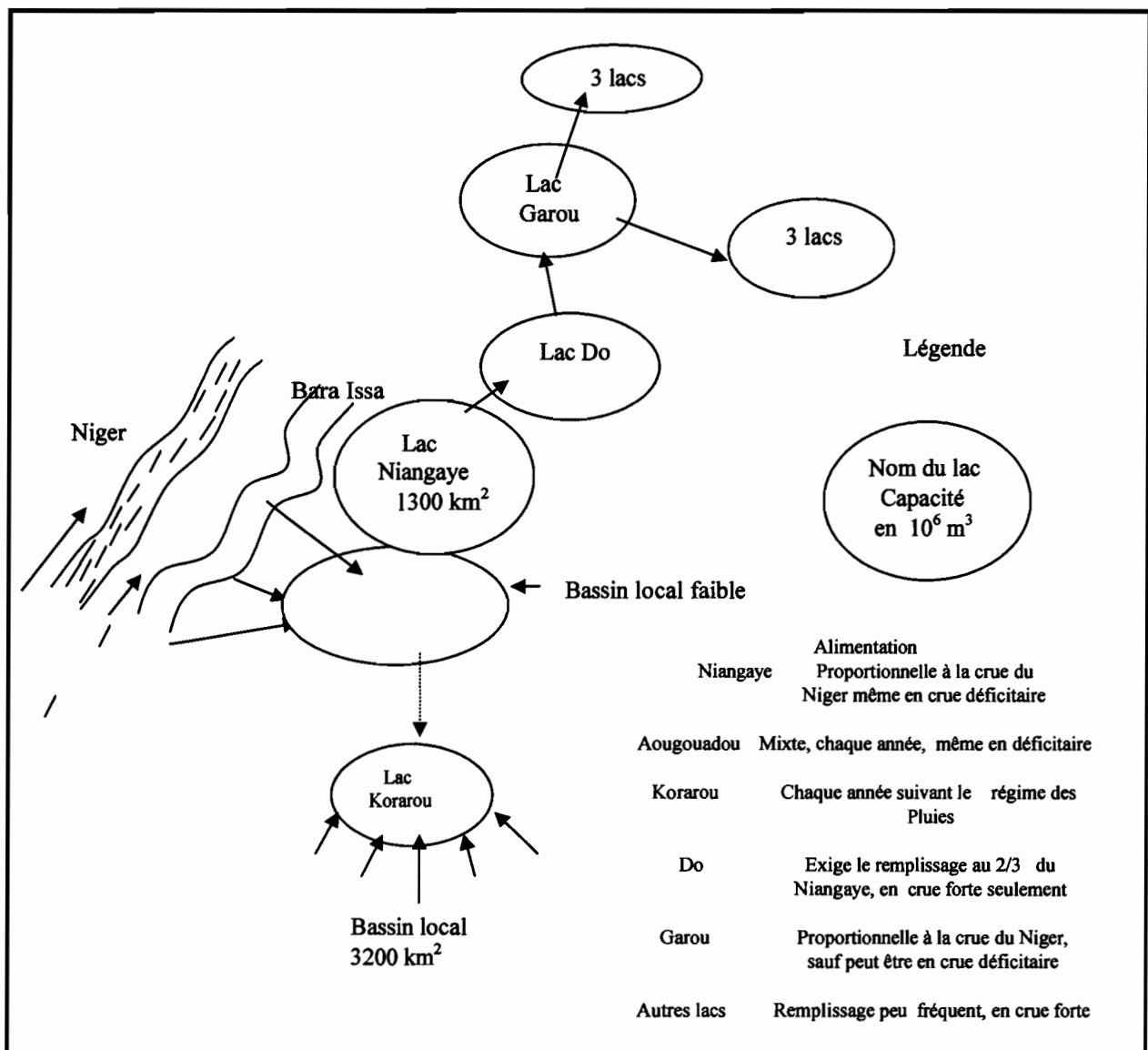


Figure 13 Circuit d'alimentation et capacité de stockage des lacs de la rive droite (d'après Brunet-Moret *et al.*, 1986)

De Ké-Macina à Diré, le Niger a parcouru environ 550 km et perdu seulement 12 m d'altitude, soit une pente moyenne de 2,2 cm par kilomètre. La pente superficielle du Niger en hautes-eaux est de l'ordre de 2 cm km^{-1} entre Mopti et Niafunké mais tombe à 1 cm km^{-1} de Niafunké à Diré. En amont du Lac Débo, elle atteint 3 cm km^{-1} (Brunet-Moret *et al.*, 1986 ; Guiguen, 1985 ; Lamagat et Molinier, 1983).

2.2. Description du Processus de l'inondation dans le Delta

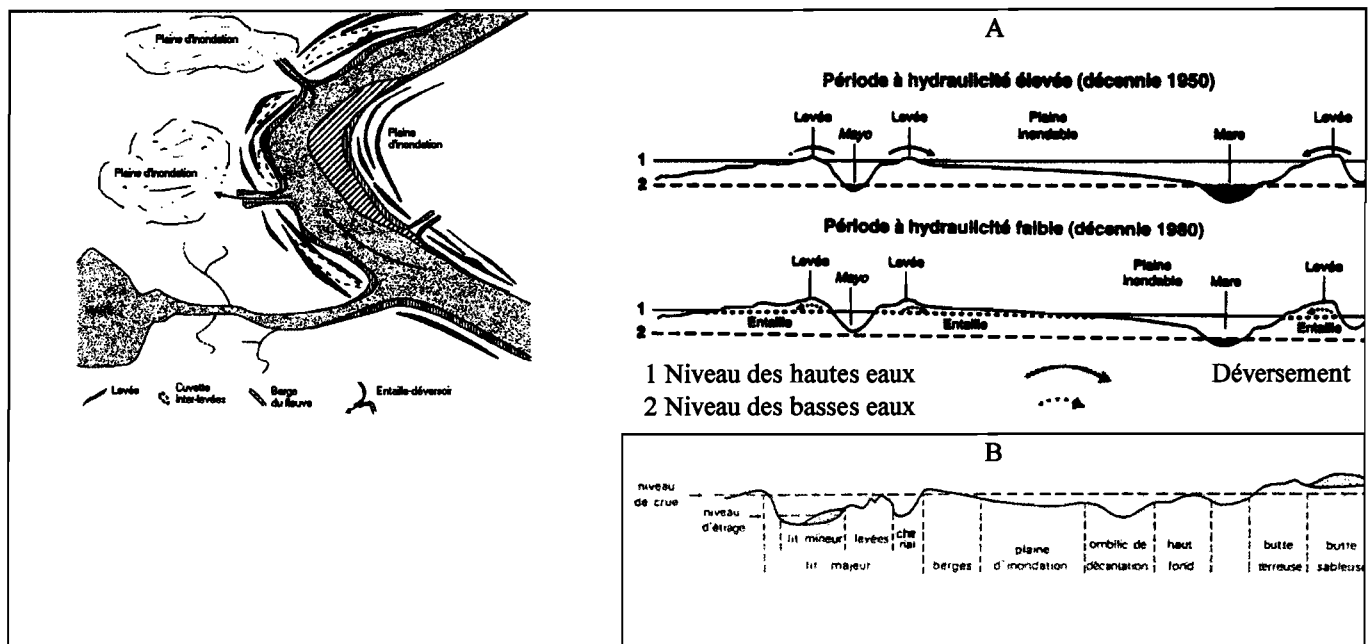


Figure 14 Schéma du fonctionnement hydrologique des plaines du Delta intérieur du Niger (A : Chamard *et al.*, 1997 ; B : CIPEA -ODEM , 1983)

L'inondation dans le DIN est assujettie à plusieurs facteurs. Elle dépend d'abord des apports fluviaux des fleuves Niger et du Bani, liés à la pluviométrie dans leurs bassins amont, et de l'apport très modeste des pluies du DIN. En outre la mise en eau des plaines Deltaïques très variées est liée à leurs positions topographiques relatives, l'existence de seuil, leurs éloignements par rapport aux lits mineurs des fleuves et défluent, l'effet de barrage dû à des levées (fig. 14) et l'action de la végétation.

Par suite des actions dynamiques du lit, il arrive très souvent que ces bourrelets, soient après formation, attaqués par érosion dans les parties concaves. Après destruction complète du bourrelet, les dépôts recommencent si l'inflexion change de sens et le cycle se reproduit.

La formation de ces bourrelets (Brunet-Moret *et al.*, 1986), liée à la pente ainsi qu'à la sédimentation dans le lit même du fleuve, entraîne un endiguement naturel et un exhaussement du lit de transit par rapport aux plaines d'inondation latérales.

Les mayos souvent profonds de 2 à 3 m qui empêchent la végétation de se développer, et les chenaux larges de 2 à 4 m et longs de 10 à 150 m creusés dans les berges par les agriculteurs et pêcheurs (irrigation, capture des poissons), facilitent l'écoulement des eaux (Courel, 1992 ; Chamard *et al.*, 1997).

La crue s'étale dans le Delta entre juillet et décembre. En faveur de l'extrême faiblesse des pentes et des vitesses des eaux du Niger et de ses défluent, des matériaux se déposent latéralement et forment un cordon riverain ou bourrelet de berge qui limite les eaux vives (Brunet-Moret *et al.*, 1986). Suite à ce rehaussement du lit, le fleuve se comporte comme un canal distributeur alimentant un lit majeur très étendu, comportant plaines d'inondation, lacs reliés par l'intermédiaire de chenaux, connections, qui en détournent d'importants volumes d'eau qui sont retardés ou perdus pour l'écoulement.

Les premières régions inondées sont les abords du fleuve Niger notamment au niveau du complexe Djenné-Kouakourou, à l'amont de Mopti (point de rencontre Niger-Bani), le long du Diaka entre Tenenkou et le lac Débo. Ensuite sont envahies les autres plaines lors des années de forte hydraulité, par déversement des eaux des mayos par-dessus les levées. La plaine du Kotia et l'Est du Diaka sont les zones les mieux exposées aux inondations. Durant l'étalement de la crue, les seuls terrains exondés sont les levées récentes, les toguérés (buttes artificielles, composées de débris des très anciens villages) sur lesquels sont bâtis les villages, les buttes gréseuses de l'Aïre Soroba, l'Aïre Kadiel et l'Aïre Gourarou vers le lac Débo.

Il faut également signaler que dans le Delta amont, zone de riziculture et de pêche, de nombreux aménagements hydrauliques "artisansaux" (cf. 2.1.1) peuvent changer les modalités de mise en eau et de drainage des plaines inondées (Chamard *et al.*, 1997).

Lors de la décrue, les écoulements peuvent changer de direction. En effet, une plaine alluviale remplit deux fonctions hydrologiques : comme réserve temporaire pour une part du volume de crue du lit majeur mais aussi comme pourvoyeur qui réalimente les lit et chenaux. Les chenaux secondaires (y compris le Koli Koli aval), et les chenaux encore plus petits, voient leur cours s'inverser selon les phases de remplissage ou de drainage des cuvettes inondables avec lesquelles ils communiquent.

Un modèle graphique de l'hydrosystème, utilisé dans le MIDIN : le Modèle Intégré du Delta Intérieur du Niger permettant de formaliser les systèmes hydriques, biologiques et anthropique de manière à anticiper leur dynamique (Kuper *et al.*, 2002), résume les différentes interactions possibles entre les entités hydrologiques : chenaux, connections, plaines et lacs du Delta intérieur du Niger. A chacune de ces trois entités qui sont à la fois hydrologiques, géographiques et géométriques (Kuper *et al.*, 2002), est attribué une fonction :

les chenaux, par lesquels transitent les flux d'eau, schématisés par des segments de droite ;

les connexions, points de contact sur lesquels se divisent ou se rejoignent les flux d'eau ;

les plaines inondables et les lacs, aires de stockage permanent ou temporaire de l'eau, schématisés par des cercles.

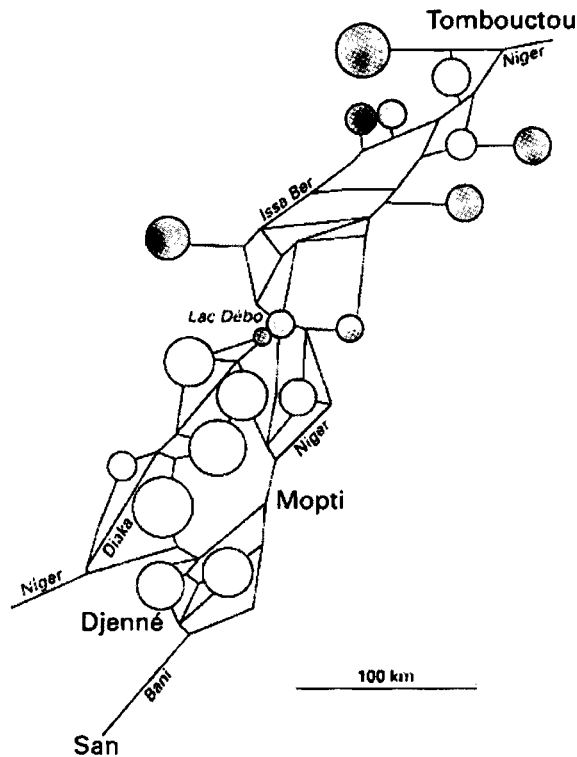


Figure 15 Représentation graphique des entités hydrologiques (chenaux, connections, plaines et lacs du Delta intérieur du Niger (d'après Kuper *et al.*, 2002).

L'hydrosystème est donc représenté par des traits (chenaux, rivières, fleuve), des cônes (lacs, plaines) et des nœuds (défluent, confluences) (Fig. 15).

2.3. Fonctionnement hydrologique du Delta intérieur du Niger

Le Delta intérieur du fleuve Niger au Mali constitue une singularité hydrologique de par sa situation géographique au milieu de la zone sahéenne. Il est caractérisé par des pentes très faibles entraînant des vitesses du courant en surface n'excédant pas $0,3$ à $0,6 \text{ m s}^{-1}$ dans les bras principaux, par un chapelet de lacs centraux (d'Ouest en Est : les lacs Wallado, Débo et Korientzé) où tous les écoulements amont venant du Sud convergent, et par un point de sortie unique au niveau de Diré sur le fleuve Niger.

Le fonctionnement hydrologique du Delta (Olivry, 1995) est largement dépendant :

des conditions d'écoulement exogènes, l'essentiel des ressources en eau provenant des régions beaucoup plus arrosées de l'amont du Delta et donc des régimes hydroclimatiques des bassins supérieurs du Niger et du Bani (fig. 16) ;

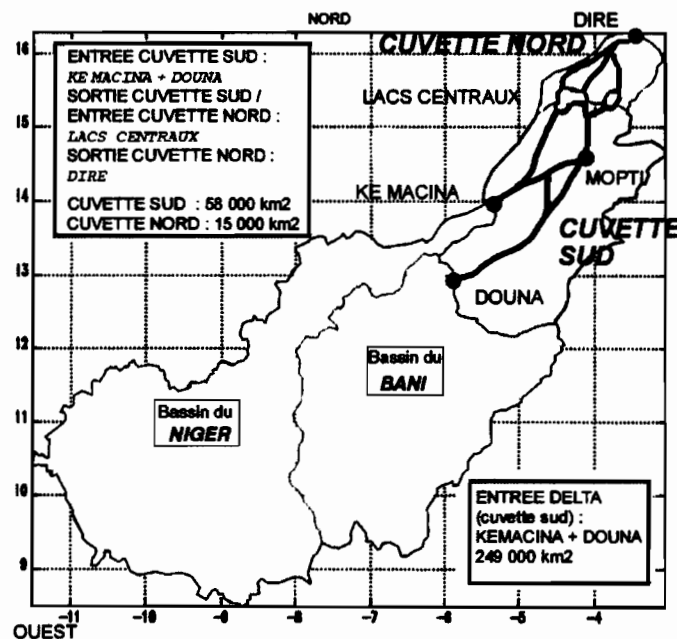


Figure 16 Représentation de la "cuvette Sud" et de la "cuvette Nord" constitutives du Delta) et des bassins hydrologiques d'alimentation (bassin du Niger et bassin du Bani). (Mahé *et al.*, 2002).

des conditions morphologiques propre au Delta central, régissant les écoulements (topographie, micro-relief, forme et altitude des plaines, lacs, cuvettes...) ; et enfin des conditions climatologiques (pluie, évaporation, infiltration) qui entrent en considération dans le bilan hydrologique du Delta intérieur dans un rapport de 5 à 10 % des apports amont (Mahé *et al.*, 2002).

Le Delta joue alors un rôle de stockage temporaire des quantités d'eau importantes, perdues pour l'écoulement, qui sont reprises par évaporation essentiellement, et dans une faible proportion (mal connue) par infiltration

2.3.1 Propagation et temps de transfert de la crue amont-aval

Le stockage des eaux dans le Delta entretenu par la propagation longitudinale (d'amont en aval) et transversale (vers les plaines) de la crue se traduit par l'amortissement de la crue annuelle (Olivry, 1995 ; Picouet, 1999) observable sur les hydrogramme à Diré (sortie du Delta).

L'amortissement de la crue annuelle se caractérise par un étalement des hydrogrammes et un décalage du maximum pour les stations aval. L'existence d'un goulot d'étranglement à

Akka, à la sortie principale du lac Débo (Gallais, 1979), provoque une remontée du niveau d'eau de l'aval vers l'amont qui s'accompagne de l'inondation des bourgoutières de la rive méridionale du lac.

Tableau 3 Dates d'apparition et décalage des maximums de crue (en nombre de jours) entre différentes stations du Delta pour la période d'étude (Picouet, 1999 complété).

	1990/91		1991/92		1992/93		1993/94		1994/95		1995/96		1996/97		1997/98		1998/99		1999/00	
	date	jour	date	jour	date	jour	date	jour	date	jour	date	jour	date	jour	date	jour	date	jour	date	jour
Banankoro	16-sept		28-août		12-sept		10-sept		24-sept		28-sept		03-oct		21-sept		28-sept		18-sept	
Koulikoro	22-sept	6	13-sept	16	17-sept	5	25-sept	15	03-oct	9	01-Oct	3	04-oct	1	28-sept	7	04-oct	6	26-sept	8
Ké-Macina	24-sept	2	16-sept	3	19-sept	2	28-sept	3	09-Oct	6	05-Oct	4	07-oct	3	01-oct	3	05-oct	1	29-sept	3
Nantaka-Mopti	03-oct	9	05-oct	19	27-sept	8	01-oct	3	27-oct	(18)	26-oct	(21)	16-oct	(9)	10-oct	9	21-oct	16	23-oct	24
Akka	22-oct	19	30-oct	25	23-oct	26	16-oct	15	01-déc	35	15-nov	20	10-nov	25	04-nov	26	(8)-nov	24	19-nov	24
Diré	25-nov	(2)	01-nov	2	23-oct	(0)	30-oct	14	21-déc	(20)	20-nov	5	12-nov	(2)	09-nov	5	01-déc	16	14-déc	27
Ké-Macina-Diré		30		46		34		32		(73)		(46)		(36)		39		(57)		75

Ces observations suggèrent (Picouet, 1999) que le stockage effectué par les lacs centraux n'est donc pas un stockage uniforme. Le tableau 3 (Picouet, 1999) complété avec les données des années hydrologiques 1997/98 à 1999/00 présente les dates d'apparition et le décalage du point le plus haut de l'hydrogramme vers l'aval entre différentes stations du Delta pour les différentes années de la période d'étude. Il est à remarquer que ce calcul ne correspond pas à la vitesse du courant à travers le Delta intérieur. Les nombres de jours de transfert de l'onde de crue (entre parenthèse) correspondent aux dates dont le choix a posé problème à cause du caractère très amorti de la crue notamment en années relativement humides.

Le temps de transfert de l'onde de crue entre Ké-Macina (entrée du Delta) et Diré (sortie du Delta) est variable (30 à 73 jours) en fonction de l'hydraulicité de l'année. Il est d'autant plus long que le maximum de crue est important. Cependant il reste difficile d'établir une relation précise. En effet des maximums variant du simple au double peuvent correspondre à des temps de transfert identiques.

Le temps de transfert de l'onde de crue entre Ké-Macina et Diré à l'échelle décadaire (tableau 4) obtenu selon les figures 17 établies à partir des débits moyens décennaux varie entre 3 à 7 décades soit 30 à 70 jours. Olivry (1995) estime qu'entre les crues minimales et maximales, le transfert de l'onde peu varier de 18 à 70 jours entre Ké-Macina et Diré. Il faut noter que son étude prend en compte les données des années 70 particulièrement plus sèches.

Par ailleurs au niveau décadaire une tendance semble se dégager. Pour les années hydrologiques à plus faible hydraulicité 1990/91 à 1993/94 et 1996/97 le temps de transfert varie de 3 à 4 décades. En revanche ce temps passe de 4 à 7 décades pour les années à forte

hydraulicité sur la période d'étude qui reste globalement déficitaire. Au niveau du débit maximum décadaire à la station de Ké-Macina (tableau 5) on note des valeurs inférieures à $4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour les années à faible hydraulicité et des valeurs supérieures à ce seuil par ailleurs. Entre Ké-Macina et Diré le débit maximum décadaire diminue de 33 à 58 % selon l'hydraulicité de l'année.

D'autre part nous avons examiné sur les stations les temps d'apparition (t_1 et t_2 en décades) des débits décadaires supérieurs ou égaux aux seuils de $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et de $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (tableau 6). Le t_1 , naturellement plus important que le t_2 sur toute la période d'étude, varie entre 8,5 à 10,5 décades en années plus sèches contre 10 à 17 décades en années plus humides. L'écart de temps maximum au niveau de t_1 entre Ké-Macina et Diré vaut 3,5 décades en années plus sèches et 7 décades en années plus humides. A la station de Diré le temps t_2 est nul sauf en 1999/00. En fin on note une relation linéaire entre le débit maximum décadaire à la station de Koulikoro et le temps d'occurrence des valeurs de débit décadaire supérieur ou égal aux seuils de $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (t_1) et $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (t_2) aux principales stations du Delta sur la période 1990-2000. Les coefficients de corrélation (tableau 7) sont meilleurs au niveau de toutes les stations considérées ($R \geq 0.80$) sauf pour Aka et Diré dans le cas du temps d'occurrence t_2 .

Tableau 4 Dates d'apparition et décalage des maximums de crue au pas de temps décadaire entre différentes stations du Delta intérieur sur la période d'étude.

	1990/91		1991/92		1992/93		1993/94		1994/95		1995/96		1996/97		1997/98		1998/99		1999/00		
	déc	nb *	déc.	nb *	déc	nb *	déc	nb *	déc	nb *	déc	nb *	déc	nb *	déc	nb *	déc	nb *	déc	nb *	
Koulikoro	D2		D26		D2		D2		D2		D2		D2		D2		D2		D2		
	7				7		7		8		7		8		7		8		7		
Ké-Macina	D2		(D27)		D2		D2		D2		D2		D2		D2		D2		D2		
	7)		7		7		8		8		8		7		8		8		
Mopti/Nantaka	D2	1	D28	2	D2	1	D2	1	D3	2	D3	2	D2	1	D2	1	D3	2	D3	2	2
	8				8		8		0		0		9		8		0		0		
Akka	D2	1	D30	1	D2	1	D2	1	D3	3	D3	2	D3	1	D3	3	D3	2	D3	2	2
	9				9		9		3		2		1		1		2		2		
Diré	D3	1	D31	1	D3	1	D3	1	D3	2	D3	1	D3		D3	1	D3		D3		2
	0				0		0		5		3		2		2		2		4		
Ké-Macina/Diré		3		4		3		3		7		5		3		5		4		6	

nb*: nombre de décades (déc.) séparant le maximum de deux stations.. (D27) choix effectué en fonction du fonction de sa position centrale

Tableau 5 Débit maximum décadaire des principales stations du Delta sur la période 1990-2000.

	1990/9	1991/9	1992/9	1993/9	1994/9	1995/9	1996/9	1997/9	1998/9	1999/0
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0
Koulikoro	2759	2628	3300	2484	5446	5586	4816	4528	4963	4811
Ké-Macina	2550	2421	3307	2186	4613	4737	4106	3819	4284	4090

Mopti/Nantaka	1845	1991	2041	1765	2937	2599	2465	2381	2913	3071
Akka	1573	1736	1666	1591	3098	2537	1974	1900	2415	2714
Diré	1434	1583	1535	1454	2219	1978	1760	1739	1968	2490

Tableau 6 Temps d'occurrence des valeurs de débit décadaire supérieur ou égal aux seuils de 1000 m³.s⁻¹ (t₁) et 2000 m³.s⁻¹ (t₂) aux principales stations du Delta sur la période 1990-2000.

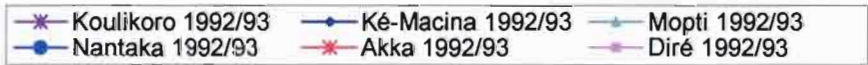
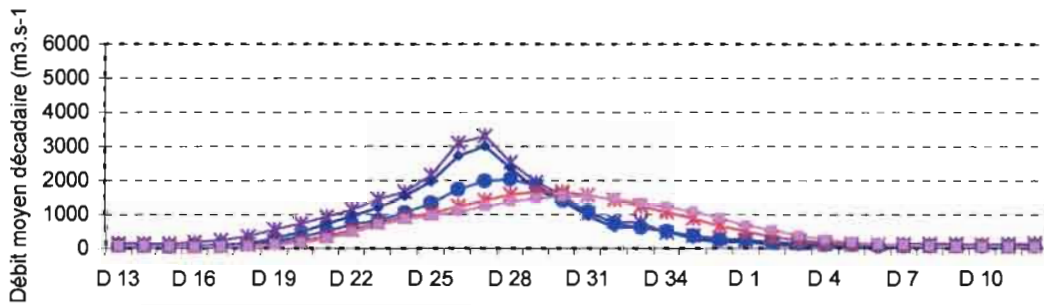
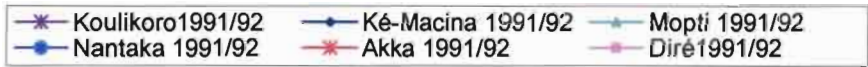
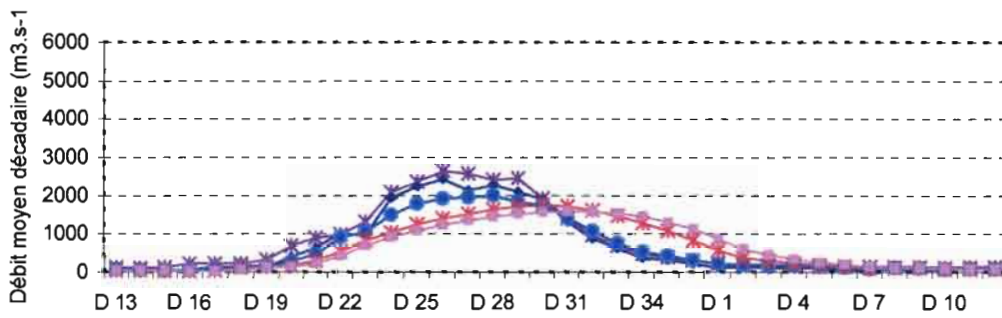
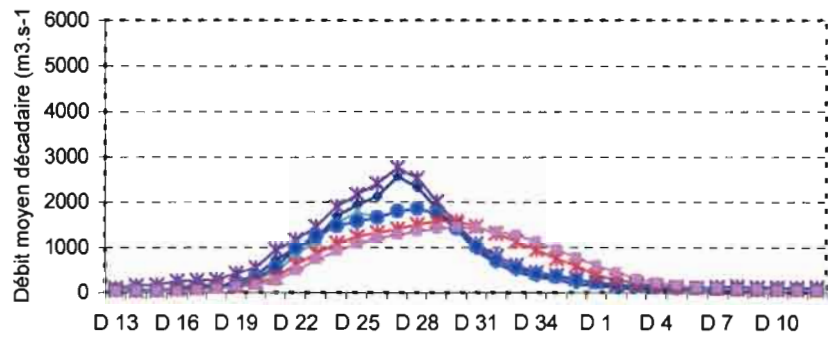
	1990/91		1991/92		1992/93		1993/94		1994/95		1995/96		1996/97		1997/98		1998/99		1999/00	
	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂	t ₁	t ₂
Koulikoro	10	5	9,5	6	10	4	10	3	13	10	11,5	9	11	8,5	11,5	7	11	8	11	8
Ké-Macina	9	3,5	8,5	5	9	3,5	9,5	1,5	13	9,5	11	8	10,5	7	11,5	6	11	8	10	8
Mopti/Nantaka	9	0	9	0	7	0	8,5	0	14,5	10	11	7	10,5	6	10,5	5	12	8	13,5	9,5
Akka	10	0	11,5	0	9	0	10	0	17,5	9,5	14	6	13,5	0	12,5	0	14	5	15,5	9
Diré	10,5	0	12	0	10	0	10,5	0	19	7	15	0	13,5	0	13	0	14,5	0	17	6

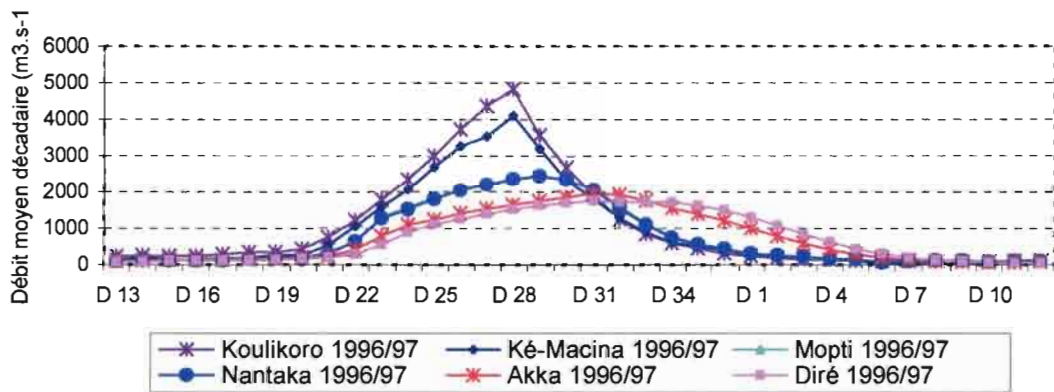
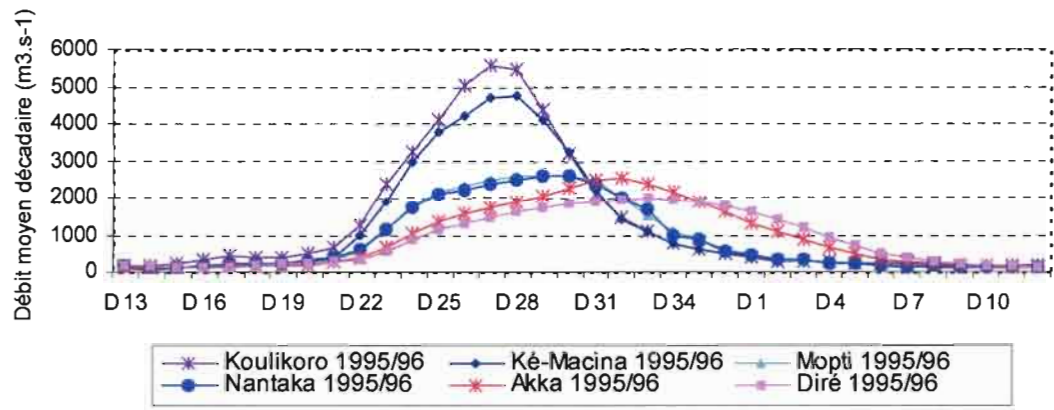
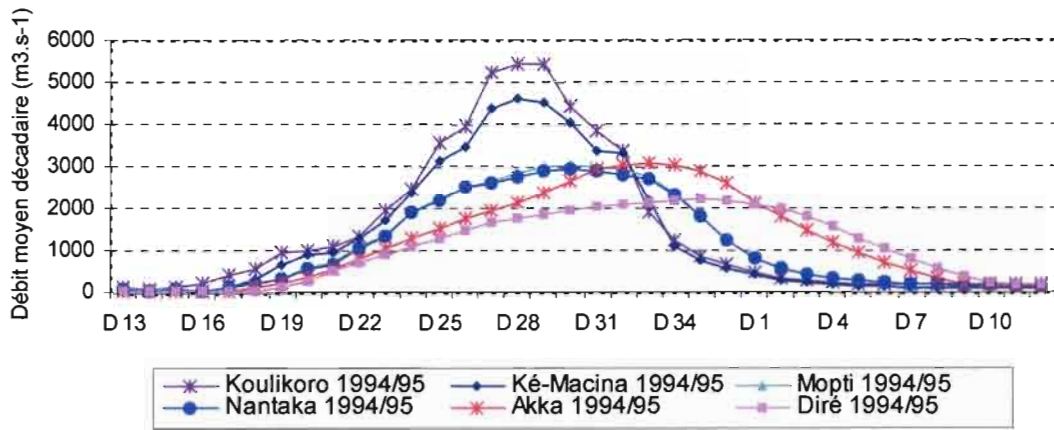
t₁ et t₂= temps en décades pour des valeurs de Q_{décadaire} ≥ 1000 m³.s⁻¹ et Q_{décadaire} ≥ 2000 m³.s⁻¹.

Tableau 7 Temps d'occurrence des valeurs de débit décadaire supérieur ou égal aux seuils de 1000 m³.s⁻¹ (t₁) et 2000 m³.s⁻¹ (t₂) aux principales stations du Delta sur la période 1990-2000.

Coeff. De corrélation R	t ₁ (temps d'occurrence de Q _{décadaire} ≥ 1000 m ³ .s ⁻¹)				t ₂ (temps d'occurrence de Q _{décadaire} ≥ 2000 m ³ .s ⁻¹)			
	Ké-Macina	Mopti/Nantaka	Akka	Diré	Ké-Macina	Mopti/Nantaka	Akka	Diré
Q _{décadaire-max} Koulikoro	0,83	0,79	0,85	0,83	0,92	0,93	0,72	0,45

La figure 17 met en évidence l'amortissement de l'onde de la crue entre la station de Koulikoro, située à 293 km en amont du Delta, et la station de Diré observée à la sortie du Delta. L'amortissement semble plus marqué en année de forte hydraulicité (1994/95) qu'en année déficitaire (1992/93).





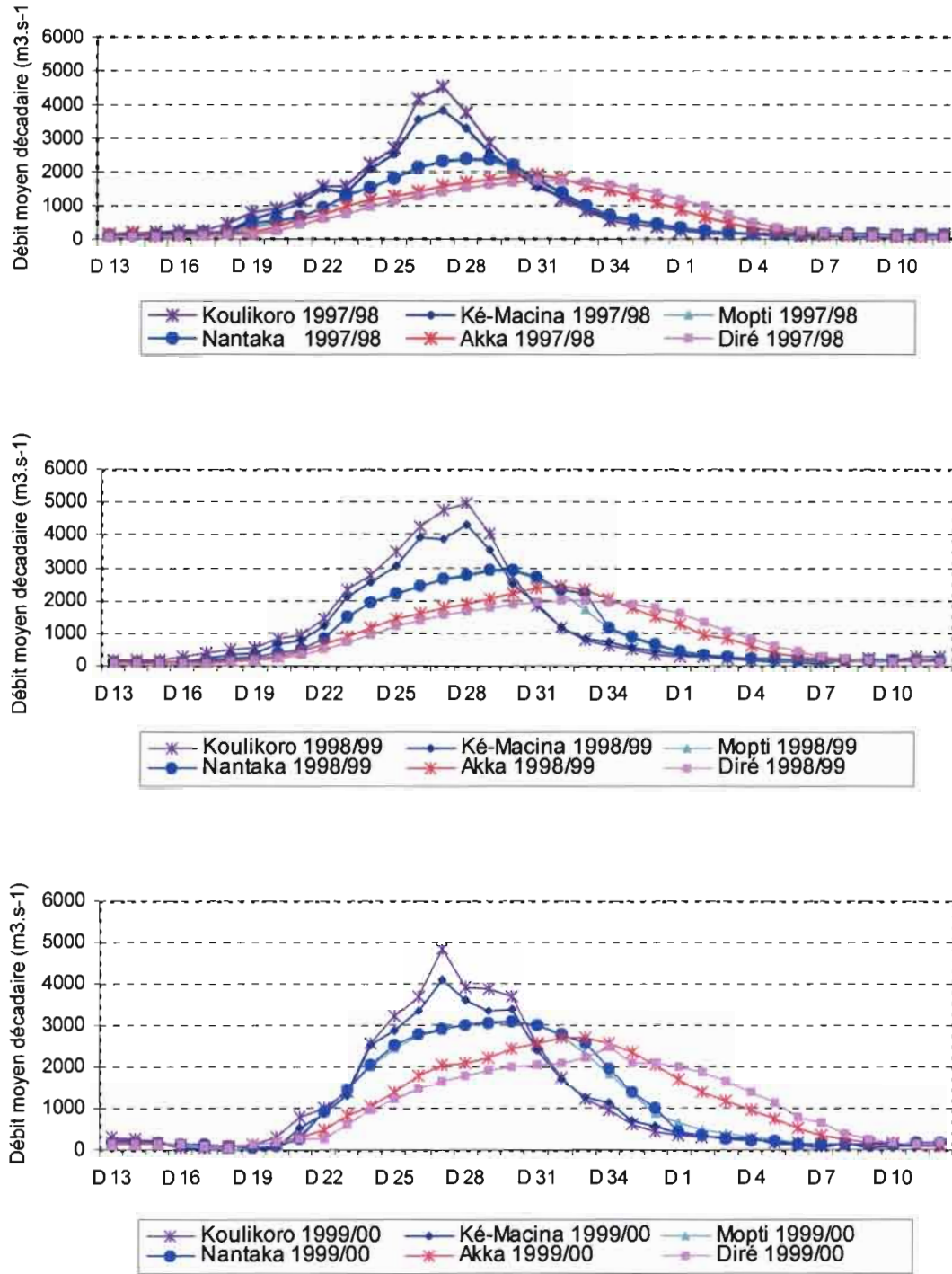


Figure 17 Amortissement des hydrogrammes au pas de temps décadaire de l'amont vers l'aval pour les années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.

Chapitre 3
Variabilité Climatique et Hydrologique du
Delta intérieur du Niger au Mali

Chapitre 3 Variabilité climatique et hydrologique dans le Delta intérieur du Niger au Mali

Les ressources en eaux de surface des grands bassins hydrographiques de l'Afrique de l'Ouest en général et en particulier de la zone sahélienne présentent des fluctuations interannuelles très marquées suite aux variations climatiques que connaît cette vaste région depuis près d'une trentaine d'années. L'identification et la caractérisation de la variabilité des ressources en eaux en vue de mieux orienter les mesures d'atténuation des impacts potentiels ont suscité beaucoup d'intérêt parmi le monde scientifique.

De nombreuses études des fluctuations sur des séries pluviométriques à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest montrent une tendance à la baisse bien marquée à partir des années 70 notamment en zone sahélienne (Sircoulon, 1976, 1987, 1992a ; Olivry, 1983 ; Hubert et Carbonnel, 1986, 1987 ; Carbonnel *et al.*, 1987 ; Carbonnel & Hubert, 1992 ; Mahé & Olivry, 1995 ; Bamba *et al.*, 1996a ; L'Hote et Mahé, 1996 ; Gautier *et al.*, 1998 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Paturel *et al.*, 1998 ; Servat *et al.*, 1998 ; Servat *et al.*, 1999 ; Mahé, 1993 ; Mahé *et al.*, 2001, L'Hote *et al.*, 2002).

De nouvelles approches tendant à améliorer l'estimation des paramètres ponctuels à différents pas de temps (décadaire, mensuel, etc.) ont été expérimentées (Lebel *et al.*, 1996 ; Lebel & Barbé, 1997 ; Taupin *et al.*, 1998) afin d'améliorer la visualisation de la variabilité pluviométrique au Sahel.

L'impact de la variabilité pluviométrique s'est traduit par une baisse sensible du niveaux des nappes souterraines (Mahé *et al.*, 1998 ; Mahé *et al.*, 2000) et une modification du régime des fleuves de la région (Briquet *et al.*, 1996 ; Bamba *et al.*, 1996b ; Briquet *et al.*, 1997 ; Mahé *et al.*, 1997 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Olivry *et al.*, 1998 ; Servat *et al.* 1998) marquée par une rupture dans les séries à partir des années 70.

De nombreux auteurs ont tenté de décrire et de comprendre le mécanisme régissant les pluies dans la zone Soudano-Sahélienne (Nicholson, 1981 Nicholson & Palaos, 1993 ; Folland *et al.*, 1986 ; Fontaine, 1986, 1991 ; Fontaine & Bigot, 1993). Les fluctuations pluviométriques sont essentiellement liées à la fréquence des systèmes convectifs plutôt qu'à leur intensité.

3.1 Variabilité pluviométrique

Dans les zones arides et semi-arides de l'Afrique de l'Ouest la question de la disponibilité des ressources en eau liée à la situation pluviométrique, constitue un sujet de préoccupation tant pour les populations que pour le monde scientifique. L'agriculture,

l'alimentation des retenues d'eau et la production hydroélectrique, entre autres, sont fortement pénalisées par la baisse des ressources.

3.1.1 Évolution des précipitations au Sahel malien depuis le début du XX siècle.

De nombreux auteurs ont étudié l'évolution de la pluviométrie en zone sahélienne (Sircoulon, 1976, 1992b ; Beltrando, 1986 ; Beltrando *et al.*, 1986 ; Carbonnel *et al.*, 1987 ; L'Hôte *et al.*, 2002 ; Chouret *et al.*, 1986 ; Demarée *et al.*, 1990 ; Vannitsem & Demarée, 1991 ; Bamba, *et al.*, 1996a, 1996b ; Ouedraogo, 2001). Depuis le début du siècle, trois périodes de sécheresses 1907-1916, 1940-1949 et 1968-74 ont affecté la zone sahélienne avec des rigueurs voisines (Sircoulon, 1976). Ces sécheresses sont connues par leur extension considérable au-delà du Sahel et leur persistance pendant plusieurs années avec une rigueur accrue sur 2 ou 3 années consécutives.

Évolution des précipitations jusqu'à 1950

De 1910 à 1916 (Sircoulon, 1976) les régions sahéliennes ont connu un déficit pluviométrique important qui culmine en 1913. Les années 20 sont exceptionnellement faibles à Bougouni (Ouedraogo, 2001). L'année 1938 est faible à Sofara et San, ainsi que les années 1940 et 1944 dans les régions Bamako-Ségou- Sikasso. Dans le delta le minimum pluviométrique à Diré se situe en 1940 ainsi qu'à Hombori. Au Sud dans la bande Bougouni-Ké Macina la sécheresse reprend très durement en 1947. En dépit de sa sévérité, la sécheresse des années 40 reste moins marquée en intensité que celle de l'année 1972. L'évolution des indices pluviométriques calculés par rapport à la période de référence 1920-1997 (Ouedraogo, 2001) confirme ces résultats. Plus général au Mali, le déficit pluviométrique (tableau 8) varie de 9 % dans la zone soudanaise (Bougouni) à 27 % au Sahel (Nioro du Sahel). A la même période il atteint 19 % dans le Delta du Niger (Mopti). Toutes ses années de sécheresse, et particulièrement 1913, se sont caractérisées par des famines généralisées, l'assèchement de points d'eau (puits, lacs) et par des pertes massives de cheptel.

Tableau 8 Evolution des indices pluviométriques calculés par rapport à la période de référence 1920-1997 (Ouedraogo, 2001)

Station	1920-1929	1930-1939	1940-1949	1950-1959	1960-1969	1970-1979	1980-1989	1990-1997
Nioro du Sahel	1.26	0.50	-0.27	0.469	-0.05	-0.61	-0.77	-0.71
Mopti	0.30	0.20	-0.19	1.22	-0.06	-0.44	-0.74	-0.46
San	0.25	-0.04	-0.15	0.82	0.19	-0.24	-0.84	-0.44
Bougouni	-0.42	0.81	-0.09	0.48	0.62	-0.39	-0.91	-0.31

Évolution des précipitations après 1950

L'évolution pluviométrique des dernières décennies a déjà fait l'objet de nombreuses études (Carbonnel et Hubert, 1992 ; Morel, 1993 ; Bamba, *et al.* 1996a, 1996b ; Gautier *et al.*, 1998 ; Paturel *et al.*, 1998 ; Servat *et al.*, 1999 ; Mahé *et al.*, 2001 ; Ouedraogo, 2001)

notamment en zone sahélienne où le Mali occupe une position centrale en Afrique de l'Ouest. Il apparaît, depuis la fin des années soixante, pour les séries de totaux pluviométriques annuels de la majorité des stations situées dans la région sahélienne un déficit important par rapport aux moyennes établies sur de longues périodes de référence mais aussi une chute du nombre d'événement pluvieux (Carbonnel & Hubert, 1992).

Depuis les années 50 les déficits pluviométriques sont marqués par une extension et une intensité variables. Ils se sont particulièrement accrus les années 1967 à 1970 et atteignent un niveau de 23 % pour l'ensemble du Mali (Servat *et al.*, 1999). La rupture la plus brutale et la plus significative est observée autour des années 1970 (Paturel *et al.*, 1998 ; Servat *et al.*, 1999 ; Mahé *et al.* 2001 ; Ouedraogo, 2001). Les déficits pluviométriques de la période 1970-1989 par rapport à la période 1951-1969 dans les deux régions homogènes au sens climatique, le Niger amont et la boucle du Niger, atteignent respectivement 21 et 36 % (Mahé *et al.*, 2001).

En valeurs décennales (tableau 8), les stations Niore du Sahel et Mopti (sahéliennes) d'une part, San et Bougouni (Soudano-Sahéliennes) d'autre part présentent des déficits plus marqués 77 à 91 % entre les années 80 et 89 (Ouedraogo, 2001).

Au niveau spatial la pluviométrie moyenne annuelle est très variable du Nord au Sud. Sur la période 1950-1989, la pluviométrie varie de 80 mm au Nord à 1360 mm au Sud avec respectivement un nombre de jours de pluie variant entre 20 et 80 jours (Diarra, 1999).

La période 1951-1989 se partage en périodes humide (1951-1970) et sèche (1971-1989). La figure 18 (Bamba, *et al.*, 1996a, 1996b) illustre le glissement des isohyètes du Nord vers le Sud entre ces deux périodes hydroclimatiques bien marquées. L'isohyète 600 mm passe nettement en dessous de la latitude 14° entre les longitudes 2°W et 8° W. La figure 19 illustre la variation des moyennes interannuelles décennales des isohyètes sur le haut bassin du fleuve Niger et son Delta au Mali. Le glissement des isohyètes vers le Sud commence depuis la décennie 1960.

1951 - 1970

a)

1971 - 1989

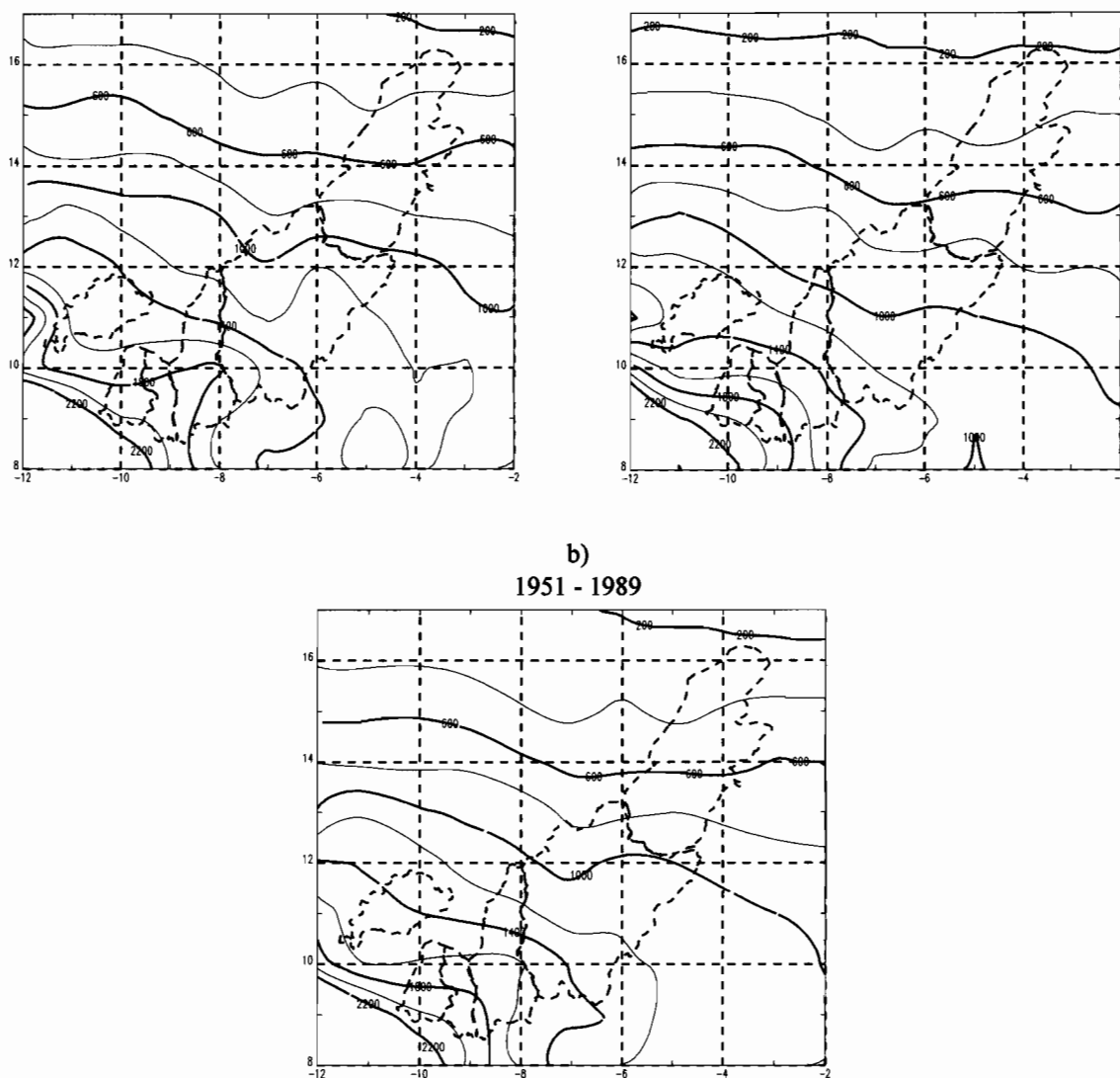


Figure 18 Isohyètes moyennes interannuelles : a) des périodes humide (1951-1970) et sèche (1971-1989) et de toute la période 1951-1989 de la zone comprise entre les latitudes 8° et 16.5° N et les longitudes 2° et 12°W (Bamba *et al.*, 1996) (Haut bassin du fleuve Niger)

1951 - 1960

1961 - 1970

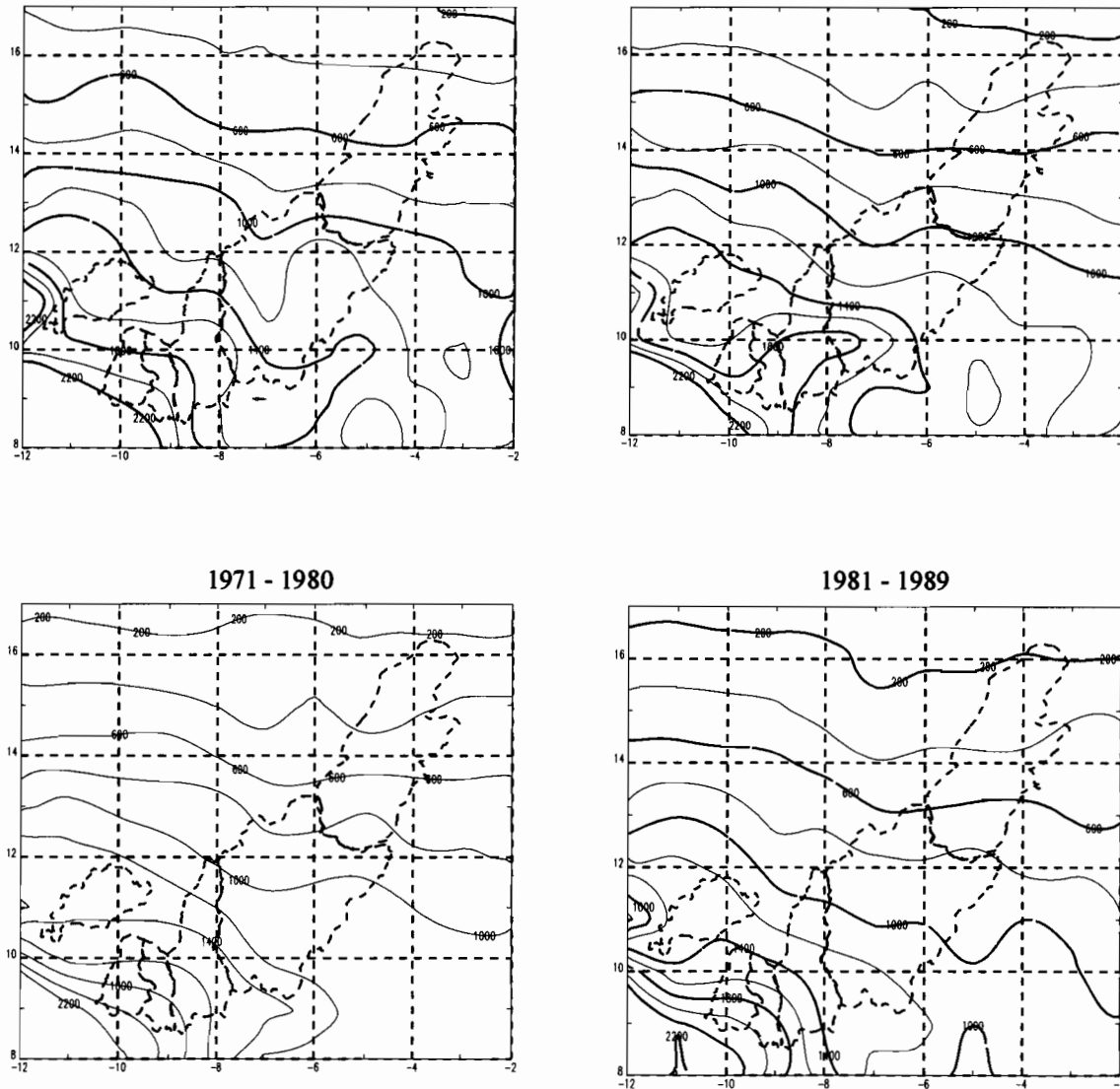


Figure 19 Isohyètes moyennes interannuelles décennales de la zone comprise entre les latitude 8° et 16.5° N et les longitudes 2° et 12° W (Bamba, *et al.*, 1996a).

3.1.2 Évolution de la pluviométrie dans le Delta intérieur du Niger depuis le début du XX^{ème} siècle

La saison des pluies est centrée sur le mois d'août et s'étale sur 3 à 4 mois du Nord au Sud. La pluviométrie de la zone est comprise entre 600 mm au Sud et 150 mm au Nord. Elle est caractérisée par deux régimes climatiques : le régime sahélien au Sud, zone comprise entre les isohyètes 600 mm et 300 mm ; et le régime subdésertique au Nord, entre les isohyètes 300 mm et 150 mm.

La pluviométrie moyenne sur le Delta sur la période 1907-1995 a été évaluée par Mahé *et al.*, 2001. Durant cette période, les quantités de pluies tombées d'une décennie à l'autre sont variables. L'analyse interannuelle des résultats du calcul de la lame d'eau annuelle

précipitée sur le delta intérieur du Niger montre que six des sept premières décennies du siècle (de 1907 à 1969), à l'exception de la décennie 1911-1920, ont une pluviométrie supérieure ou égale à la moyenne du siècle qui est de 555 mm an^{-1} , les trois dernières décennies du siècle ayant une pluviométrie inférieure (tableau 8). Cette rupture pluviométrique à l'échelle du siècle a été décrite par Mahé *et al.* (2001). Elle confirme l'ampleur sous-continentale de la sécheresse au Sahel, dont le début se situe le plus souvent entre 1969 et 1971.

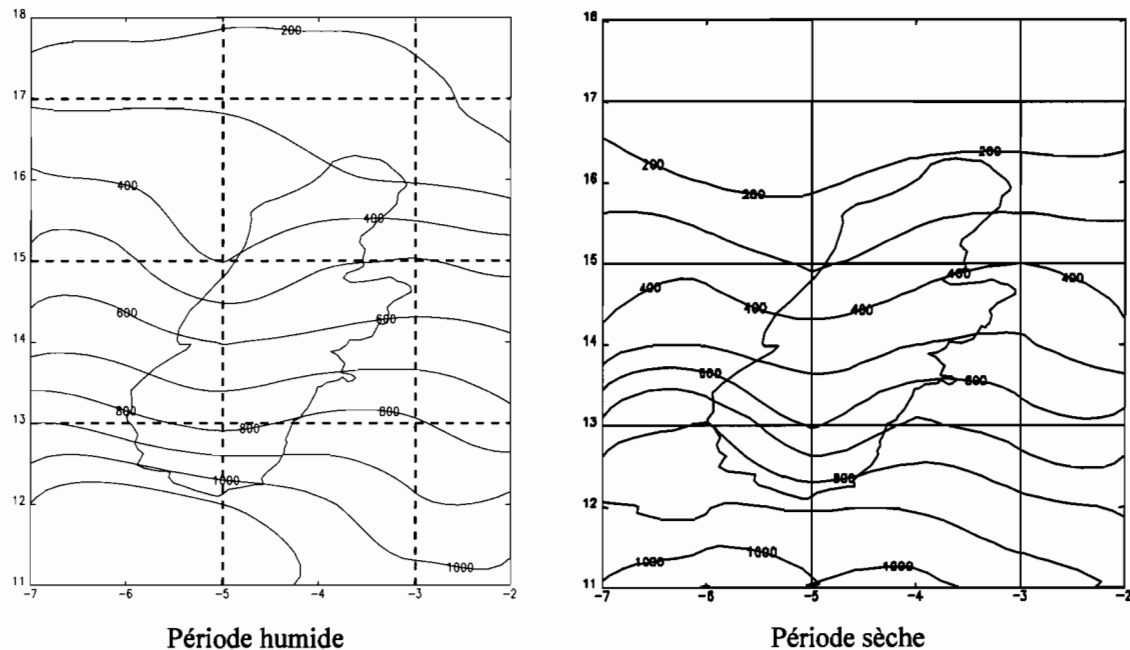


Figure 20 Comparaison des isohyètes annuelles sur le delta intérieur du fleuve Niger au Mali entre la période humide 1907-1969 et la période sèche 1970-1995 (Mahé *et al.*, 2001)

La période étudiée 1907-1995 se partage donc en deux périodes: une première humide allant de 1907 à 1969 et une seconde sèche de 1970 à 1995. La figure 20 illustre le glissement de l'ensemble des isohyètes du Nord vers le Sud entre ces deux périodes hydroclimatiques bien marquées. Ainsi Diré situé au niveau de l'isohyète 300 mm en période humide se trouve aujourd'hui en-dessous de l'isohyète 200 mm. Cependant cette diminution pluviométrique ne change pas l'orientation des isohyètes. Il ne semble donc pas y avoir de changement relatif dans l'abondance pluviométrique entre les différentes régions constitutives du delta.

La lame d'eau précipitée moyenne était de 587 mm an^{-1} lors de la période humide contre 478 mm an^{-1} (1970-1995), ce qui représente pour ces dernières années un déficit pluviométrique de 19 % par rapport à la période précédente.

3.1.3 Pluviométrie dans le Delta intérieur du Niger au cours de la période d'étude

Les années 1990-2000 sont restées déficitaires par rapport à la période humide précédemment décrite. En revanche, le cumul annuel fait apparaître une légère tendance à la

hausse (fig. 21) notamment dans la partie Sud du delta (San, Ké-Macina). L'extrême Nord (Diré et Tombouctou) présente une tendance presque stationnaire. La pluviométrie moyenne sur la période varie de 669 mm (San) au Sud à 193 mm (Tombouctou) au Nord. L'année 1994 a été exceptionnellement humide au Sud où on observe 944 mm à San.

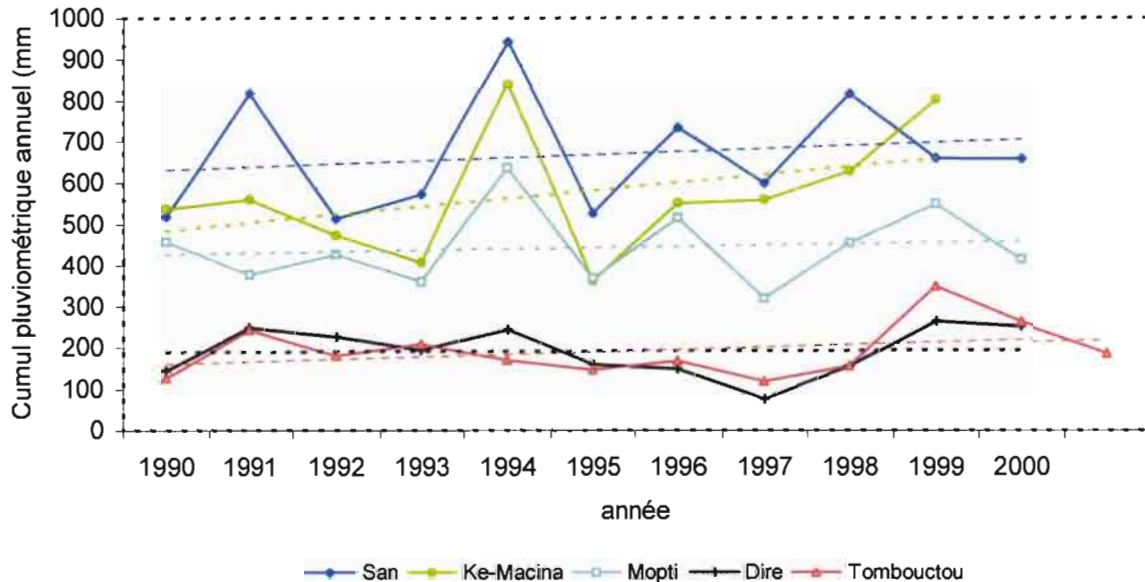


Figure 21 Variation de la pluviométrie annuelle du Sud au Nord du Delta sur la période 1991-2000

Durant la période 1990-2000 globalement déficitaire (moyenne annuelle : 645 mm) apparaissent des années plus sèches avec une moyenne annuelle de 558 mm (1990-1993) et des années relativement plus humides (1994-2000) où on observe une moyenne annuelle de 695 mm. Cette variabilité assez marquée dans la zone sahélienne (Sud du delta jusqu'à Mopti) est peu perceptible dans la partie subdésertique (au Nord de Mopti). Dans le Delta apparaît un gradient Nord-Sud, traduction du gradient latitudinal observé dans toute la bande sahélienne (fig. 22).

La pluie dans le Delta contribue, dans une proportion relativement faible 4 à 6 % (Mahé *et al.* 2001), aux écoulements qui inondent le Delta selon un cycle annuel. A partir des stations les plus représentatives du Delta eu égard à la disponibilité des données, (tableau 9), nous avons calculé par la méthode de Thiessen⁶ la lame de Pluie Contributive à l'Écoulement (PCE). Variable, elle vaut en moyenne sur la période étudiée 23 mm pour le Delta amont, 10 mm pour le Delta aval et 32 mm pour l'ensemble du Delta (fig. 23). En année plus sèche (1990-1993) le PCE vaut 29 mm et atteint 33 mm en années relativement plus humides (1994-2000).

⁶ Cette méthode permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale. Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin. La précipitation moyenne pondérée P_{moy} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (A_i), le tout divisé par la surface totale.

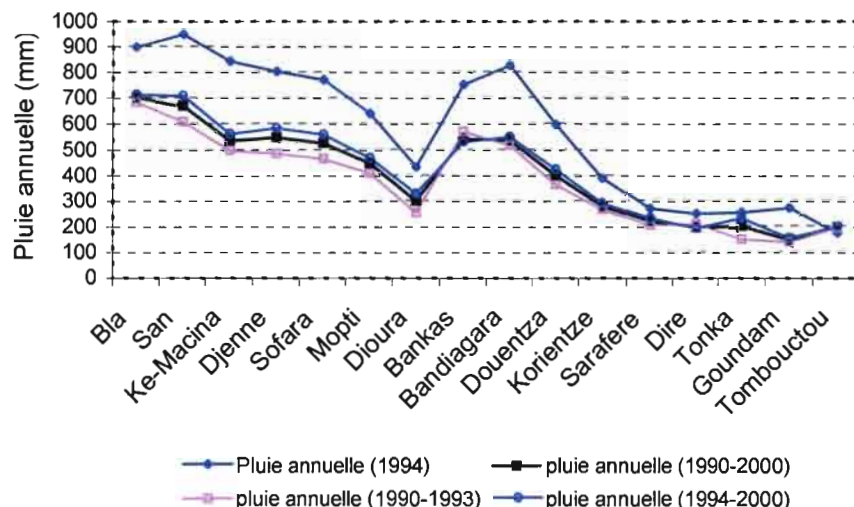


Figure 22 Variation de la pluviométrie interannuelle du Sud au Nord du Delta.

Tableau 9 Stations pluviométriques principales du delta et les surfaces de Thiessen.

Delta amont		Delta aval	
Station	Surface de Thiessen (km ²)	Station	Surface de Thiessen (km ²)
San	4442	Dioura	1990
Ké-Macina	4030	Korientzé	3775
Mopti	5625	Saraferé	11012
Djenné	6108	Diré	13050
Dioura	5625	Tombouctou	5385
Korientzé	3046		
Surface totale	28876		35212

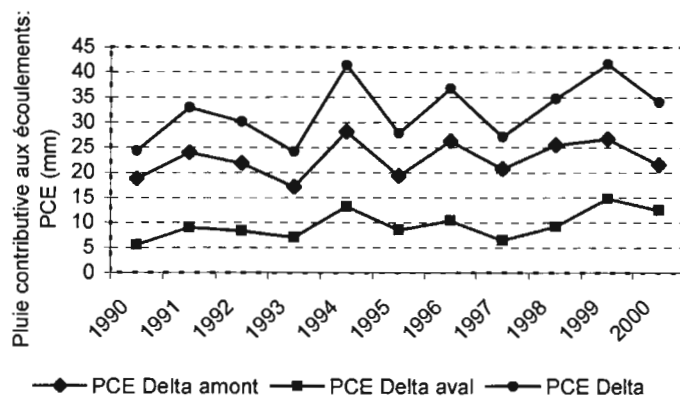


Figure 23 Variabilité interannuelle de la pluie contributive (PCE) aux écoulements du Delta

3.2 Variabilité hydrologique depuis le début du XXème siècle

Le régime hydrologique du Delta intérieur du Niger au Mali est largement dépendant des ressources en eau provenant des régions beaucoup plus arrosées de l'amont et donc des

régimes hydroclimatiques des bassins supérieurs du Niger et du Bani. Ces 30 dernières années, suite à d'importantes modifications spatio-temporelles des régimes pluviométriques dans la zone d'alimentation de ces fleuves (Mahé & Olivry 1991, 1995 ; L'Hote & Mahé, 1996 ; Abou, 1999 ; Diarra, 1999), les hauteurs annuelles précipitées ont connu de fortes diminutions. La dégradation de la situation climatologique qui remonte au début des années 1970 s'est traduite par des déficits pluviométriques pouvant atteindre 20 à 25 % et des déficits de débit moyen annuel de 22 à 40 voire 60 % selon les périodes considérées (Sircoulon, 1976 ; Mahé et Olivry, 1995, 1999 ; Olivry *et al.*, 1993, 1998 ; Paturol *et al.*, 1997 ; Servat *et al.*, 1998).

3.2.1 Évolution de l'indice des débits à Koulikoro, Ké-Macina, Douna et Diré

Station de Koulikoro à l'amont du Delta

Les chroniques des débits du Niger à Koulikoro (1907) et du Bani (1922), constituent l'information la plus complète que l'on ait sur les variations hydroclimatiques de l'Afrique de l'Ouest depuis le début du siècle. Les caractéristiques de la variabilité de leur écoulement à travers les paramètres hydrologiques classiques (débit mensuel, valeurs extrêmes de la crue et de l'étiage) sur les principales stations hydrométriques du Delta sont examinées. L'évolution des indices de débits ou hydraulités, calculés par rapport à la moyenne sur une longue série nous permet d'apprécier les variations hydrologiques depuis le début des observations. Les indices ont été calculés selon l'expression (Lamb, 1982a) :

$$\text{indice des débits} = (Q_i - Q_m) / S$$

avec Q_i : débit moyen annuel (module) de l'année i , en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, à la station considérée ;
 Q_m : débit moyen interannuel calculé sur la période 1907-2000 ou 1953-2000, en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et S : écart-type des débits moyens annuels, en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, à la station considérée.

La figure 24 illustre sur la série la plus longue l'alternance des périodes humides et sèches plus ou moins marquées en amplitude et dans le temps. On y observe trois périodes sèches (les deux premières décennies du début du siècle, la décennie 1940 et les trois dernières décennies du siècle) et deux périodes humides (la décennie 1920 et les décennies 1950 et 1960). La dernière manifestation de sécheresse paraît la plus marquée et la plus étalée. Le débit moyen sur la période est de $1370 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le déficit observé en année sèche varie 0,02 % (1916) à 54 % (1989). En revanche en année humide les excédents s'échelonnent entre +1 % (1919) et +69 % (1925). Durant la sécheresse 1970 à 2000 les déficits varient de 4 à 54 %.

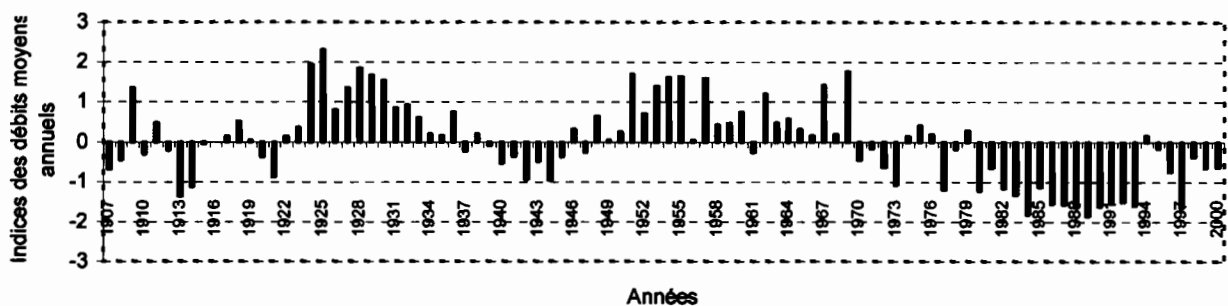


Figure 24 Indice des débits moyens interannuels de la station de Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000.

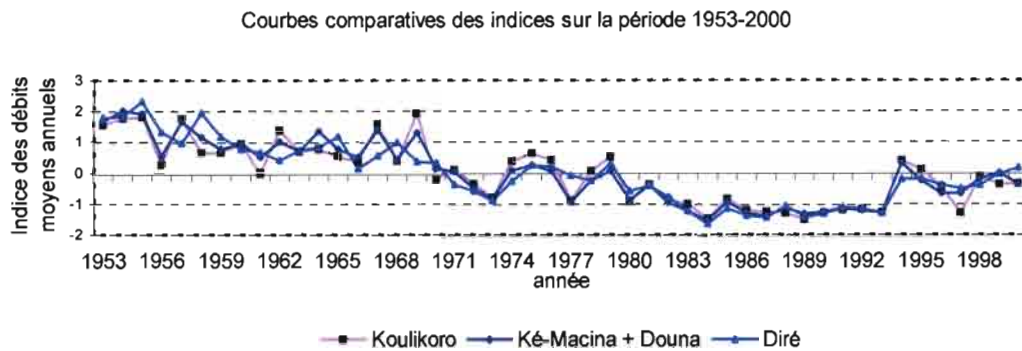


Figure 25 Indices des débits moyens des stations de Koulikoro de l'entrée (Ké-Macina+Douna) et de la sortie (Diré) du Delta sur la période commune 1953 à 2000.

Principales stations du Delta

Afin de faciliter l'étude comparative des stations principales à l'entrée (Ké-Macina + Douna) et à la sortie du Delta (Diré) nous avons observé la même démarche sur une période d'observation commune qui s'étend de 1953 à 2000. Il apparaît sur la figure 25 une similitude de variabilité tant au niveau des ruptures qu'au niveau des amplitudes des indices. L'analyse des résultats (tableau 10) permet de tirer les conclusions suivantes :

Tableau 10 Étude comparative des écoulements aux stations de Koulikoro, de l'entrée (Ké-Macina+Douna) et de la sortie (Diré) du Delta sur la période commune 1953 à 2000.

Station	Débit moyen (1953-2000) m ³ .s ⁻¹	Date de la rupture	Déficits % (année)	Excédent % (année)	Années excédentaires depuis la date de la rupture
Koulikoro	1264	1970	3(1998) à 51(1989)	0.5(1961) à 65(1969)	1971-74-75-76-78-79
Ké-Macina+Douna (entrée du Delta)	1527	1971	7(1998) à 61(1984)	0.3 (1999) à 83(1954)	1974-75-76-79-94-99
Diré (sortie du delta)	907	1970	1(1999) à 50(1984)	5(2000) à 71(1955)	1975-76-79-2000

-1970 est la date de rupture commune avec une année de décalage pour le couple

Ké-Macina + Douna, selon les calculs effectués par le logiciel Khronostat (Khronostat, 1998), par application des tests de Lee et Heghinian (1977), de Pettit (1979), de Buishand (1982, 1984) et de la méthode de Segmentation de Hubert (Hubert *et al.*, 1989).

Une synthèse de ces méthodes statistiques de détection des ruptures dans les séries temporelles, tirées des travaux de Servat *et al.*, (1999), est présentée en annexe 2.

-les déficits et les excédents varient presque dans les mêmes fourchettes.

-une tendance à la hausse semble se manifester à la fin de la décennie 90. En effet les déficits sont assez faibles 7 à 1 %, en plus on y observe quelques excédents de l'ordre de +0.3 à +5 %. Est ce un signe annonciateur du début d'une phase humide prématurément envisagée (Faure & Gac, 1981 ; Gac *et al.*, 1987).

L'évolution décennale des indices des débits moyens et de crue par rapport à la référence 1955-2000 sur les stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna, Mopti, Akka, Diré (tableau 11 et 12) indique sans ambiguïté une baisse du régime hydrologique des fleuves Niger et Bani.

Au niveau des débits moyens et de crue le déficit varie respectivement de 2 à 72 % et 5 à 56 %. La dernière décennie est la plus touchée avec des déficits atteignant 40 %. Les décennies sont excédentaires avant 1970 (71 % à 152 %) toutefois avec une tendance générale à la baisse depuis la décennie 50.

Tableau 11 Évolution des indices des débits moyens calculés par rapport à la référence 1955-2000.

Nom station	1955-1960	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000
Koulikoro	1,16	0,88	-0,02	-1,07	-0,51
Ké-Macina	1,22	0,91	0,02	-1,15	-0,51
Douna	1,22	0,78	-0,74	-0,26	-0,69
Mopti	1,44	0,94	-0,27	-1,10	-0,44
Akka	1,40	0,98	-0,08	-1,09	-0,72
Diré	1,52	0,71	-0,19	-1,18	-0,26

Tableau 12 Évolution des indices des débits de crue calculés par rapport à la référence 1955-2000.

Nom station	1955-1960	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000
Koulikoro	0,91	1,00	-0,05	-1,09	-0,43
Ké-Macina	0,97	0,97	0,10	-1,19	-0,45
Douna	1,26	1,06	-0,45	-1,00	-0,56
Mopti	1,26	0,92	-0,14	-1,13	-0,40
Akka	1,42	0,93	-0,19	-1,10	-0,54
Diré	1,40	0,74	0,03	-1,19	-0,41

Ces résultats tant au niveau de la date de rupture que des déficits sont en accord avec les études antérieures (Sircoulon, 1992 ; Mahé & Olivry, 1995, 1999 ; Olivry *et al.*, 1993, 1998 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Servat *et al.*, 1998 ; Ouedraogo, 2001).

A la station de Ké-Macina à l'entrée du Delta sur le Niger, des années relativement sèches, humides et moyennes se succèdent sur la période 1990-2000 avec des variations de débits de pointe dans un rapport de 2 à 3 (fig. 26).

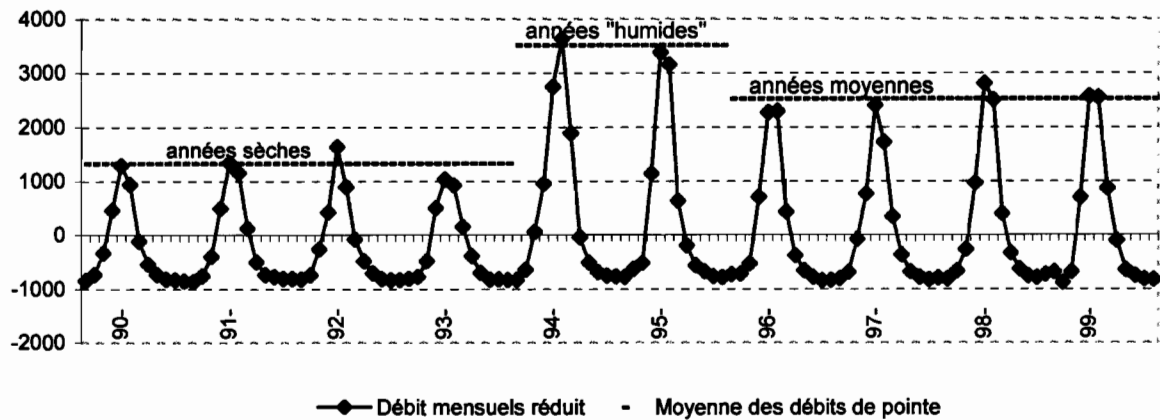


Figure 26 Variation de l'écoulement du Niger à Ké-Macina exprimée en écart à la moyenne sur la période 1990-2000.

La variabilité du régime hydrologique assez marquée de la période 1990-2000 ainsi mise en évidence à la station de Ké-Macina s'observe sur toutes les autres stations du Delta comme on peut le constater dans les sections suivantes à partir de l'analyse des hydrogrammes interannuels et annuels.

3.2.2 Caractéristiques des hydrogrammes moyens interannuels à Koulikoro, Ké-Macina et Douna

Modules interannuels

La station de Koulikoro contrôle la totalité des apports du bassin amont du Niger (120 000 km²) source principale des eaux d'inondation du delta. D'où son importance dans la compréhension de l'évolution des principales caractéristiques des écoulements du Niger à l'amont du Delta. La figure 27 présente pour la station de Koulikoro sur la période 1907-00 les hydrogrammes moyens interannuels des différentes séquences d'années sèches (faible hydraulicité) et humides (bonne hydraulicité) précédemment mises en évidence (cf. chapitre 3.2.1). Les moyennes des séquences considérées ont été établies selon le calendrier julien. Par exemple sur la série (1907-08 à 1999-00) la moyenne établie sur les débits journaliers mesurés les 1^{er} mai est affectée au jour julien 121 et ceux mesurés les 2 mai au jour julien 122 et ainsi de suite jusqu'à la fin de l'année hydrologique (jour julien 120 = 30 avril).

Le tracé des hydrogrammes indique une variation de la puissance et de l'étalement de la crue autour de celui de l'année de référence (1907-08 à 1999-00). Les débits de crue moyens (tableau 13) varient respectivement de l'ordre de 2835 m³.s⁻¹ à 6885 m³.s⁻¹ des années plus sèches aux plus humides. Quant à l'écart à la référence (5160 m³.s⁻¹), il varie dans le même sens de -45 % à +33 %. Les débits atteignent leur maximum généralement la dernière semaine de septembre et exceptionnellement la première semaine d'octobre pour les années de très bonne hydraulicité. Ces résultats sont en accord avec les études antérieures où il est établi

que la montée en puissance, l'étalement de l'hydrogramme de crue ainsi que le décalage du maximum de la crue du Niger à l'aval sont assez caractéristiques des années humides (Bricquet *et al.*, 1996 ; Olivry *et al.*, 1998 ; Picouet, 1999).

Tableau 13 Variabilité des caractéristiques des hydrogrammes moyens interannuels à la station de Koulikoro depuis le début des observations (1907).

Période	Q_{moyen} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Date du maximum	Écart à la référence (%)
Moyenne de la série: référence (1907-08 à 1999-00)	5158	26-sept	0
Séquence plus sèche de la période 1990-2000 (1990-91 à 1993-94)	2835	26-sept	-45
Séquence humide de la période 1990-2000 (1994-95 à 1995-96)	5800	02-oct	12
Séquence moyenne de la période 1990-2000 (1996-97 à 1999-00)	4928	27-sept	-04
Séquence plus sèche de la série (1990-91 à 1999-00)	4201	27-sept	-19
Séquence la plus humide de la série (1922-23 à 1936-37)	6457	05-oct	25
Séquence humide de la série (1948-49 à 1969-70)	6168	27-sept	20
Année hydrologique humide record de la série (1927-28)	6850	08-oct	33

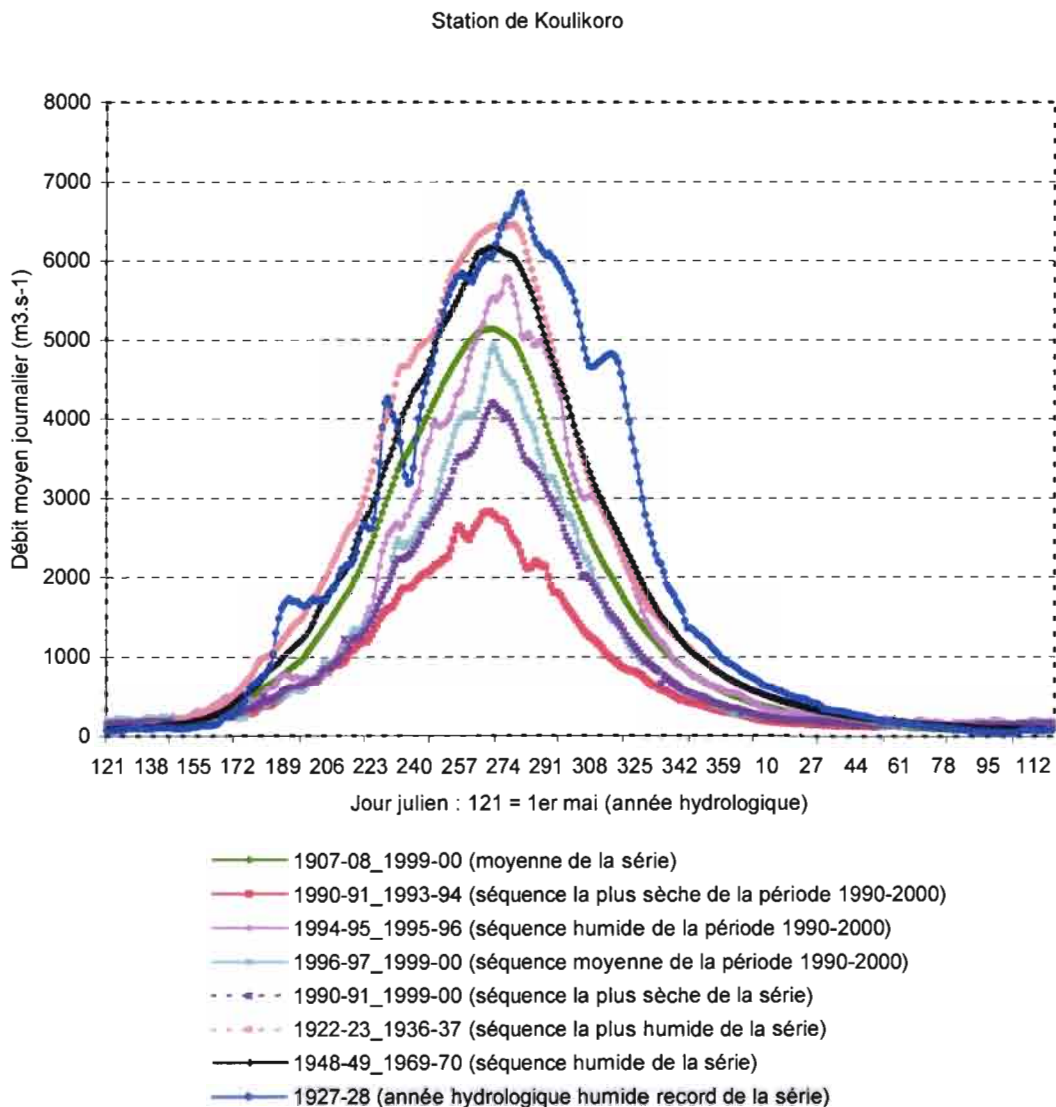


Figure 27 Mise en évidence de la variabilité des hydrogrammes moyens du Niger à Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000 marquée par des séquences d'années humides et sèches.

Crues et décrues

Dans la partie centrale de la figure 27, fin juillet à fin décembre (200 jours à 350), le comportement des hydrogrammes traduit assez bien l'hydraulicité des années. En revanche en début et en fin d'année hydrologique mai-juin (fig. 28) et février-avril (fig. 29) les hydrogrammes présentent un comportement asymptotique tout à fait particulier. En effet durant ces périodes, correspondant à la fin et au début de la phase de tarissement du fleuve Niger, les débits moyens interannuels des séquences relativement plus sèche et humide de la décennie 1990-00 la plus défavorable de la série sont plus importants que celui de la série de référence voire ceux des années plus humides (1922- 23 à 1936-37 et 1927-28). Le dépassement varie de 1 à près de 140 % (tableau 14).

Des travaux (Olivry *et al.*, 1995, 1998 ; Bricquet *et al.*, 1996, 1997 ; Mahé *et al.*, 2000) ont montré que la diminution de l'hydraulicité du fleuve Niger et du Bani des années 80 est due aux déficits pluviométriques sur l'ensemble des bassins versants. Après 25 années de déficits, on observe à partir de 1994 une tendance à la hausse de la pluviométrie dans le bassin supérieur du Niger en Guinée (Sangaré, 2002) et dans le bassin moyen au Mali comme souligné plus haut. Toutefois on remarque (Bricquet *et al.*, 1996, 1997 ; Mahé *et al.*, 2000) que l'excédent de pluie de + 15 % de 1994 n' a donné lieu qu'à une crue de + 5 % supérieure à la normale en 1994-1995. L'écoulement du fleuve (écoulement de base) en ces périodes de l'année est assuré essentiellement par les eaux souterraines. Ces dernières présentent un déficit chronique tel qu'un retour à des conditions hydrologiques antérieures aux années 70 nécessitera un de réponse de plusieurs années de pluies supérieures à la normale du siècle (Olivry *et al.*, 1995, 1998 ; Bricquet *et al.*, 1996, 1997 ; Mahé *et al.*, 2000). Il est donc très peu probable que l'accroissement récent de la pluviométrie puisse influencer le régime hydrologique du Niger.

Influences des barrages

L'accroissement des débits d'étiages de cette dernière décennie plus sèche par rapport aux périodes antérieures est bien postérieur à l'année 1981, date de mise en service du barrage hydroélectrique de Sélingué. Ce barrage est situé sur la rivière Sankarani affluent en rive droite du Niger à 150 km en amont de Bamako. Il retient près de 30 % de l'apport annuel du Sankarani. L'effet régulateur du barrage de Sélingué sur les débits en aval est souligné par Diarra *et al.*, (1997) et Hassane *et al.*, (2000). Le régime du Niger à Koulikoro (tableau 15) est soutenu de mai à juillet et de novembre à avril avec un accroissement de débits moyens mensuels respectif de 559 à 4 % et de 5 à 1557 %. En outre entre août et octobre la retenue du barrage entraîne une réduction des débits moyens mensuels de 18 à 4 %. L'importance des débits moyens journaliers de la décennie (1990-00) plus sèche par rapport aux périodes humides antérieures au moment des étiages apparaît bien liée à l'effet de soutien du barrage de Sélingué.

Tableau 14 Comparaison des débits d'étiages de la dernière décennie (90-00) plus sèche avec les périodes antérieures plus humides.

Qmj (1990-91_1993-94)>Qmj (1907-2000)		Qmj (1990-91_1993-94)>Qmj (1922-23_1936-37)		
	Date	Excédent (%)	Date	Excédent (%)
Début de l'année hydrologique	1 ^{er} mai – 10 juin (121 - 161)*	68 à 1	1 ^{er} mai – 27 mai (121 – 147)	62 à 2
Fin de l'année hydrologique	1 ^{er} mars – 30 avril (59 – 120)	2 à 89	7 mars – 30 avril (65-120)	2 à 76
Qmj (1990-91_1993-94)>Qmj (1948-49_1969-70)		Qmj (1990-91_1993-94)>Qmj (1927-28)		
	Date	Excédent (%)	Date	Excédent (%)
Début de l'année hydrologique	1 ^{er} mai – 11 juin (121 – 162)	60 à 1	1 ^{er} mai – 19 juin (121 – 170)	99 à 0.4
Fin de l'année hydrologique	15 mars – 16 mars (73-74) 23 mars – 30 avril (81 – 120)	1 à 0.1 3 à 72	10 mars – 30 avril (68 – 120)	3 à 77
Qmj (1994-95_1995-96)>Qmj (1907-2000)		Qmj (1994-95_1995-96)>Qmj (1922-23_1936-37)		
	Date	Excédent (%)	Date	Excédent (%)
Début de l'année hydrologique	1 ^{er} mai – 25 juin (121 - 176)	106 à 7	1 ^{er} mai – 19 juin (121 – 170)	99 à 4
Fin de l'année hydrologique	12 septembre – 30 avril (265 – 120)	1 à 136	8 - 19 novembre (312-323) 17 février – 30 avril (48-120)	0.4 à 2 5 à 121
Qmj (1994-95_1995-96)>Qmj (1948-49_1969-70)		Qmj (1994-95_1995-96)>Qmj (1927-28)		
	Date	Excédent (%)	Date	Excédent (%)
Début de l'année hydrologique	1 ^{er} mai – 20 juin (121 – 171)	95 à 10	1 ^{er} mai – 24 juin (121 – 175)	144 à 13
Fin de l'année hydrologique	1 ^{er} mars – 30 avril (60 – 120)	11 à 116	23 février – 30 avril (53 – 120)	0.3 à 122

* Numéro du jour julien

Tableau 15 Débits mensuels moyens du Niger à Koulikoro entre 1982 et 1993 : valeurs observées et naturelles reconstituées. Taux de variation (Diarra *et al.*, 1997).

	Mai	Jui	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr
Koulikoro naturel	22	144	567	1932	3170	2214	805	297	102	45	17	7
Koulikoro observé	145	245	587	1588	2692	2115	842	341	170	116	106	116
Taux de variation (%)	559	70	4	-18	-15	-4	5	15	67	158	524	1557

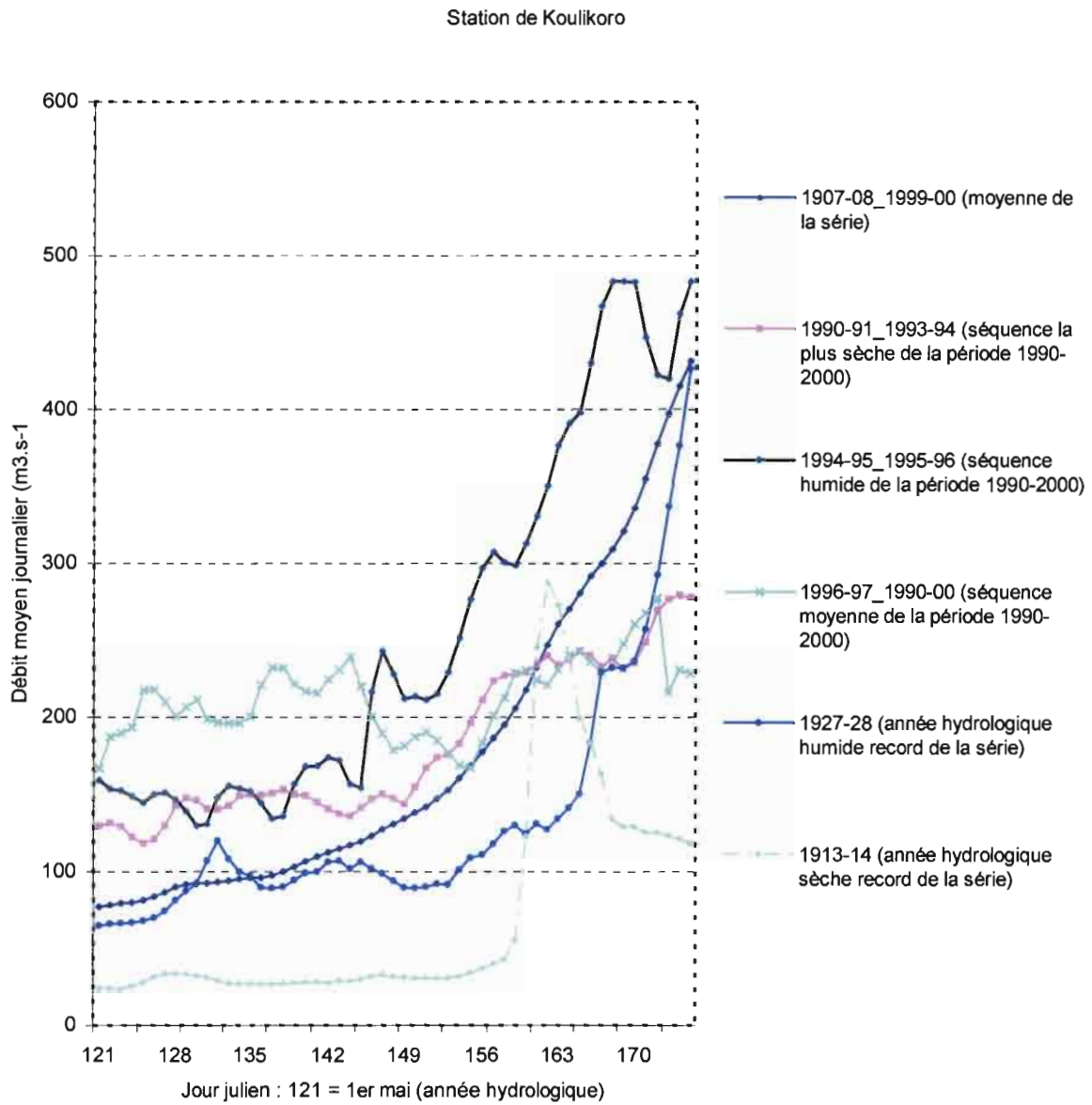


Figure 28 Débits du Niger à Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000 sur des séquences d'années humides et sèches et mise en évidence de l'influence du barrage de Sélingué : du jour julien 121 au jour julien 175.

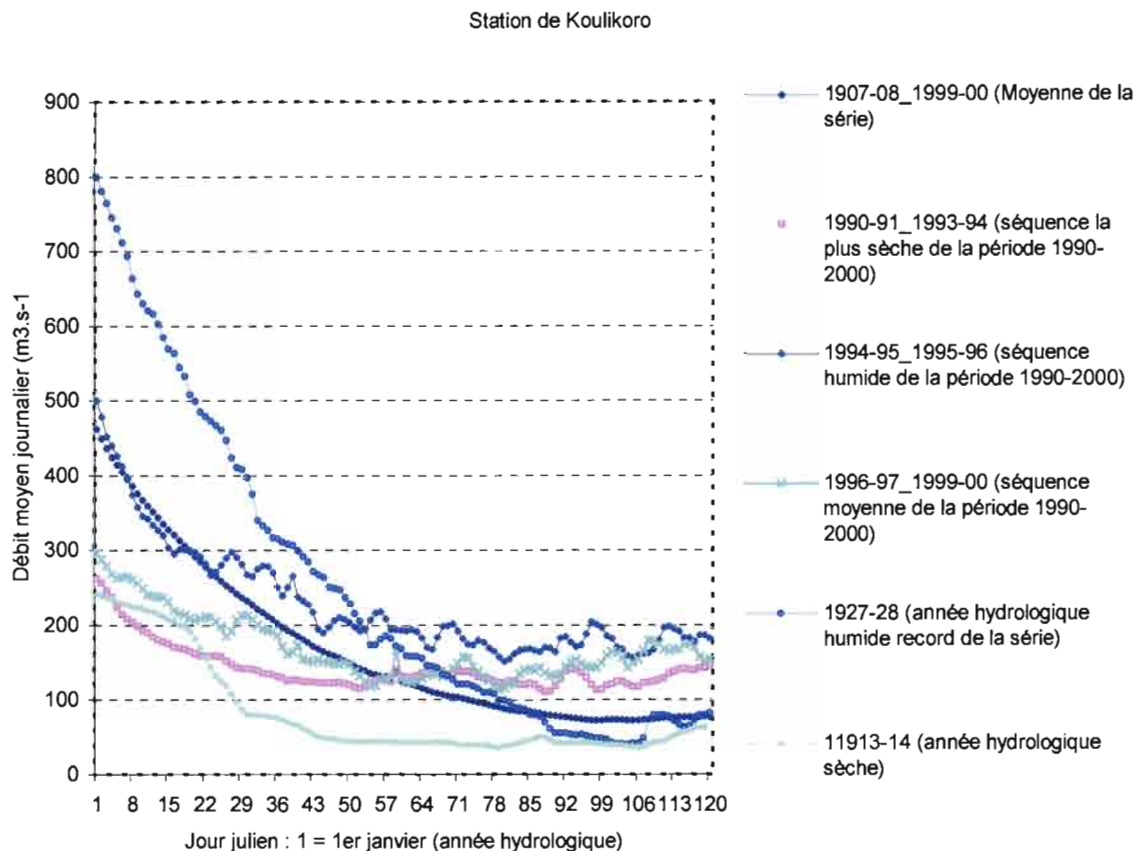


Figure 29 Débits du Niger à Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000 sur des séquences d'années humides et sèches et mise en évidence de l'influence du barrage de Sélingué : du jour julien 1 au jour julien 120.

3.2.3 Caractéristiques des hydrogrammes moyens annuels des stations du Delta sur la période 1990-2000.

Les principales caractéristiques des hydrogrammes moyens annuels des stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna, Mopti et Diré pour la période 1990-2000 : module, débits extrêmes de crue et d'étiage (maximum et minimum journalier), $V_{3\text{mois}}$: Pourcentage du volume mensuel écoulé sur les trois mois d'étiage (août, septembre et octobre pour les 4 premières stations ; septembre octobre et novembre pour Diré) sont données dans le tableau 16. L'évolution des modules ainsi que des débits maximums s'inscrivent dans la variabilité décrite plus haut.

Au niveau des modules la distinction entre années plus sèches et humides, matérialisée par un changement de pallier (fig.30), se confirme. Les modules des stations Koulikoro, Ké-Macina, Mopti et Diré sur le Niger se distinguent nettement de ceux de la station de Douna sur le Bani. Sur le Niger, en années sèches (1990-91 à 1993-94) les modules varient environ de 600 à $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et de 800 à $1400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ par ailleurs soit dans un rapport de 1.6. Par contre à la station de Douna pour les mêmes périodes on passe en moyenne de $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à $270 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en années "humides" soit un rapport de 1.8.

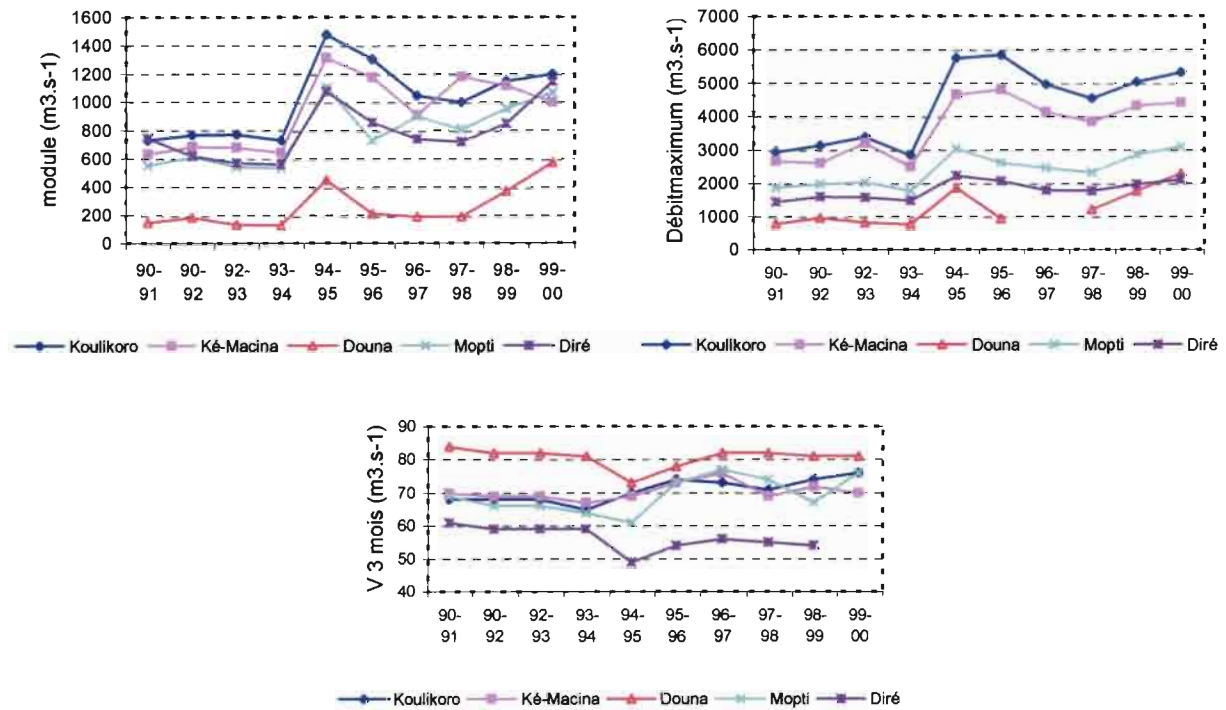


Figure 30 Variation interannuelle des modules, débits maximum et pourcentage du volume mensuel écoulé sur les trois mois d'été (V3 mois) aux stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna, Mopti et Diré sur la période 1990-2000.

Tableau 16 Quelques caractéristiques des hydrogrammes de crue aux stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna, Mopti et Diré pour la période 1990-2000 : module, débits extrêmes de crue et d'étiage (maximum et minimum journaliers), V3mois : pourcentage du volume mensuel écoulé sur les trois mois d'été (Août, Septembre et Octobre: *= septembre, octobre et novembre ; ** = octobre, novembre et décembre).

	Module (m ³ .s ⁻¹)	Débit maximum (m ³ .s ⁻¹)	Date débit maximum (jour)	Débit minimum (m ³ .s ⁻¹)	Date débit minimum (jour)	V _{3mois} (%)
Koulikoro						
1990 - 1991	732	2960	22-sept	61	02-mars	68
1991 - 1992	767	3160	13-sept	76	05-mai	68
1992 - 1993	775	3410	17-sept	87	21-mai	68
1993 - 1994	732	2860	25-sept	94	31-mars	65
1994 - 1995	1480	5770	03-oct	91	08-avr	64/70*
1995 - 1996	1310	5860	02-oct	44	10-mai	74
1996 - 1997	1050	4990	03-oct	24	15-avr	73
1997 - 1998	1005	4550	28-sept	38	02-mars	71
1998 - 1999	1153	5060	04-oct	85	20-mars	74
1999 - 2000	1206	5350	26-sept	38	21-juin	76
Ké-Macina						
1990 - 1991	638	2700	25-sept	22	22-mai	70
1991 - 1992	686	2630	17-sept	18	25-mai	69

1992 - 1993	681	3230	20-sept	34	22-mai	69
1993 - 1994	647	2510	29-sept	38	01-mai	67
1994 - 1995	1320	4670	30-sept	33	31-mai	63/69*
1995 - 1996	1180	4820	30-sept	48	24-avr	73
1996 - 1997	914	4150	06-oct	44	29-mars	76
1997 - 1998	1188	3860	01-oct	18	27-avr	69
1998 - 1999	1121	4340	03-oct	13	22-mai	72
1999 - 2000	1003	4450	29-sept	9	26-juin	70
Douna						
1990 - 1991	154	804	14 Août	0	03-juin	84
1991 - 1992	190	988	08-sept	0	25-mai	82
1992 - 1993	139	851	23-sept	0	29-mai	82
1993 - 1994	135	788	19-sept	0	02-juin	81
1994 - 1995	459	1880	28-sept	0	07-mai	70/73*
1995 - 1996	224	965	02-oct	4	23-mai	78
1996 - 1997	200	-	-	-	-	82
1997 - 1998	202	1240	11-sept	0	01-janv	82
1998 - 1999	382	1790	02-oct	1	24-mars	81
1999 - 2000	582	2320	07-sept	3	21-juin	81
Mopti						
1990 - 1991	554	1880	05-sept	0	02 Août	69
1991 - 1992	613	2000	05-oct	38	30-mai	66
1992 - 1993	545	2050	03-oct	55	25-mai	66
1993 - 1994	536	1780	04-oct	62	05-mai	64
1994 - 1995	1110	3050	23-oct	57	04-juin	51/61*
1995 - 1996	738	2640	12-oct	90	20-mai	73
1996 - 1997	903	2490	16-oct	83	30-avr	77
1997 - 1998	813	2350	13-oct	69	27-mars	67
1998 - 1999	957	2890	21-oct	72	04-avr	76
1999 - 2000	1071	3110	12-oct	20	24-juin	64
Diré						
1990 - 1991	747	1460	20-oct	19	12-avr	61*
1991 - 1992	625	1610	01-nov	14	11-juin	59*
1992 - 1993	574	1590	24-oct	43	03-juin	59*
1993 - 1994	563	1500	30-oct	38	05-mai	59*
1994 - 1995	1084	2250	12-déc	31	15-juin	49**
1995 - 1996	865	2090	01-janv	100	01-juin	54**
1996 - 1997	747	1800	10-nov	85	07-mai	56**
1997 - 1998	728	1780	07-nov	43	29-avr	55**
1998 - 1999	855	2000	12-nov	44	18-avr	54**
1999 - 2000	1151	2130	14-nov	9	09-juil	-

Quant aux débits maximums, suite à l'amortissement de l'onde de crue vers l'aval, les valeurs décroissent de Koulikoro à Ké-Macina sur le Niger de 5 à 12 % en années très déficitaires (1990-91 à 1993-94) et de 14 à 19 % ailleurs. La somme des débits maximums à l'entrée du Delta (Ké-Macina + Douna) est réduite, respectivement sur les mêmes périodes, à la sortie de Diré de -55 à -58 % et -57 à -69 %. Il apparaît qu'en année de bonne hydraulité les masses d'eau retenues dans les plaines du Delta sont plus importantes d'où des surfaces inondées plus importantes comme nous le verrons plus loin. La date d'apparition des débits maximums se situe en général en septembre en année de faible hydraulité et en octobre en

année de bonne hydraullicité. Les fleuves Niger et Bani sont soumis à ce scénario depuis le début des observations.

La mise en régression des variables, modules/maximum annuel sur l'ensemble de la période 1990-2000 aboutit à de bonnes relations (fig. 31). Les coefficients de corrélation varient de 0.77 (Diré) à 0.96 (Douna). Les variations du maximum de crue à Diré (sortie du Delta) et la somme des maximums de crue de Ké-Macina et de Douna (entrée du Delta) présente une bonne corrélation $R^2 = 0.91$ (fig.32).

Dans le calcul du pourcentage du volume mensuel écoulé sur les trois mois d'été nous avons considéré les mois les plus arrosés en fonction de l'hydraullicité des années et selon les stations. Ainsi pour les stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna et Mopti nous avons considéré :

- en années sèches, août, septembre et octobre ;
- en années humides, septembre, octobre et novembre.

Quant à la station de Diré qui reçoit les eaux en provenance des stations amont (Ké-Macina + Douna) à un, voire deux mois de retard (Olivry, 1995 ; Picouet, 1999) nous avons considéré :

- en années sèches, septembre, octobre et novembre ;
- en années humides, octobre, novembre et décembre.

Le pourcentage de volume écoulé croit avec l'hydraullicité sur les stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna et Mopti (tableau 16). La station de Douna dont le pourcentage de volume écoulé sur les trois est le plus élevé semble maintenir un comportement identique (81 % en moyenne) sur toute la période 1990-2000 excepté les années 1994/95 (73 %) et 1995/96 (78 %). En revanche le pourcentage d'eau transféré sur les trois mois d'été à la station de Diré (sortie du Delta) décroît avec l'hydraullicité. De près de 60 % en années plus sèches le pourcentage chute à 49 % en 1994-95, l'année la plus humide de la période et près de 55 % en années moyennes. En effet en années très déficitaires le niveau d'eau n'étant pas suffisamment haut dans le Delta, beaucoup d'eau est transférée via Diré au détriment des plaines et lacs. Le contraire se produisant en années plus humides, on observe alors une diminution du pourcentage d'eau écoulé sur les trois mois d'été à Diré.

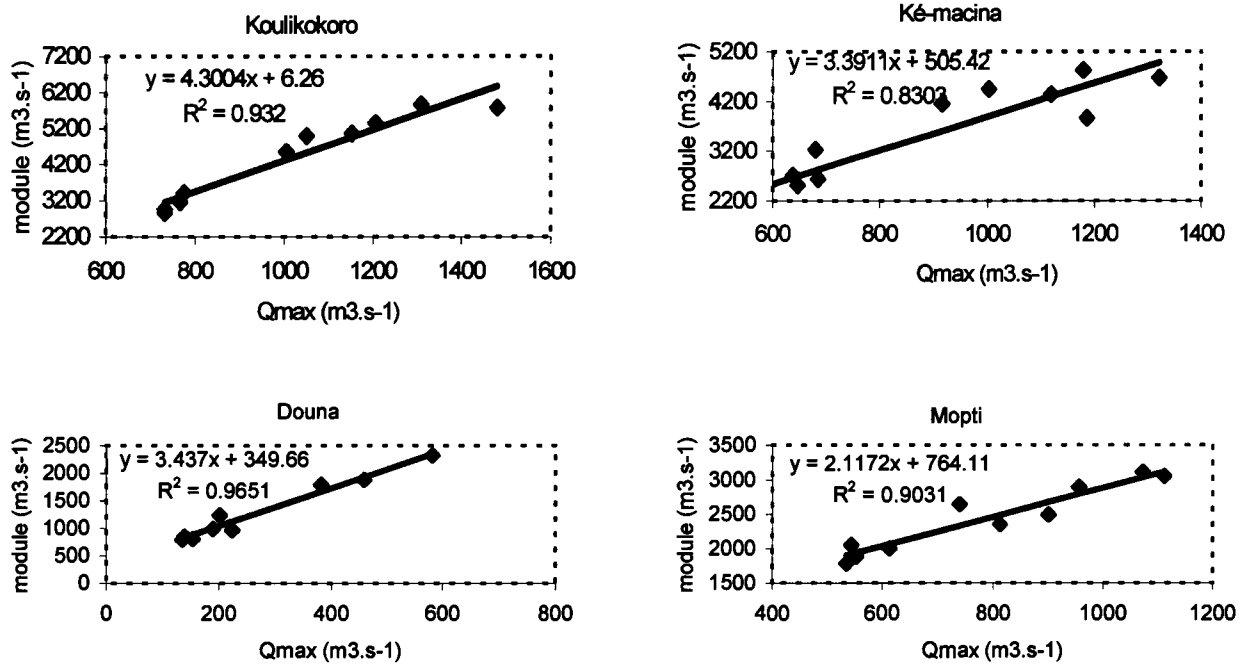


Figure 31 Relation Module/Qmax du Niger (Koulikokoro, Ké-Macina, Mopti et Diré) et du Bani (Douna) pour la période 1990-2000.

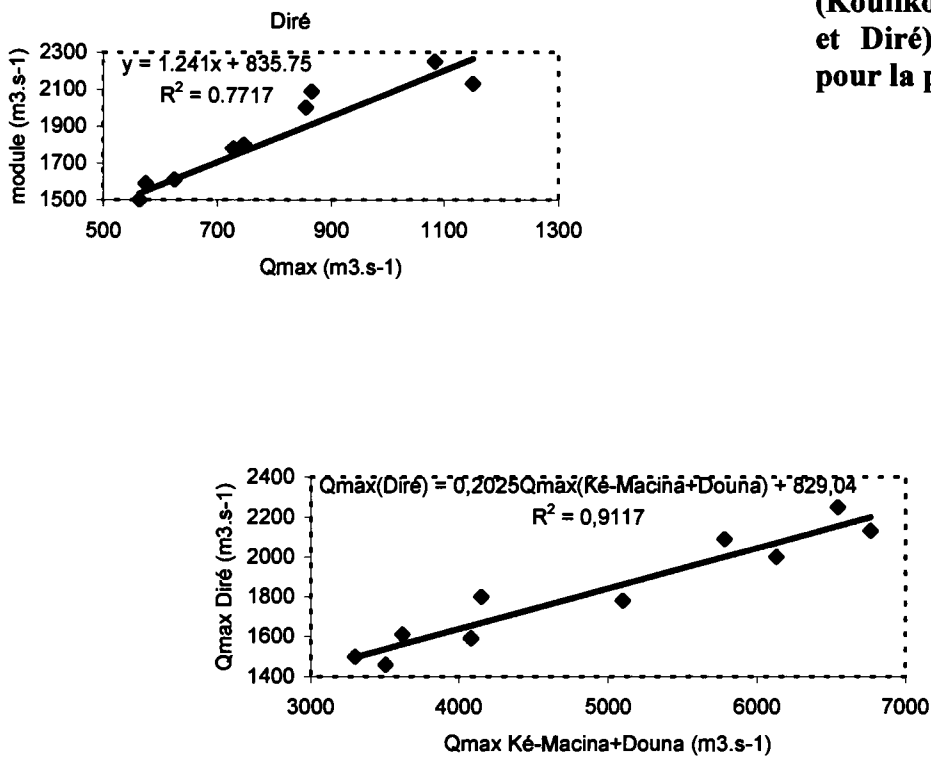


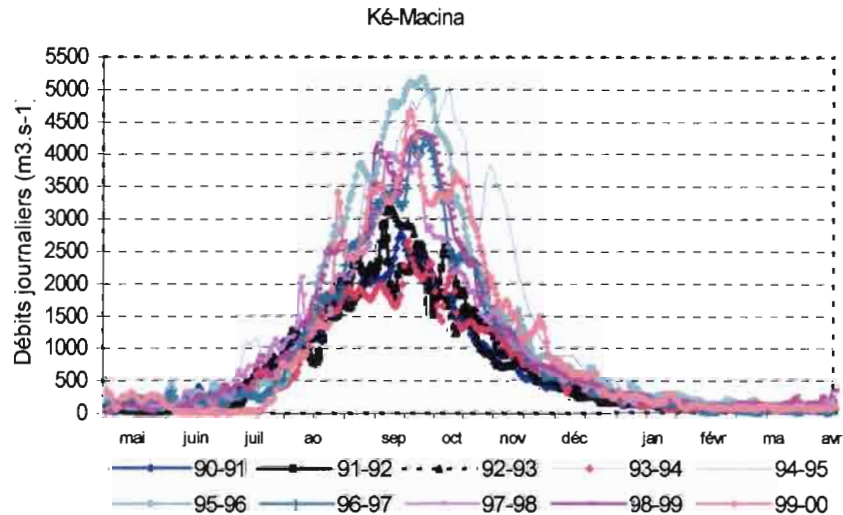
Figure 32 Débit maximum à Diré (sortie du Delta) en fonction des débits maximums Ké-Macina+Douna (entrée du Delta) sur la période 1990-2000.

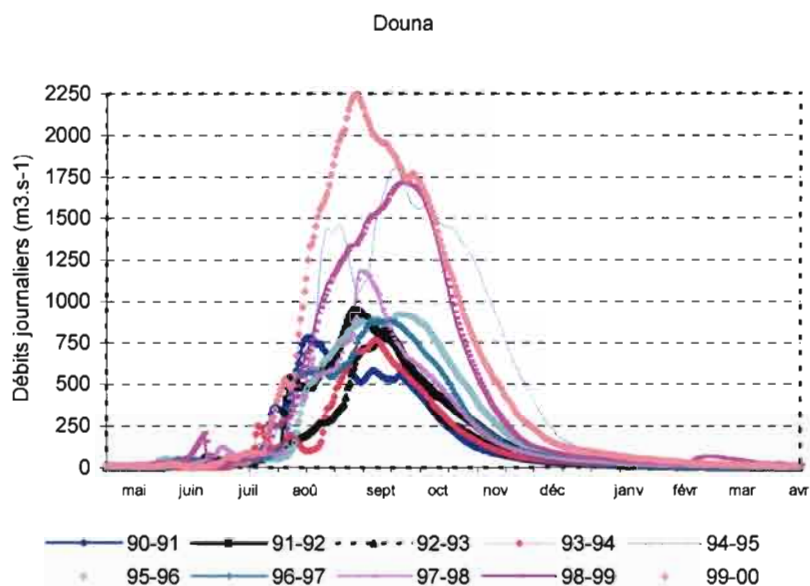
La comparaison des hydrogrammes de crue des différentes stations à l'entrée et à la sortie du Delta (fig. 33 et 34) montre dans la période actuelle les types de situation suivants :

- un hydrogramme marqué par une asymétrie positive avec une montée plus rapide et une descente tardive et graduelle de la crue. Le coefficient d'asymétrie varie de 1.01 à 1.48 (Ké-Macina), de 0.99 à 1.85 (Douna) et de -0.1 à 0.44 (Diré). L'année la plus pluvieuse 1994/95 présente le plus faible coefficient avec la seule valeur négative à Diré. Les plus forts coefficients s'observent à Douna.
- un hydrogramme plus aplati et réduit en durée correspondant à une saison des pluies tardive et écourtée.
- un hydrogramme plus régulier en années plus favorables à Douna qu'ailleurs.

Le coefficient de pointe, défini comme étant le rapport du débit maximum au module annuel (Olivry *et al.*, 1993), varie de 3.25 à 4.75 sur le Niger (Koulikoro et Ké-Macina) contre 3.99 à 6.14 sur le Bani à Douna et 1.85 à 2.77 sur le Niger à Diré. Les hydrogrammes sont plus étroits en amont qu'à l'aval suite à l'amortissement des ondes de crue. Les hydrogrammes sur le Bani sont les plus étroits. Avant l'année 70 on observe des coefficients de pointe de 3.8 qui passent à 4.9 les deux décennies suivantes (Olivry *et al.*, 1993).

Les statistiques descriptives complètes relatives aux modules, débits de crue et d'étiages des stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna, Mopti, Akka et Diré sur différentes périodes depuis le début des observations se trouvent en annexe 3.





b)

Figure 33 Hydrogrammes annuels des stations à l'entrée du Delta: a) Ké-Macina sur le Niger, b) Douna sur le Bani de 1990 à 2000.

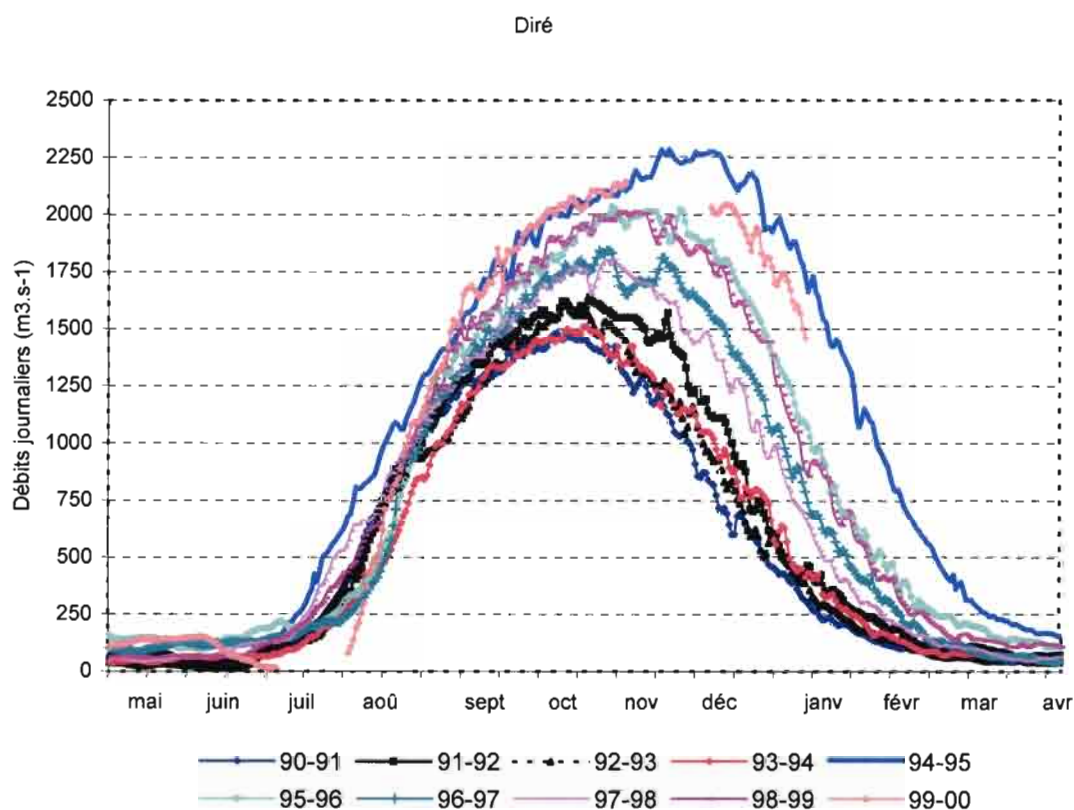


Figure 34 Hydrogrammes annuels à Diré (sortie du delta) sur le Niger de 1990 à 2000.

3.2.4 Variabilité des pertes en eau dans le Delta intérieur du Niger : Bilan hydrologique.

3.2.4.1 Variabilité du bilan hydrologique : Delta intérieur du Niger

En premier lieu l'étude des pertes en eau dans le Delta porte sur toute la série depuis le début du siècle par rapport à l'ensemble du Delta et selon le découpage Delta amont et Delta aval décrit au chapitre II. On compare la période humide 1907 à 1969 et la période sèche 1970 à 2000 afin de mettre en évidence les grandes lignes de l'évolution du fonctionnement hydrologique du Delta. Ces périodes sont caractérisées respectivement par une hydraulité excédentaire et déficitaire par rapport à la période de référence 1907-2000. Enfin les pertes relatives à la période 1990-2000, sont examinées selon les années relativement plus sèches, humides et moyennes définies plus haut.

Il faut rappeler que le fonctionnement hydrologique du Delta est largement dépendant d'une part des écoulements provenant des bassins amont du Niger et du Bani, et d'autre part dans une très faible mesure des pluies qui tombent sur le delta. Ces dernières constituent en moyenne 3,8 % (tableau 17) des apports en eau. Ainsi, à partir des écoulements entrants, de l'écoulement sortant et de la hauteur de pluie tombée, on peut calculer le bilan d'écoulement sur le delta (tableau 17). Sur la période 1907-2000, la lame écoulee entrant dans le delta est de 776 mm an⁻¹ tandis que la lame précipitée est de 563 mm an⁻¹. L'apport total théorique en eau au delta est donc de 1339 mm par an. Mais le coefficient de ruissellement de la pluie est très faible dans cette région du fait d'une très forte évaporation et des pentes très faibles où le ruissellement est piégé dans de très nombreuses petites dépressions évaporatoires. Aussi la lame ruisselée contributive à l'écoulement est de seulement 5 %, l'infiltration étant négligeable (Marieu, 2000). La quantité d'eau participant réellement à l'écoulement de surface dans le delta est donc de 804 mm par an (tableau 17). A Diré, la lame écoulee sortante est de 448 mm an⁻¹, ce qui fait une perte en eau dans le delta de 328 mm (ou 356 mm si l'on considère l'apport supplémentaire par la pluie ruisselée). Si l'on considère la somme des pluies tombées sur le delta avec les écoulements entrants, soit une moyenne de 1339 mm an⁻¹, il est remarquable de constater que la perte totale en eau, qui correspond à l'eau évaporée et infiltrée (en très faible proportion) est relativement constante au cours du siècle. Que ce soit en période sèche ou humide, le delta intérieur du Niger perd toujours les deux tiers de l'eau qui lui sont apportés.

Durant la période humide (1907-1969), le delta a reçu en moyenne 587 mm an⁻¹ de pluie et 908 mm an⁻¹ de lame d'eau écoulee (tableau 17). Pendant la période sèche (1970-2000), les apports fluviaux ont chuté de 44 % et les précipitations de 13 %. La rupture nette observée en 1970 sur la courbe d'évolution interannuelle des écoulements entrants dans le delta depuis 1907 est aussi observable sur celle de la lame d'eau précipitée (fig.35). Il apparaît que la cause majeure de la diminution des ressources en eau dans le delta intérieur du Niger est en premier lieu la réduction des apports des bassins versants amont du delta. Ceci se traduit par un changement dans le rapport entre écoulement entrant et écoulement sortant. En période humide, les écoulements sortants représentent 54 % des écoulements entrants alors qu'ils constituent 65 % des écoulements entrants en période sèche. Les volumes écoulés sont en moyenne de 57 km³, variant pour les extrêmes annuels de 1 à 5 : 19 km³ en 1984 et 95 km³ en 1954. La moyenne de la période humide est de 66 km³ pour 37 km³ en période sèche. La lame d'eau écoulee perdue varie de 402 mm par an (29 km³) en période humide à 175 mm an⁻¹

¹ (13 km³) en période sèche (fig. 35), soit une diminution de plus de 56 %. L'apport moyen de la pluie aux écoulements sortant à Diré serait de seulement 6,5 %, soit 2 km³, fluctuant de 3 % à 11 % pour respectivement les périodes sèches et humides (de 1,4 à 2,8 km³).

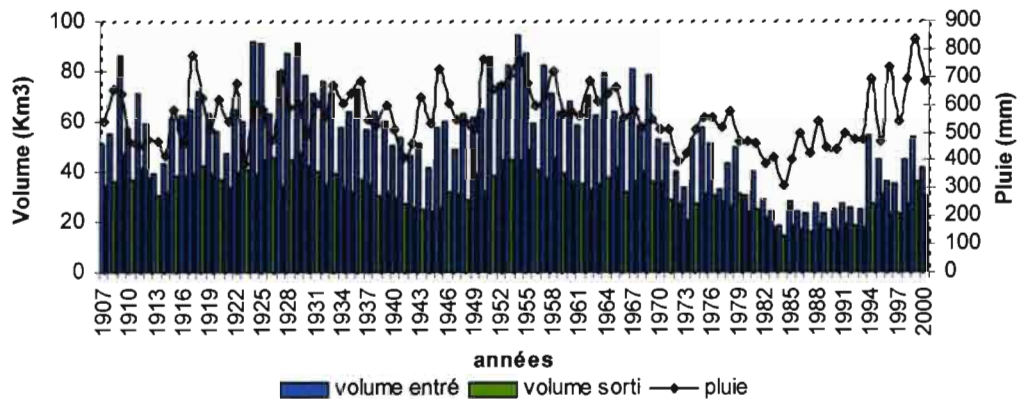


Figure 35 Évolution des volumes d'eau en entrée et en sortie du Delta (barres, km3), et des précipitations (ligne, mm) de 1907 à 2000 (Mahé *et al.* 2001, actualisé).

Tableau 17 Eléments du bilan hydrologique du delta intérieur du Niger de 1907 à 2000, et moyennes interannuelles caractéristique (Mahé *et al.* 2001, actualisé).

	Pluie annuelle	PCE	Le	Ls	Perte d'écoulement		PCE / Le	PCE+Le	Perte réelle en eau	
Années	mm	mm	mm	mm	mm	%	%	mm	mm	%
1907-1910	577	29	856	530	326	38.1	3.4	885	355	40.1
1911-1920	540	27	813	514	299	36.8	3.3	840	326	38.8
1921-1930	566	28	1035	566	469	45.3	2.7	1063	497	46.8
1931-1940	594	30	882	470	412	46.7	3.4	912	442	48.5
1941-1950	573	29	753	398	355	47.1	3.9	782	384	49.1
1951-1960	658	33	1057	577	480	45.4	3.1	1090	513	47.1
1961-1970	587	29	911	498	413	45.3	3.2	940	442	47.0
1971-1980	499	25	605	378	227	37.5	4.1	630	252	40.0
1981-1990	432	22	361	251	110	30.5	6.1	383	132	34.5
1991-2000	661	33	531	347	184	34.6	6.2	564	217	38.5
<i>Le siècle (94 ans)</i>										
1907-2000	563	28	776	448	328	42.3	3.6	804	356	44.3
<i>Période humide</i>										
1907-1969	587	29	908	506	402	44.3	3.2	937	431	46.0
<i>Période sèche</i>										
1970-2000	513	26	506	331	175	34.6	5.1	532	201	37.8

PCE : pluie annuelle contributive aux écoulements du delta, elle correspond à 5 % de la pluie annuelle ;

Le : écoulement annuel entrant dans le delta ;

Ls : écoulement annuel sortant du delta.

La perte d'écoulement est la différence Le-Ls ; la perte réelle en eau prend en compte les écoulements entrants et la pluie contributive.

La surface totale de l'impluvium correspondant au fonctionnement hydrologique du delta intérieur est de 73 000 km².

3.2.4.2 Variabilité du bilan hydrologique : Delta amont et aval

Les débits mensuels pour les stations des lacs centraux (Akka sur le cours principal du fleuve Niger, Awoye sur son cours secondaire et Korientzé sur son cours tertiaire – respectivement d'Ouest en Est à la sortie des lacs centraux) sont disponibles sur la période commune de 1955 à 1996 en valeurs soit observées, soit reconstituées par corrélations mensuelles entre stations proches (Marieu *et al.*, 1998 ; Mahé *et al.*, sous presse).

Les pertes annuelles en eau sur la période 1955-2000 (différence entre écoulement entrant et écoulement sortant) sont en moyenne plus fortes dans la cuvette Nord ($10,2 \text{ km}^3$) que dans la cuvette Sud ($8,3 \text{ km}^3$), cette dernière étant pourtant 4 fois plus grande en surface totale – ou 2,5 fois en surface « deltaïque ». La perte spécifique (c'est-à-dire le volume annuel d'eau perdu par le système hydrologique et rapporté à la surface) est donc de 3,1 ou 4.7 fois plus importante au Nord qu'au Sud selon les limites de bassin utilisées, soit 677 mm an^{-1} au Nord et 143 ou 219 mm an^{-1} au Sud respectivement. Cela signifie que la cuvette Nord prélève au réseau hydrographique trois ou cinq fois plus d'eau par unité de surface que la cuvette Sud.

La cuvette Sud fonctionne en plaine de transit, où la crue arrive sur un terrain recouvert d'une végétation déjà dense du fait de la pluie arrivée un mois plutôt. Cette végétation limite les surfaces d'eau libre et donc l'évaporation. Dans la cuvette Nord, l'inondation alimente de très nombreuses dépressions latérales où l'eau est piégée, formant alors d'immenses lacs périphériques (Mahé *et al.*, sous presse ; Picouet *et al.*, 2002). Les surfaces d'eau libre assez importantes (faiblesse de la couverture herbacée) et mieux exposées au rayonnement solaire (couverture nuageuse plus faible) renforcé par le retournement incident sur les flancs des dunes sont soumises à un potentiel évaporatoire donc beaucoup plus fort. De plus, lors d'importants débordements dans la zone Nord, l'infiltration peut être également plus élevée, car les terrains rencontrés au-delà des fonds de mares et des berges sont alors essentiellement constitués de sols très sableux, voire de dunes vives. Cette différence géomorphologique se traduit par une évolution interannuelle très différente des pertes en eau des deux cuvettes (fig. 36). Si les pertes en eau de la cuvette Nord suivent l'évolution des pertes sur l'ensemble du delta, les pertes en eau de la cuvette Sud sont relativement stables, entre 15 % et 20 %. En effet, il n'apparaît pas – contrairement à la partie Nord – de rupture dans le fonctionnement de cette partie du delta en 1971, date du début de la période de sécheresse. Par contre, les tests de rupture sur la série chronologique de la cuvette Nord font apparaître 1971 comme point temporel de changement dans le fonctionnement hydrologique de cette zone géographique. Ce résultat est confirmé par des observations de terrain qui mettent en évidence des changements d'équilibre hydraulique entre les années 60 et 70 sur de nombreuses stations hydrologiques (Brunet-Moret *et al.*, 1986).

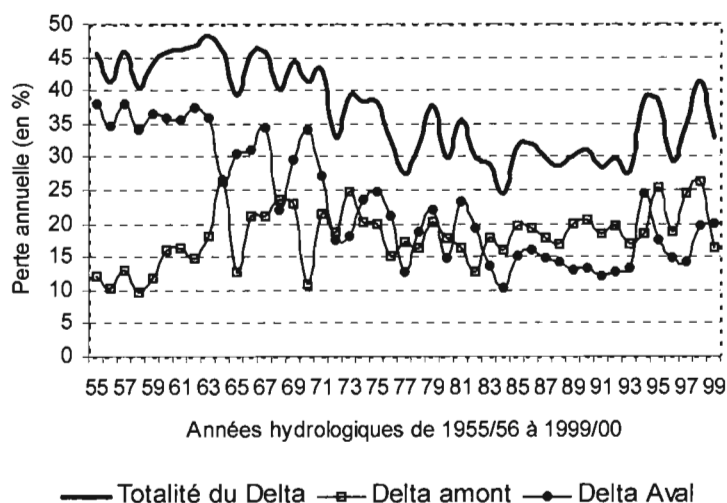


Figure 36 Comparaison entre les pertes en eau entre l'entrée et la sortie du delta entier par rapport aux pertes sur les delta amont et aval. Pertes : différence entre les volumes écoulés amont et aval (Mahé *et al.* 2001, actualisé).

Cette brusque diminution des pertes en eau de la cuvette Nord entre la période humide et la période sèche, non enregistrée sur la cuvette Sud, confirme l'importance du remplissage des lacs périphériques par effet de seuil dans le fonctionnement hydrologique de la cuvette Nord. Ainsi durant les années 50, les pertes en eau étaient égales à 35 % dans la cuvette Nord et 10 % dans la cuvette Sud : la remise en eau de nombreux lacs de rive gauche témoigne d'une extension importante de l'inondation durant cette période (Auvray, 1960). A partir de 1972, les pertes en eau ne sont plus que de 10 à 25 % dans les deux cas (fig. 36). Sur l'ensemble du delta, les pertes en eau, qui se situaient entre 40 et 45 % de l'écoulement entrant avant 1971, sont aujourd'hui de l'ordre de 30 % avec une tendance à la hausse à partir de l'année 1994. Il existe une relation linéaire entre les pertes totales en eau à la sortie du Delta et les débits entrants aussi pour les périodes avant ou après 1971 (fig.37).

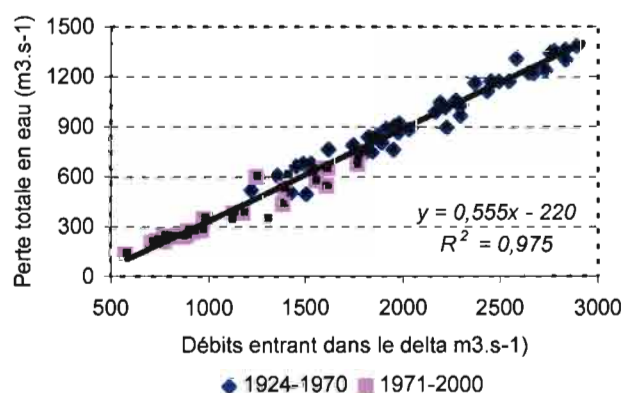


Figure 37 Relation entre pertes totales en eau dans le delta intérieur du Niger et les débits entrants du fleuve Niger (somme des débits de Ké-Macina sur le Niger et de Douana sur le Bani), pour la période avant sécheresse (1924-1970) et la période après sécheresse (1971-2000) (Mahé *et al.*, sous presse).

3.3 Variabilité hydrologique dans le delta intérieur du Niger au Mali durant la dernière décennie du XX^{ème} siècle

Nous allons analyser la variabilité hydrologique d'une part sur l'ensemble du Delta qui a priori se présente comme une entité homogène et d'autre part au niveau des parties amont et aval du Delta qui présentent un comportement tout à fait contrasté vis à vis des pertes en eau selon l'hydraulicité des années.

3.3.1 Variabilité du bilan hydrologique dans le Delta sur la période 1990-2000

3.3.1.1 Perte décadaire et différence entre année "humide" et sèche

L'étude des pertes de volumes en m³ entre les entrées (Ké-Macina+Douna) et la sortie (Diré) au pas de temps décadaire pour les années 1990 à 2000 permet de dégager les grands traits de l'évolution du fonctionnement hydrologique du Delta intérieur en période de déficit d'écoulement assez marqué du fleuve Niger. Elle porte sur les séries d'années relativement sèches et "humides" précédemment mises en évidence.

En ce qui concerne le cumul des pertes, la distinction entre années sèches et "humides" paraît assez nette. Sur les courbes (fig. 38) on note une phase ascendante correspondant au débordement des eaux suivi du remplissage des plaines et des mares. Le début de la crue commence fin juin début juillet. Au fur et à mesure qu'elle progresse de faibles volumes sont perdus par infiltration et évaporation puis des volumes importants dans les plaines. Cette dernière phase atteint son maximum de fin novembre (D33) à fin décembre (D36) en fonction de l'hydraulicité de l'année. Plus cette dernière est élevée plus le maximum est atteint tardivement et plus l'inondation dure longtemps. A la date d'apparition du maximum, qui peut durer quelques jours, il n'y a ni remplissage ni restitution et la surface d'inondation est maximale (Olivry, 1993). La partie descendante matérialise la restitution des eaux stockées (en partie) d'où le vidange de la plaine. Elle commence plus tardivement en année de bonne hydraulicité.

Les années hydrologiques "humides" (1994-95 et 1995-96) se distinguent des sèches (1989-90 à 1993-94) par une remontée précoce de la crue (fin juin à début juillet) et un taux de remplissage accru. Par exemple en mi-octobre (D31) le débit cumulé vaut 17800 m³.s⁻¹ en 1994-95 contre 5790 m³.s⁻¹ seulement en 1993-94 soit un rapport de 3.

Si on considère les valeurs décadaires non cumulées (fig. 39) le maximum de volume stocké vaut 3,72 km³ à la première décade de novembre en 1994-95 ("humide") contre 1,13 km³ à la dernière décade du mois d'octobre en 1993-94 (sèche). Pour un décalage d'une seule décade entre l'occurrence du maximum en année sèche et "humide" sur la période 1990-2000 on observe un écart d'ordre 3,3 entre les volumes stockés. L'année 1993-94 présente un déficit de 70 % par rapport à l'année 1994-95.

Si les maximums de volume stocké s'observent en années "humide" et sèche à des périodes assez proches, au niveau de la restitution par contre les maximums s'observent à un mois (3 décades) d'écart (fig.39). La restitution commence plutôt en 1993-94 (sèche) à la deuxième décade (D35) du mois de décembre et le maximum est atteint une décade plus tard (D36) avec un volume de 0,19 km³. En 1994-95 ("humide") la restitution débute entre la dernière décade de décembre (D36) et la première décade de janvier (D1) pour un volume décadaire maximum de 0,98 km³ restitué à la dernière décade de janvier 1995 (D3). Par rapport au maximum de volume décadaire restitué, l'année 1993-94 présente un déficit de 80 %.

La figure 40 illustre la variabilité des débits décadaires stockés et restitués sur les trois années hydrologiques contrastées 1993-94 (sèche), 1994/95 ("humide") et 1997-98 (moyenne). Ces débits, dont dépendent les pertes en eau, sont liés essentiellement aux écoulements en entrée du Delta. La variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et des pertes dans le Delta sur la période 1990-2000 est examinée plus en détail dans la suite du chapitre.

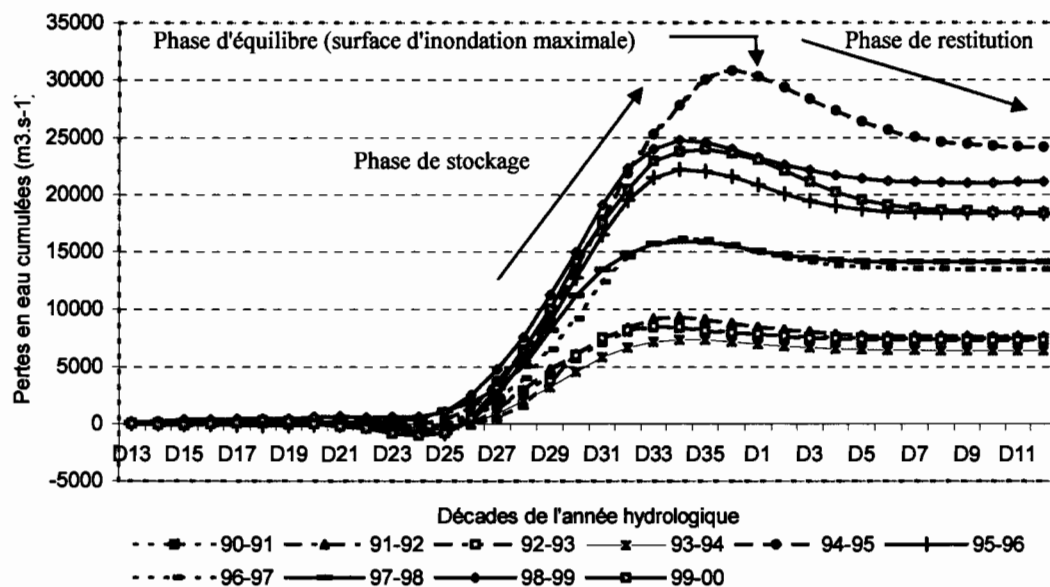


Figure 38 Cumul des pertes en eau dans le delta intérieur du Niger entre les entrées (Ké-Macina+ Douna) et la sortie (Diré) au pas de temps décadaire pour les années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.

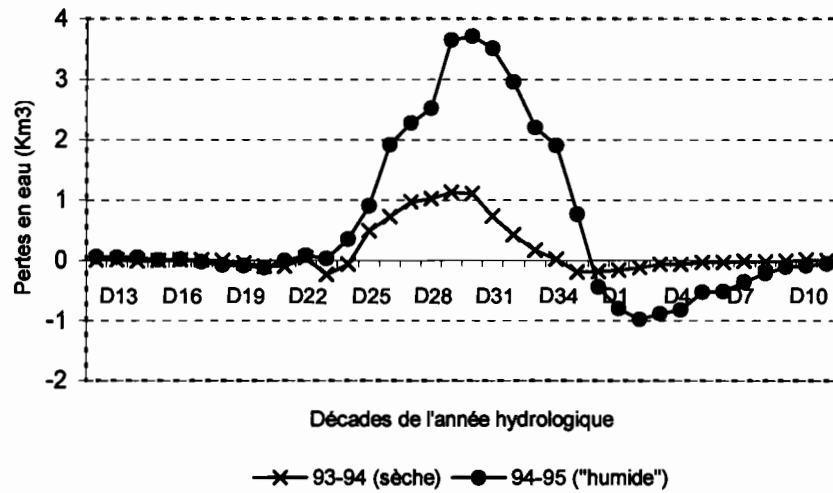
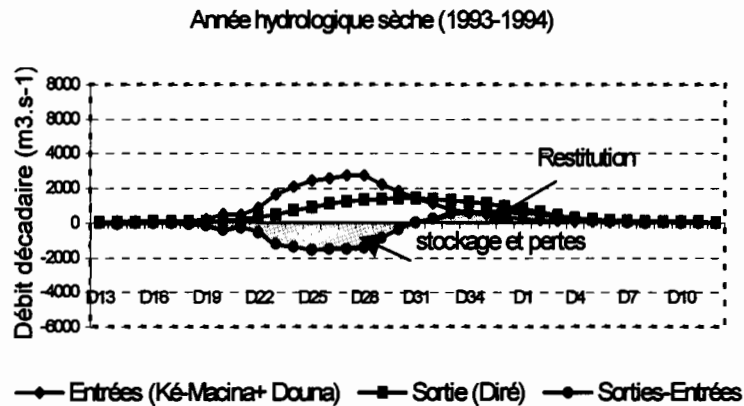


Figure 39 Pertes de volume en eau (km³) dans le delta intérieur du Niger entre les entrées (Ké-Macina+ Douna) et la sortie (Diré) au pas de temps décadaire pour les années hydrologiques 1993/94 (sèches) et 1994/95 ("humide").



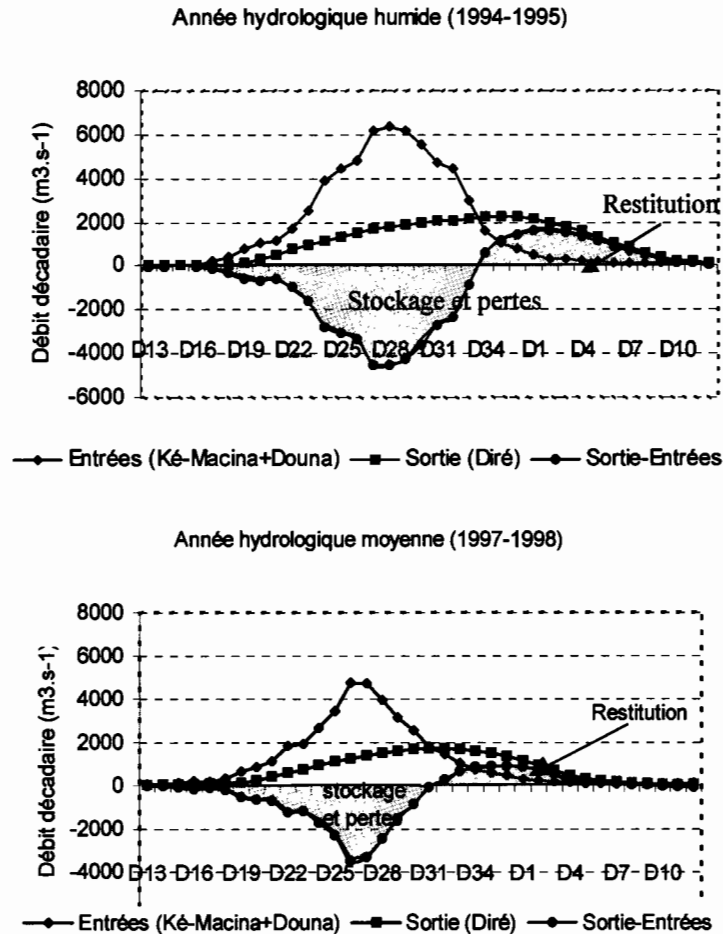


Figure 40 Comparaison des débits décadaires stockés et restitués déduits des hydrogrammes d'entrée et de sortie du Delta intérieur du Niger pour trois années hydrologiques contrastées (1993-94 (sèche), 1994-95 ("humide") et 1997-98 (moyenne)).

3.3.1.2 Perte annuelle et différence entre année humide et sèche

A partir des différentes périodes mises en évidence et en s'appuyant sur les débits nous avons établi un bilan hydrologique moyen. La lame écoulee entrant dans le Delta sur la période 1990-2000 est de 496 mm an^{-1} avec une lame précipitée contributive de 32 mm an^{-1} (tableau 18). L'apport effectif annuel moyen en eau est donc de 528 mm soit un déficit de 34 % par rapport à la moyenne du siècle. La lame écoulee sortant à Diré est de 330 mm an^{-1} d'où une perte en eau dans le delta de 166 mm (ou 198 mm en tenant compte du PCE).

Durant les périodes sèche (1990-91 à 1993-94), "humide" (1994-95 à 1995-96) et moyenne (1996-97 à 1997-00) le Delta a respectivement reçu en moyenne 337 , 678 et 563 mm an^{-1} de lame d'eau écoulee. Les lames de pluie ont par contre connu une tendance à la hausse depuis le début de la décennie. On observe pour les mêmes périodes les valeurs respectives suivantes: 558 , 692 et 701 mm an^{-1} . Les lames écoulees à la sortie de Diré ont

atteint successivement 251, 423 et 363 mm an⁻¹. Les pertes restent faibles par rapport aux moyennes du siècle. Les périodes sèche (1990-91 à 1993-94) et "humide" (1994-95 à 1995-96) de la décennie 90 présentent des déficits de l'ordre 33 % et 25 % par rapport aux périodes sèche (1970-2000) et "humide" (1907-1969). Durant la décennie 90 en période sèche, les écoulements sortant représentent 74 % des écoulements entrants alors qu'ils constituent 62 % des écoulements entrants en période "humide". Les volumes écoulés durant cette décennie atteignent en moyenne 36 km³, variant pour les extrêmes annuels de 1 à 2.4 : 23 km³ en 1993-94 et 55 km³ en 1994-95. La figure 41 illustre bien la transition entre les différentes périodes notamment le passage entre le début de la décennie plus sèche et les années suivantes plus favorables. Il apparaît que plus l'année est "humide", l'accroissement des pertes (2.5) devient plus important que celui des sorties (1.6). Le PCE reste peu variable avec une légère hausse sur la période. L'année hydrologique 1994-95 a été particulièrement "humide" avec une lame d'eau de 760 mm soit 84 % de la lame moyenne écoulée sur la période 1907-1969.

On note d'autre part un assez bon parallélisme entre les trois graphiques des lames des écoulements entrant, sortant et des pertes. Ainsi la mise en régression des variables pertes totales et débits entrant à Ké-Macina et Douna à l'échelle annuelle sur la décennie 1990-2000 donne une assez bonne relation (fig. 42) avec un coefficient de corrélation $R^2=0,97$.

Ce résultat en accord les travaux de Mahé *et al.* (2001), actualisés dans le cadre de notre étude semble souligner l'invariabilité de la relation pertes/apports depuis les premières observations du début du siècle.

Tableau 18 Eléments du bilan hydrologique du delta intérieur du Niger de 1990 à 2000, et moyennes interannuelles caractéristiques.

	Pluie annuelle	PCE	Le	Ls	Perte d'écoulement		PCE /Le	PCE + Le	Perte réelle en eau	
Années	mm	mm	mm	mm	mm	%	%	mm	mm	%
1990-91	486	24	326	237	89	0,27	7,36	350	113	32,29
1991-92	659	33	363	272	92	0,25	9,09	396	125	31,57
1992-93	603	30	338	250	88	0,26	8,88	368	118	32,07
1993-94	484	24	321	244	77	0,24	7,48	345	101	29,28
1994-95	827	41	760	470	290	0,38	5,39	801	331	41,32
1995-96	557	28	596	376	220	0,37	4,70	624	248	39,74
1996-97	733	37	485	324	161	0,33	7,63	522	198	37,93
1997-98	543	27	485	316	170	0,35	5,57	512	197	38,48
1998-99	694	35	625	371	254	0,41	5,60	660	289	43,79
1999-00	833	42	658	440	218	0,33	6,38	700	260	37,14
La décennie 90										
1990/91 à 1999/00	642	32	496	330	166	33,47	6,48	528	198	37,51
Période sèche										
1990-91 à 1993-94	558	28	337	251	86	0,26	8,31	365	114	31,23

Période "humide"										
1994-95 à	692	35	678	423	255	0,38	5,16	713	289	40,59
1995-96										
Période moyenne										
1996-97 à	701	35	563	363	201	0,36	6,22	598	236	39,40
1997-00										

PCE : pluie annuelle contributive aux écoulements du delta, 5 % de la pluie annuelle ;
 Le : écoulement annuel entrant dans le delta ; Ls : écoulement annuel sortant du delta.
 La perte d'écoulement est la différence Le-Ls ; la perte réelle en eau prend en compte les
 écoulements entrants et la pluie contributive. Perte réelle en eau: (PCE+Le)-Ls

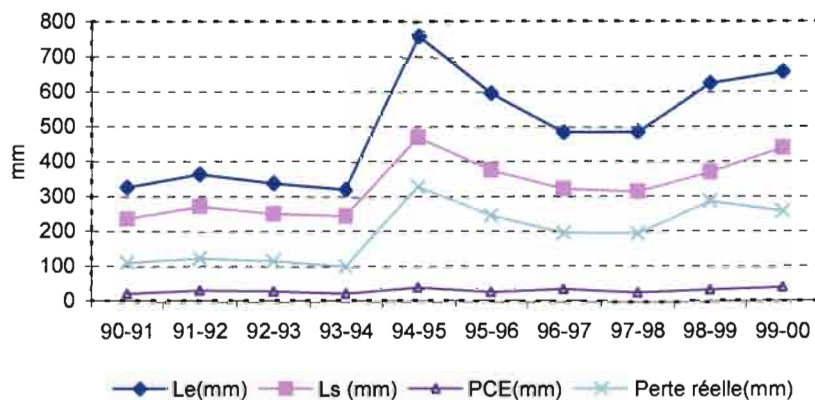


Figure 41 Apports, sorties, pluie annuelle contributive aux écoulements et pertes réelles en mm dans le Delta intérieur, années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.

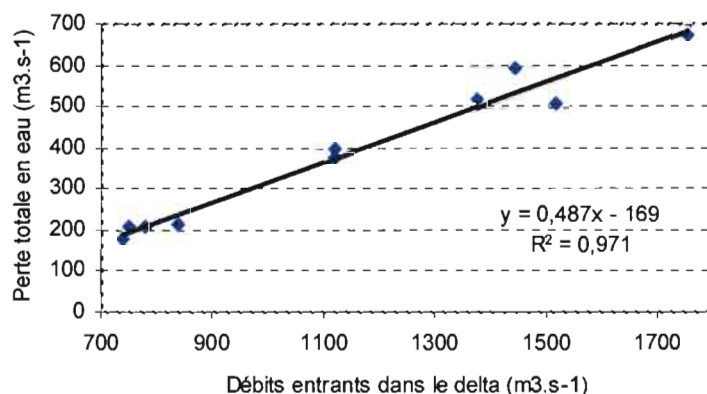


Figure 42 Relation entre pertes totales en eau dans le delta intérieur du Niger et les débits entrants du fleuve Niger (somme des débits de Ké-Macina sur le Niger et de Douna sur le Bani), pour la période (1990-2000).

Avec l'arrivée de la crue suivie du débordement, d'importantes masses d'eau sont stockées dans les plaines et lacs. A la fin de ce processus de remplissage, c'est à dire en l'absence d'apports supplémentaires, les eaux stockées sont en partie drainées, par le réseau du fleuve Niger et ses innombrables ramifications, vers la sortie du Delta. C'est la phase de restitution qui ne mobilise à peine sur la période 1990-2000 que le quart des eaux initialement stockées. A terme plus de 75 % des eaux initialement stockées se trouvent

piégées dans les dépressions, plaines et lacs. C'est cette quantité d'eau qui est perdue essentiellement par évaporation et transpiration par la flore aquatique dominée par les bourgous. Les volumes restitués sont proportionnels aux volumes initialement stockés. Il varie donc avec l'hydraulicité de l'année. La mise en relation des deux variables donne une bonne corrélation avec $R^2=0,88$. (fig. 43).

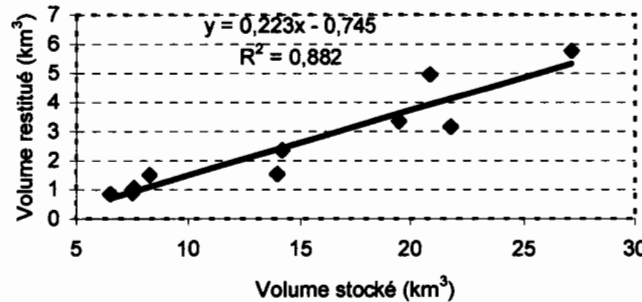


Figure 43 Relation entre volumes restitués et volumes stockés dans le delta intérieur du Niger sur la période (1990-2000).

Les volumes annuels stockés, restitués et les pertes exprimés en km^3 ainsi que les dates associées aux phases de stockage et de restitution sur la période 1990-2000 sont donnés dans le tableau 19. Les stocks varient de $6,5 km^3$ (1993-94) à $27,2 km^3$ (1994-95). En moyenne ils passent de $6,3 km^3$ (1990-91 à 1993-94) $16,1 km^3$ (1994-95 à 1999-00) soit un rapport de 2,5 entre ces deux périodes bien contrastées (fig.44). 85 % des stocks sont perdus durant la période 1990-91 à 1993-94 (sèche) pour seulement 82 % des stocks sur la période 1994-95 à 1999-00 (humide). Cette différence est due à la faiblesse des volumes restitués en période sèche.

Tableau 19 Variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et des pertes dans le Delta sur la période 1990-2000.

Année Hydrologique	Volume stocké		Volume restitué		Perte	
	Période	(Km ³)	Période	(Km ³)	(Km ³)	perte/volume stocké (%)
1990-1991	D13 à D33 1 ^{er} mai – 30 nov.	7,5	D34 à D12 1 ^{er} déc – 30 avr.	0,9	6,5	87
1991-1992	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	8,2	D35 à D12 11déc – 30 avr.	1,5	6,6	81
1992-1993	D13 à D33 1 ^{er} mai – 30 nov.	7,5	D34 à D12 1 ^{er} déc – 30 avr.	1,1	6,5	86
1993-1994	D13 à D35 1 ^{er} mai – 20 déc	6,4	D36 à D12 21déc – 30 avr.	0,9	5,6	86
1994-1995	D13 à D36 1 ^{er} mai – 31 déc	27,9	D37 à D12 1 ^{er} jan – 30 avr.	6,6	21,3	76
1995-1996	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	19,8	D35 à D12 11déc – 30 avr.	3,8	16,0	81
1996-1997	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	14,1	D35 à D12 11déc – 30 avr	2,4	11,7	83
1997-1998	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	14,0	D35 à D12 11déc – 30 avr.	1,6	12,4	89

1998-1999	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	21,9	D35 à D12 11 déc – 30 avr	3,4	18,5	84
1999-2000	D13 à D35 1 ^{er} mai – 20 déc	21,7	D36 à D12 21 déc – 30 avr.	4,1	17,5	81

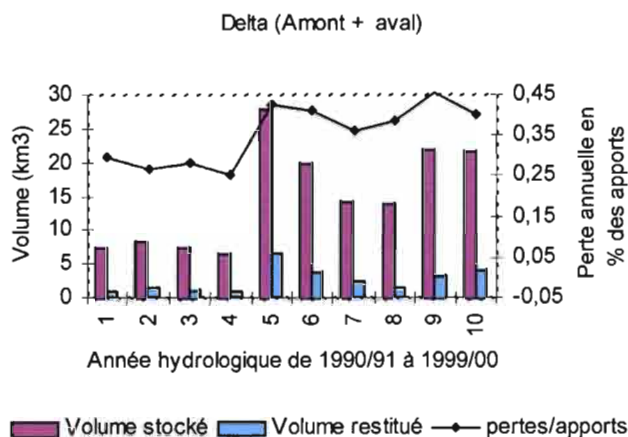


Figure 44 Variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et les taux de pertes par rapport aux apports dans le Delta sur la période 1990-2000.

3.3.2 Variabilité du bilan hydrologique : comparaison des zones amont et aval du Delta sur la période 1990-2000

Il faut rappeler que le delta amont s'étend des stations de Ké-Macina sur le Niger et de Douna sur le Bani (situées au Sud) aux stations de Akka, Awoye et Korientzé à la sortie des lacs centraux du Débo et de Korientzé. Ces trois stations servent de sortie pour le Delta amont et d'entrée pour le Delta aval. Leurs données sont indispensables pour établir un bilan des deux entités du Delta. Les débits décennaux pour la station de Akka sont disponibles sur toute la période 1990-2000. Ceux de Awoye et de Korientzé sont respectivement disponibles jusqu'en 1996 et 1995. Par corrélations décennales nous avons reconstitué les données décennales manquantes de Awoye et de Korientzé.

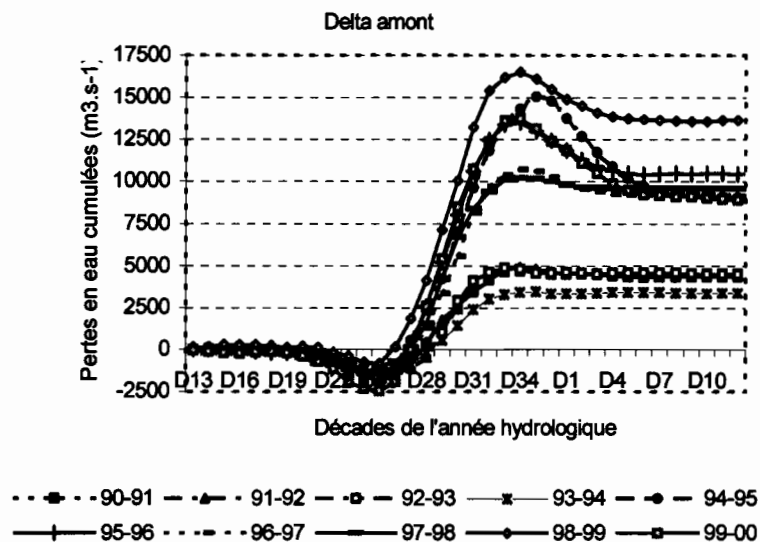
L'étude comparative des deux zones porte sur les pertes, les volumes stockés et restitués. Dans le calcul des pertes un décalage de trois décades (1 mois) a été adopté uniquement sur le delta amont à cause de la lenteur de l'onde de crue dans cette partie du Delta.

Sur les courbes des pertes cumulées au pas de temps décennal (fig. 45) on observe pour le Delta amont deux périodes bien distinctes 1990-91 à 1993-94 plus sèche et 1994-95 à 1999-00 "humide". En revanche dans le Delta aval trois périodes se distinguent : 1990-91 à 1993-94 plus sèche, 1994-95 "humide" et 1995-96 à 1999-00 "moyenne". Dans les deux zones du Delta toutes les années ne présentent pas le même comportement vis à vis des pertes. Ces dernières sont par exemple plus importantes dans le Delta amont en 1997-98, qu'elles ne le sont en 1994-95. Cela peut paraître paradoxal. En effet 1994-95 reste l'année la

plus humide de la période 1990-2000. Cependant en comparant les débits en entrée et à la sortie du Delta amont, on observe, un débit d'entrée en 1994-95 2 fois seulement plus important que celui de 1997-98, un débit à la sortie 2 à 4 fois plus important en 1994-95 qu'en 1997-98 notamment de décembre à mars (fig. 46). Les volumes restitués ont été plus importants en 1994-95. Les parties amont et aval du Delta présentent toutefois en commun le regroupement des années plus sèches (1990-91 à 1993-94) en un ensemble bien distinct.

Au niveau annuel et en considérant les groupes d'années 1990-91 à 1993-94 et 1994-95 à 1999-00, tel que les deux paliers l'indiquent sur la figure 30, le volume moyen des pertes en eau reste toujours supérieur en amont qu'en aval. Durant la première série d'années plus sèche le volume moyen vaut $3,7 \text{ km}^3$ en amont contre $2,7 \text{ km}^3$. Au reste des années plus favorables il passe à 9 km^3 au Delta amont et 7 km^3 au Delta aval. Seulement en 1994-95, l'année la plus humide de la décennie, les pertes en amont (8 km^3) sont bien inférieures de 40 % à celles en aval ($13,3 \text{ km}^3$), du fait du remplissage des lacs périphériques dans le delta aval.

L'évolution des volumes stockés et restitués aussi bien que le rapport de la perte totale sur le volume stocké dans le Delta amont et aval (fig. 47) confirme la différence de fonctionnement des deux entités en fonction de l'hydraulicité de l'année.



a)

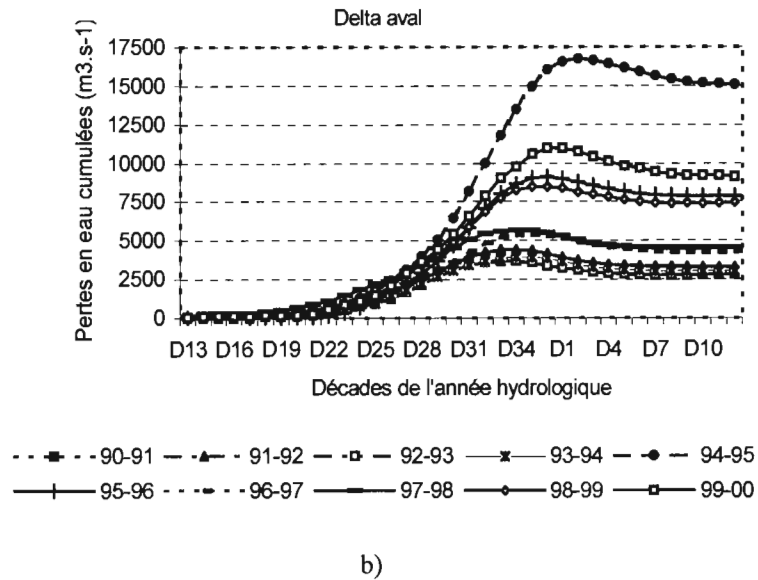


Figure 45 Comparaison du cumul des pertes en eau dans le delta amont a) et aval b) du Niger au pas de temps décadaire pour les années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.

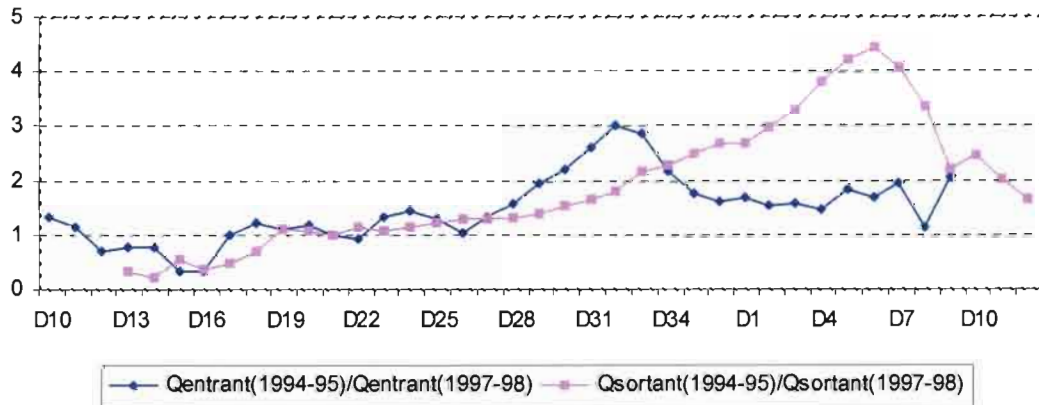


Figure 46 Rapport des débits entrants (Ké-Macina+Douna) et sortants (Akka+Awoye+Korientzé) pour les années 1994-95/1997-98 (humide).

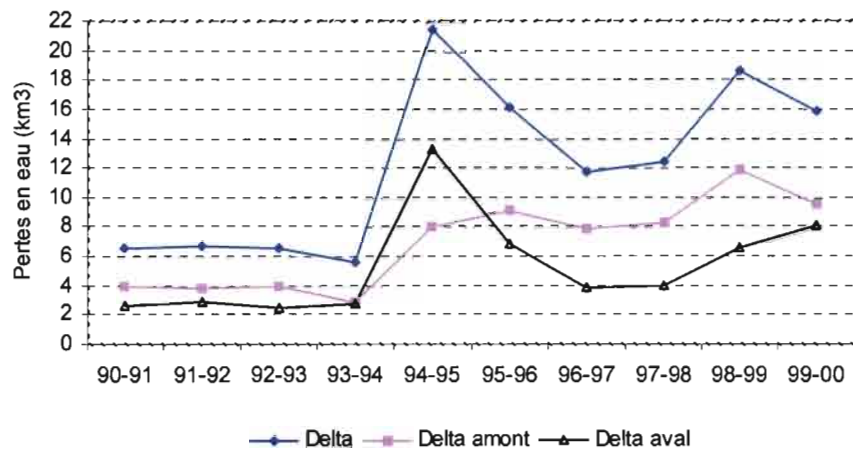


Figure 47 Pertes en eau dans le Delta pour les années hydrologiques 1990-91 à 1999-00.

Les volumes annuels stockés, restitués et les pertes exprimés en km³ ainsi que les dates associées aux phases de stockage et de restitution sur la période 1990-2000 sont données respectivement pour le Delta amont et aval dans les tableaux 20 et 21.

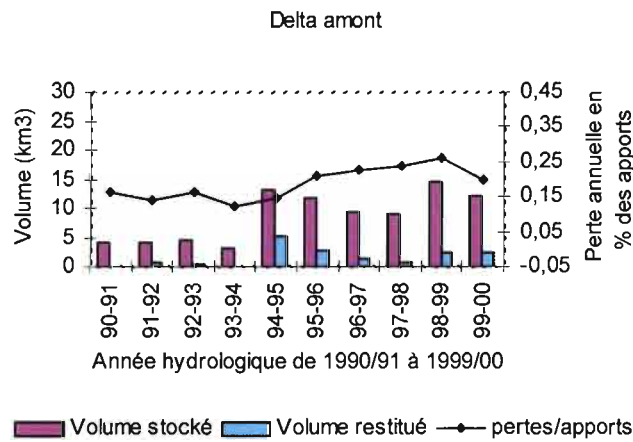
Tableau 20 Volumes stockés, restitués et pertes dans le Delta amont, période 1990-2000.

Année Hydrologique	Volume stocké		Volume restitué		Perte	
	Période	(Km ³)	Période	(Km ³)	(Km ³)	perte/volume stocké (%)
1990-1991	D13 à D33	4,1	D34 à D12	0,1	3,9	96
	1 ^{er} mai – 30 nov.		1 ^{er} déc – 30 avr.			
1991-1992	D13 à D34	4,3	D35 à D12	0,5	3,8	88
	1 ^{er} mai – 10 déc.		11déc – 30 avr.			
1992-1993	D13 à D33	4,3	D34 à D12	0,3	4,0	92
	1 ^{er} mai – 30 nov.		1 ^{er} déc – 30 avr.			
1993-1994	D13 à D35	3,0	D36 à D12	0,1	2,9	96
	1 ^{er} mai – 20 déc		21déc – 30 avr.			
1994-1995	D13 à D36	13,2	D37 à D12	5,2	8,0	60
	1 ^{er} mai – 31 déc		1 ^{er} jan – 30 avr.			
1995-1996	D13 à D34	11,8	D35 à D12	2,7	9,1	77
	1 ^{er} mai – 10 déc.		11déc – 30 avr.			
1996-1997	D13 à D34	9,4	D35 à D12	1,5	7,9	84
	1 ^{er} mai – 10 déc.		11déc – 30 avr			
1997-1998	D13 à D34	9,0	D35 à D12	0,6	8,4	94
	1 ^{er} mai – 10 déc.		11déc – 30 avr.			
1998-1999	D13 à D34	14,5	D35 à D12	2,5	11,9	82
	1 ^{er} mai – 10 déc.		11déc – 30 avr			

1999-2000	D13 à D35 1 ^{er} mai – 20 déc	12,1	D36 à D12 21 déc – 30 avr.	2,5	9,5	79
-----------	---	------	-------------------------------	-----	-----	----

Tableau 21 Volumes stockés, restitués et pertes dans le Delta aval, période 1990-2000

Année Hydrologique	Volume stocké		Volume restitué		Perte	
	Période	(Km ³)	Période	(Km ³)	(Km ³)	perte/volume stocké (%)
1990-1991	D13 à D33 1 ^{er} mai – 30 nov.	3,4	D34 à D12 1 ^{er} déc – 30 avr.	0,8	2,6	76
1991-1992	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	3,9	D35 à D12 11 déc – 30 avr.	1,0	2,9	74
1992-1993	D13 à D33 1 ^{er} mai – 30 nov.	3,2	D34 à D12 1 ^{er} déc – 30 avr.	0,7	2,5	77
1993-1994	D13 à D35 1 ^{er} mai – 20 déc	3,4	D36 à D12 21 déc – 30 avr.	0,8	2,7	77
1994-1995	D13 à D36 1 ^{er} mai – 31 déc	14,7	D37 à D12 1 ^{er} jan – 30 avr.	1,4	13,3	91
1995-1996	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	8,0	D35 à D12 11 déc – 30 avr.	1,1	6,9	87
1996-1997	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	4,7	D35 à D12 11 déc – 30 avr.	0,9	3,8	80
1997-1998	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	5,0	D35 à D12 11 déc – 30 avr.	1,0	4,0	80
1998-1999	D13 à D34 1 ^{er} mai – 10 déc.	7,4	D35 à D12 11 déc – 30 avr.	0,9	6,6	88
1999-2000	D13 à D35 1 ^{er} mai – 20 déc	9,6	D36 à D12 21 déc – 30 avr.	1,6	8,0	84



a)

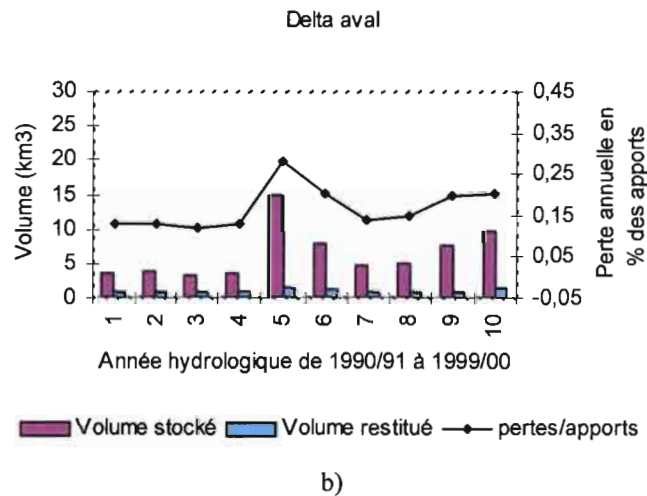


Figure 48 Comparaison de la variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et les taux de pertes par rapport aux apports dans le Delta amont a) et aval b) du Niger sur la période 1990-2000.

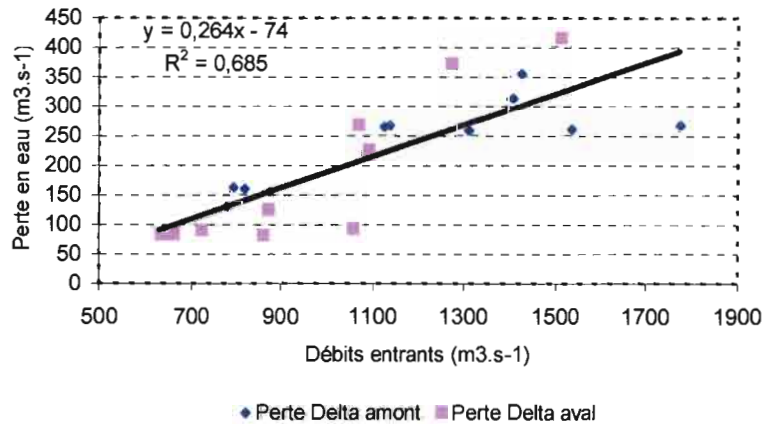


Figure 49 Relation entre pertes en eau dans le delta amont et aval et les débits entrants pour la période (1990-2000).

Enfin il apparaît que les pertes sur la période 1990-2000 (déficiente par rapport à l'ensemble de la série 1907-2000) ont été plus importantes dans le Delta amont qu'en aval sauf en 1994-95. Les pertes ont été nettement supérieures à partir de 1994-95 qu'avant dans les deux les zones du Delta. Par ailleurs les pertes sont globalement proportionnelles aux débits entrés. La figure 49 illustre cette relation avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0,68$ moins bonne que pour l'ensemble de la série du siècle.

Chapitre 4
Analyse et exploitation des données de
télédétection NOAA/AVHRR

Chapitre 4 Traitement des données de télédétection NOAA/AVHRR

4.1 Base physique de la télédétection

4.1.1 Le rayonnement électromagnétique

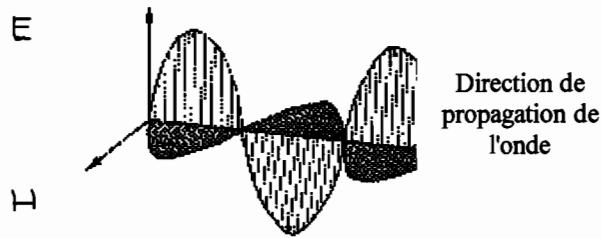
Le rayonnement électromagnétique peut être représenté par la propagation d'un champ Électrique, \vec{E} , et d'un champ magnétique, \vec{B} . Les champs électrique, \vec{E} , et magnétique, \vec{B} , sont orthogonaux entre eux et à la direction de propagation et leurs intensités varient simultanément (fig. 50). Dans le cas d'une onde plane monochromatique, solution la plus simple des équations de Maxwell, la valeur, ξ , du champ électrique (ou magnétique) varie de façon sinusoïdale :

$$\xi = \xi_0 \sin(\omega t - 2\pi z / \lambda) \quad (1-1)$$

ξ_0 : amplitude de l'onde (volt.m⁻¹ pour \vec{E} et Ampère. m⁻¹ pour \vec{B}).

ω : pulsation (radian/seconde : rs⁻¹).

λ : la longueur d'onde (mètre) est la distance minimale entre deux points de l'espace atteints par l'onde pour lesquels le champ électrique (ou magnétique), ξ retrouve la même valeur.



c : vitesse de propagation, elle vaut 3.10⁸m.s⁻¹ dans le vide.

z : distance sur la direction de propagation

Figure 50 Propagation de l'onde électromagnétique.

La fréquence, ν , correspond au nombre de vibrations par seconde (unité : Hertz (Hz)). Elle est liée à la pulsation et à la longueur d'onde par les relations suivantes :

$$\nu = \frac{\omega}{2\pi} \quad (1-2) \quad \nu = \frac{c}{\lambda} \quad (\omega t - 2\pi z / \lambda) \text{ est la phase de l'onde.}$$

Des noms particuliers sont associés à certains domaines de longueurs d'onde légèrement variables selon les sources.

visible 0.35 μm	Proche infrarouge 0.75 μm	1.5 μm	Moyen infrarouge			20 μm	Infrarouge lointain 1 mm
Visible (V) 0.4 μm	Near Infrared (NIR) 0.7 μm	Short Wave Infrared (SWIR) 1.1 μm	Mid Wave Infrared (MWIR) 2.5 μm	5 μm	Thermal Infrared (TIR) 8 μm	14 μm	Microw ave radar 1 mm 1 m

Une onde peut être polarisée ou non, c'est à dire que le vecteur \vec{E} peut prendre des directions privilégiées dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation.

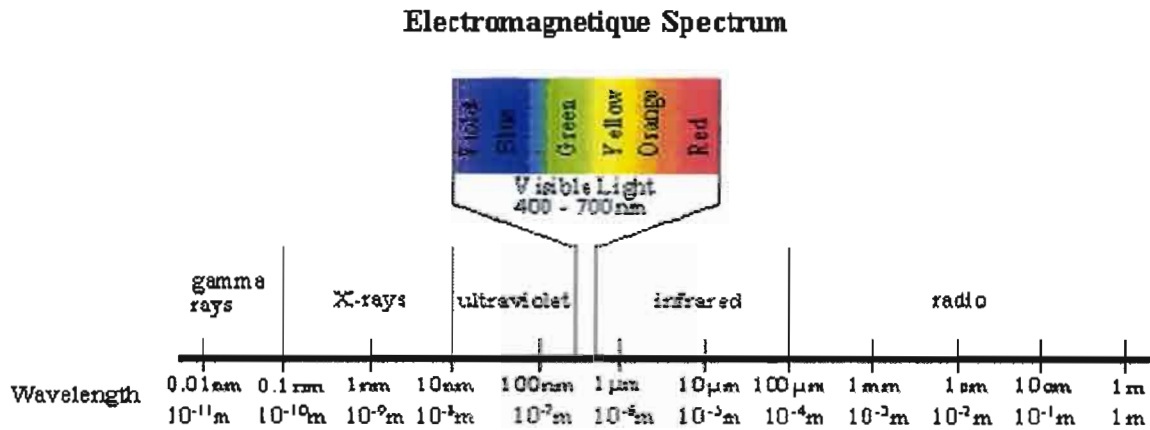


Figure 1 Le spectre électromagnétique.

4.1.2 Notion de radiométrie

4.1.2.1 Rappel : l'angle solide

Soit un élément de surface, $d\vec{s}$, vu d'un point O. R est la distance

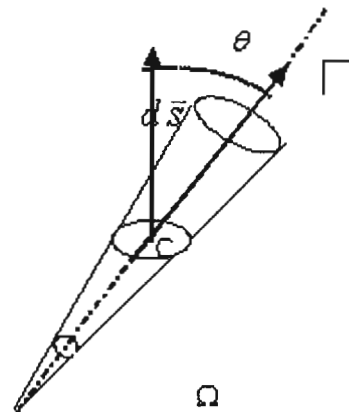
de O à C, le centre de $d\vec{s}$, et \vec{u} est le vecteur unitaire de OC ($OC = R\vec{u}$).

Par définition la surface $d\vec{s}$ est vue de O sous l'angle solide Ω :

$$\Omega = \frac{d\vec{s} \cdot \vec{u}}{R^2} = \frac{ds \cdot \cos(\theta)}{R^2} \quad (1)$$

Unité d'angle solide : stéradian (sr)

Figure 2 L'angle solide.



4.1.2.3 Quantités liées à la source

4.1.2.3.1 Puissance, W

C'est la quantité d'énergie, Q , émise par la source par unité de temps et dans toutes les directions :

$$W = dQ/dt \quad (2)$$

unités : Q en Joule (J), t en seconde, W en Watt (w)

4.1.2.3.2 Intensité d'une source ponctuelle, I

Puissance émise par la source dans l'angle solide $d\Omega$ (et donc dans une direction donnée) :

$$I(\theta, \phi) = dW / d\Omega \quad (3)$$

Unité : $\text{w} \cdot \text{sr}^{-1}$

Une source est isotrope si son intensité ne dépend pas de la direction.

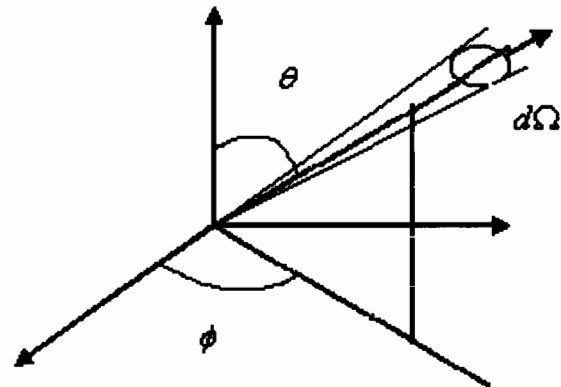


Figure 1 Intensité d'une source ponctuelle.

4.1.2.3.3 Luminance d'une source étendue, L

Puissance émise par unité d'angle solide et par unité de surface apparente :

$$L(\theta, \phi) = \frac{dW}{d\Sigma \cos(\theta) d\Omega} \quad \text{Unité : } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$$

(4)

Si la luminance est indépendante des angles θ et ϕ , la surface est dite Lambertienne.

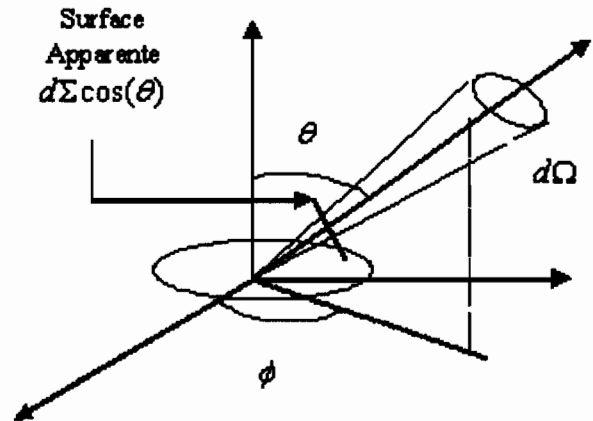


Figure 2 Intensité d'une source étendue.

4.1.2.3.4 Emittance, M

Puissance émise dans un hémisphère par unité de surface de la source :

$$M = dW / d\Sigma \quad \text{Unité : } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \quad (5)$$

Elle peut s'obtenir par intégration des luminances sur un hémisphère

$$M = \iint_{\text{hémisphère}} L(\theta, \phi) \cos(\theta) d\Omega \quad (6)$$

Si la source est Lambertienne,
$$M = L \iint_{\text{hémisphère}} \cos(\theta) d\Omega = \pi L \quad (7)$$

Rq : de (1) on tire $d\Omega = \sin(\theta).d\theta.d\phi$

4.1.2.4 Quantités liées au récepteur

4.1.2.4.1 Éclairement, E

Puissance reçue par unité de surface du récepteur

$$E = dW / d\Sigma \quad \text{unité : } W.m^{-2}$$

Dans la nature tous les rayonnements électromagnétiques sont la superposition d'ondes monochromatiques de fréquences différentes. Les quantités précédemment définies peuvent être complétées du qualificatif " spectral(e)" pour indiquer qu'elles correspondent à un intervalle spectral étroit. On parlera alors de :

Puissance spectrale : W_λ ,

Intensité spectrale : I_λ ,

Luminance spectrale : L_λ ,

Éclairement spectral : E_λ, \dots

4.1.3 Production des données électromagnétiques

4.1.3.1 Émission Thermique : le corps noir

Tout corps ayant une température différente du zéro absolu (0°k) émet un rayonnement. L'origine de cette émission réside dans l'agitation thermique des particules (électron, ions,...) essentiellement des molécules dans le domaine de l'IR thermique. On définit l'émission thermique des corps naturels par référence à l'émission du corps noir, émetteur idéal, pour lequel la luminance spectrale $B_\lambda(T)$ due à l'émission thermique n'est fonction que de sa température T . De part le caractère directionnel des radiomètres utilisés en

télétection, les formulations en luminance⁷ sont préférables aux formulations en exitance⁸. La luminance spectrale du corps noir est donnée par la loi de Planck :

$$L_\nu = \frac{2h\nu^3}{c^2(e^{[h\nu/kT]} - 1)} \quad (3-1), \quad L_\lambda = L_\nu \frac{\nu^2}{c} = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{[hc/\lambda kT]} - 1)} \quad (3-2)$$

$$\text{Unité : W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{Hz}^{-1}$$

$$\text{Unité : W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{m}^{-1}$$

Avec :

h : constante de Planck (6.626 10⁻³⁴J.s)

λ : longueur d'onde en mètre

k : constante de Boltzmann (1.380 10⁻²³ J.K⁻¹)

ν : fréquence en hertz (Hz)

c : vitesse de la lumière (3. 10⁸m.s⁻¹)

T : température en Kelvin (K)

Un corps noir est lambertien. Son émittance est :

$$M_\lambda = \pi L_\lambda \quad (3-3), \quad M_\lambda = \frac{C_1}{\lambda^5 [e^{C_2/(\lambda T)} - 1]} \quad (3-4)$$

$$C_1 = 3.74151 \times 10^8 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^4,$$

$$C_2 = 1.43879 \times 10^4 \mu\text{m.K}.$$

L'émittance totale M , émise par un corps noir à la température T , toutes longueurs d'onde confondues, s'obtient par intégration de la loi de Planck et s'exprime par la loi de Stéphan :

$$M = \int_0^\infty M_\lambda d\lambda = \sigma T^4 \quad (3-5)$$

où $\sigma = 5.670 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^4$ est la constante de Stéphan

La longueur d'onde λ_{\max} qui correspond à la luminance maximum est obtenue, par la loi de Wien, en dérivant la loi de Planck par rapport à la rapport à la longueur d'onde.

$$\lambda_{\max} = 2898 / T$$

⁷ La luminance d'une source non ponctuelle, dans une direction déterminée, est le quotient de son intensité dans cette direction par sa surface apparente. Son unité est le candela (1/683 watt par stéradian) par mètre carré (Cd/m²).

⁸ L'exitance d'une source correspond au flux global émis par l'ensemble de ses points, rapportés à sa surface réelle. Son unité est le lumen par mètre carré (lm/m²).

La courbe joignant les maxima (figure 55) correspond à la loi de Wien.

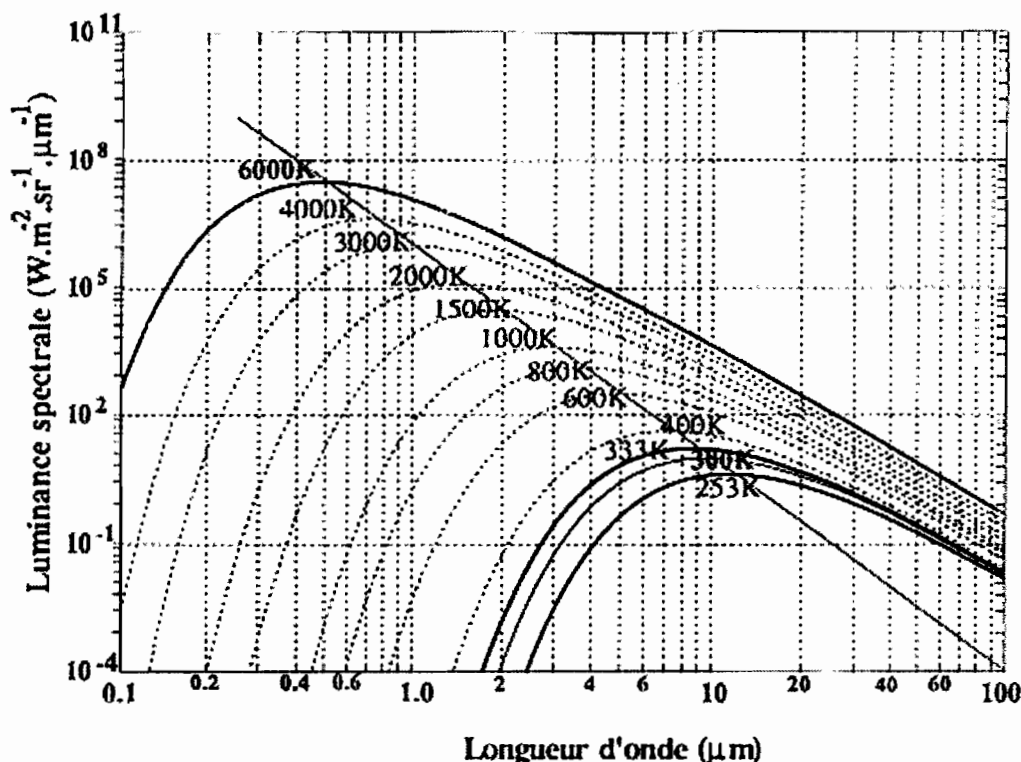


Figure 51 Luminance spectrale du corps noir à diverses températures (échelle log log) la ligne droite passant par les maxima correspond à la loi de Wien.

4.1.3.2 Émission Thermique des corps naturels

Le concept de corps noir est un concept théorique. Dans la réalité les corps naturels assimilés à des corps gris ne font que s'approcher du comportement du corps noir. Leur émission est moindre et leur luminance spectrale $L_{\lambda}(T, \theta)$ dans la direction θ est inférieure à celle du corps noir $L^{\circ}_{\lambda}(T)$ à la même température T . Pour prendre en compte cette différence d'émission on introduit un coefficient, l'émissivité, qui est égal à 1 pour un corps noir.

L'émissivité spectrale d'un corps naturel $\varepsilon_{\lambda}(\theta)$ dans la direction θ est le rapport de sa luminance à celle du corps noir ayant la même température.

$$\varepsilon_{\lambda}(\theta, \phi) = L_{\lambda}(T, \theta) / L^{\circ}_{\lambda}(T) \quad (3-6)$$

Aux environs de $10 \mu m$, l'émissivité des surfaces terrestres varie couramment entre 0.92 (zones désertiques) et 0.99 (surfaces marines). On considère le plus souvent une émissivité moyenne, intégrée sur le domaine de longueurs d'onde considérées, soit :

$$\varepsilon(\theta) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_{\lambda}(\theta, T) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_{\lambda}^o(T) d\lambda} \quad (3-7)$$

L'émissivité des corps naturels est pratiquement indépendante de leur température.

4.1.3.3 La température de brillance dans l'IR thermique

On définit la **température de brillance** T_B d'une surface, appelée également "température radiative apparente", comme la température du corps noir délivrant la même luminance que la surface considérée, soit T_B définie par :

$$L_{\lambda}^o(T_B) = L_{\lambda}(T) = \varepsilon_{\lambda} L_{\lambda}^o(T) \quad (3-8)$$

$$\sigma T_B^4 = \varepsilon \sigma T^4 \quad (3-9)$$

En télédétection la température de brillance est une grandeur directionnelle. On montre que pour le canal i d'un radiomètre ayant une sensibilité spectrale comprise entre λ_i et $\lambda_i + \Delta\lambda_i$,

On peut représenter avec une bonne précision la loi de Planck par une fonction puissance de la température, de la forme:

$$M_i(T) = \alpha_i T^{n_i} \quad (3-10)$$

où les paramètres α_i et n_i sont fonction, selon Becker & Li (1990), de la sensibilité du radiomètre considéré, mais aussi de la gamme de température des surfaces observées. Cette formulation est analogue à la loi de Stefan Boltzmann (puissance quatrième de la température) avec des valeurs n_i différentes de 4. Compte tenu de cette approximation de la loi de Planck et de la définition de la température de brillance T_B , on pourra également écrire :

$$T_B^{n_i} = \varepsilon_i T^{n_i} \quad (3-11)$$

où ε_i est l'émissivité moyenne dans le canal i

Le tableau 22 indique des valeurs de n_i appliquées au capteur AVHRR embarqués sur les satellites NOAA pour des températures de surface comprises entre 285K et 325K. Pour les canaux situés entre 10 et 12 μm , c'est à dire proches du maximum d'émission des surfaces naturelles, la puissance n_i est proche de 4.

Tableau 22 Valeurs des puissances utilisées dans l'approximation de la loi de Planck, appliquée au capteur AVHRR des satellites NOAA (d'après Becker & Li, 1990).

canal	$\lambda_i (\mu m)$	n_i
3	3.733	12.597
4	10.746	4.445
5	11.79	4.075

4.1.3.4 Emission par réflexion

4.1.3.4.1 Réflectance bidirectionnelle spectrale

La réflectance bidirectionnelle, $\rho_\lambda(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v)$ est le rapport entre la luminance réfléchie, $L_\lambda(\theta_v, \phi_v)$ dans une direction donnée et l'éclairement, $E_\lambda(\theta_s, \phi_s)$, provenant de la source

$$\rho_\lambda(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) = \pi \frac{L_\lambda(\theta_v, \phi_v)}{E_\lambda(\theta_s, \phi_s)}$$

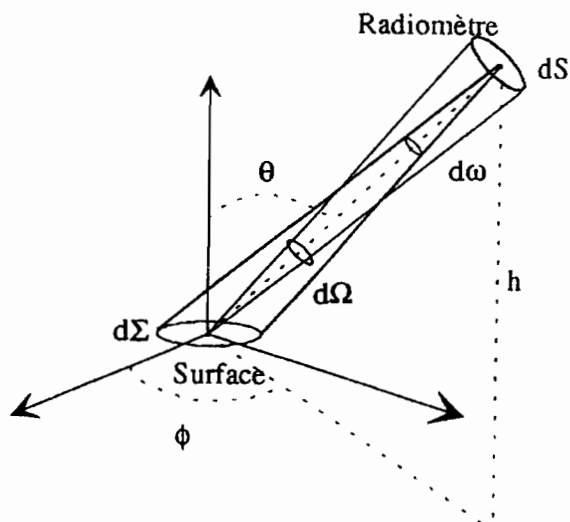


Figure 52 Réflectance bidirectionnelle spectrale.

Le facteur π est un facteur de normalisation : pour une surface parfaitement réfléchissante et lambertienne, la réflectance bidirectionnelle vaut 1.

4.1.3.4.2 Albédo

L'albédo, A, est le rapport de la puissance réémise par une surface à la puissance incidente.

Si la source est de faible étendue (soleil) :

$$A(\theta_s, \phi_s) = \frac{1}{\pi} \frac{\int_0^\infty \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_\lambda(\theta_v, \phi_v) \cos(\theta_v) \sin(\theta_v) d\theta_v d\phi_v d\lambda}{E(\theta_s, \phi_s)}$$

Pour une source monochromatique

$$A(\theta_s, \phi_s) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \rho_\lambda(\theta_v, \phi_v, \theta_s, \phi_s) \cos(\theta_v) \sin(\theta_v) d\theta_v d\phi_v$$

4.2 Le satellite NOAA/AVHRR

Nous rappelons qu'une étape importante de notre étude est de mettre au point des méthodes permettant de cartographier les objets thématiques, en milieu inondé du delta intérieur du Niger au Mali, à partir des images du satellite NOAA/AVHRR. Il est donc important de faire un rappel historique et les principales caractéristiques de l'imagerie et des capteurs de ce satellite.

La NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) gère plusieurs sortes de satellites utiles pour la météorologie et pour d'autres applications. Ces satellites font partie de la série TIROS (Television and InfraRed Observations Satellite) lancés au début des années 1960. NOAA1 (TIROS-M) a été lancé le 11 décembre 1970. Le dernier lancement de la série NOAA16 date du 21 septembre 2000. NOAA 11 et NOAA 14 dont les données sont utilisées dans notre étude ont été lancés respectivement le 24 septembre 1988 et le 20 décembre 1994.

Ces satellites sont placés sur une orbite polaire héliosynchrone entre 830 à 870 km d'altitude. Actuellement, le satellite NOAA 14 évolue sur une orbite inclinée à 99 degrés par rapport au plan équatorial. Ces satellites passent toujours au dessus du même point de la terre environ à la même heure solaire. Cela présente l'avantage de collecter des données dans des conditions d'illumination solaire presque similaires. La période orbitale, durée nécessaire pour accomplir un tour complet du globe terrestre est de 102 mm, si bien qu'il survole l'équateur au moins 14 fois par jour, en passages ascendant et descendant. Le temps nécessaire pour revisiter une zone située à la verticale du satellite (nadir) ou cycle orbital est égal à 9 jours. Les paramètres de vol du satellite et les caractéristiques du capteur à bord permettent de visiter sous différents angles une même surface en un intervalle de temps d'une journée près.

4.2.1 Système d'acquisition des images NOAA/VHRR

Le Centre Régional varient (CRA) est équipé depuis 1989 d'une station NOAA/HRPT de réception des images. La station est composée d'une antenne de détection des satellites NOAA/AVHRR et une unité de réception des données. L'antenne détecte automatiquement les satellites de type polaire (NOAA et autres) dans un champ défini par son élévation d'un horizon à un autre (0-180°) et son azimut (0-360°). La vitesse zénithal et azimutal de l'antenne est 3°/sec et 6° /sec respectivement. Les enregistrements s'effectuent à des heures variables de l'après midi pour NOAA14, le matin et soir pour NOAA15.

Les images enregistrées sous format brut sont renvoyées à travers le réseau local sur des stations de travail où s'effectuent l'archivage sur des CD-ROM et les différents travaux de pré-traitement et de synthèse du NDVI décadaire. Ces derniers produits sont destinés aux différentes études thématiques menées au Centre Régional varient et ailleurs.

4.2.2 Caractéristiques du capteur et des données NOAA/AVHRR

Plusieurs capteurs sont embarqués à bord du satellite NOAA 14. Les principaux sont :

- AVHRR/2 (Advanced Very High Resolution Radiometer) ;
- HIRS (High-resolution Infrared Radiation Sounder) ;
- MSU (Microwave Sounding Unit) ;
- SSU (Stratospheric sounding Unit) ;

Les 3 derniers capteurs sont dédiés plus particulièrement à l'étude de profils de vapeur d'eau, de température, et de la composition chimique de l'atmosphère (ex : contenu total en ozone de l'atmosphère).

Le capteur AVHRR/2, dont les données sont utilisées dans la présente étude, est un radiomètre à balayage continu à très haute résolution. Il est caractérisé par un champ d'observation très large de l'ordre de 2700 Km, correspondant à un angle total de balayage de 112 degrés s'effectuant à la cadence de 6 lignes par seconde. Il permet une restitution des images de la surface terrestre avec des détails de l'ordre de 1 à 4 km (1,1 km au nadir). La détection des rayonnements électromagnétiques, réfléchis et/ou émis par la surface de la terre, transmis et diffusés par l'atmosphère, s'effectue dans 5 bandes spectrales: le visible (canal1), le proche infrarouge (canal2), l'infrarouge moyen (canal 3) et l'infrarouge thermique (canaux 4 et 5). Les réponses spectrales des différents détecteurs sont données dans la figure 58.

Les caractéristiques de navigation du satellite NOAA, les bandes spectrales du capteur AVHRR/2 et les applications sont données dans les tableaux 23 et 24.

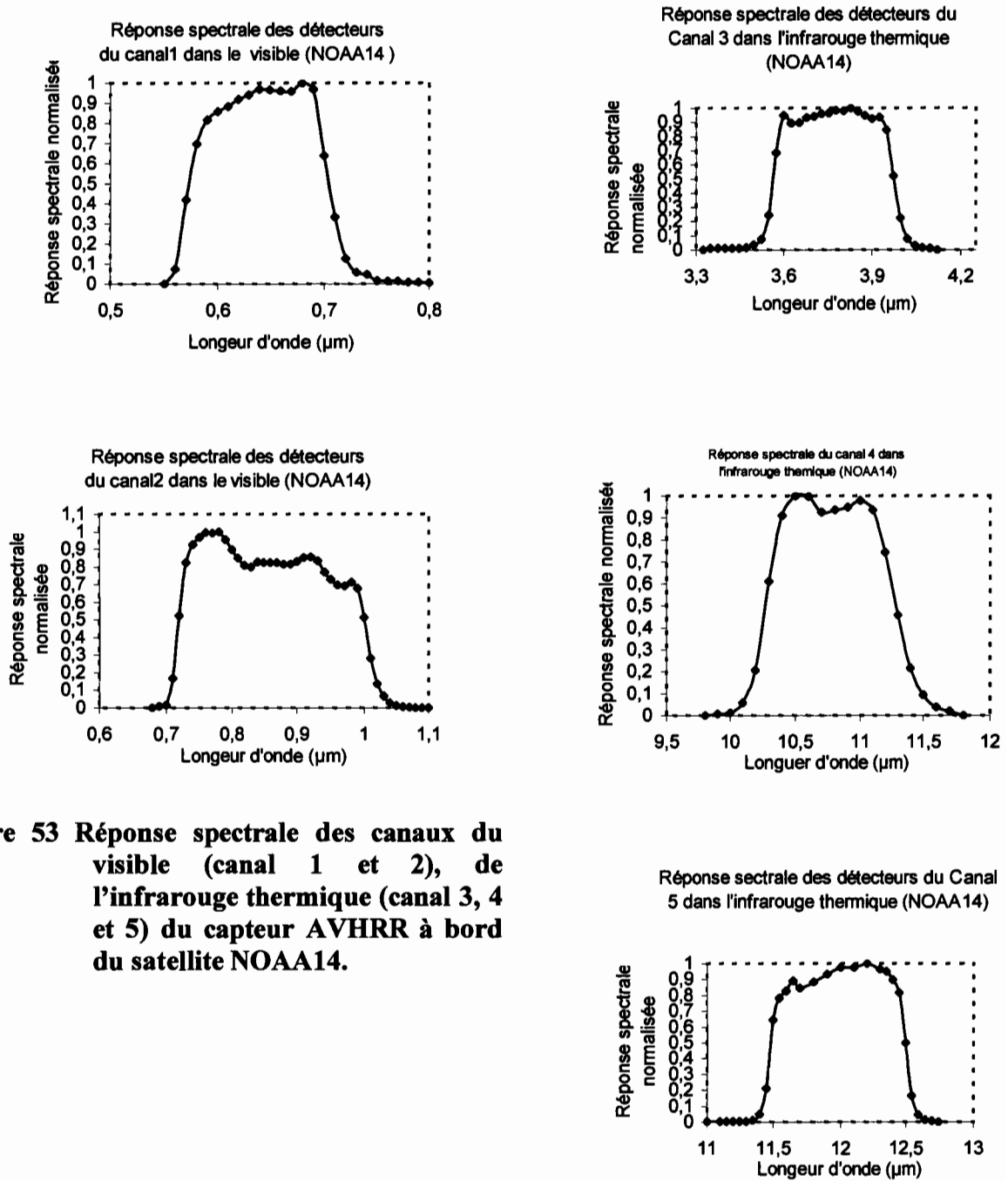


Figure 53 Réponse spectrale des canaux du visible (canal 1 et 2), de l'infrarouge thermique (canal 3, 4 et 5) du capteur AVHRR à bord du satellite NOAA14.

Tableau 23 Caractéristiques du satellite NOAA 14 et du Capteur AVHRR/2.

Désignation	Quantité
Cycle orbital:	9 jours
Période orbitale :	102 mm
Altitude :	833 km
Heure de passage équatoriale (temps universel)	
en mode ascendant	14 h 30
en mode descendant	2 h 30
Angle de balayage :	+ - 56 degrés
Trace au sol :	2 700 km
Résolution au sol :	1.1 km au nadir à 3.5 km aux bords

Tableau 24 Caractéristiques des bandes spectrales du Capteur AVHRR/2.

Canaux	Domaine spectral (μm)	Résolution spatiale
Canal 1	0.58 - 0.68 (visible : rouge)	1,1 km
Canal 2	0.73 - 1.1 (proche IR)	1,1 km
Canal 3	3.55 - 3.93 (IR moyen)	1,1 km
Canal 4	10.3 - 11.3 (IR thermique)	1,1 km
Canal 5	11.5 - 12.5 (IR thermique)	1,1 km

Une image NOAA est une collection de mesures radiométriques ponctuelles appelées pixels (1.1 x 1.1 km au nadir). Les pixels sont rangés par lignes. Chaque pixel est obtenu point par point, d'est en Ouest⁹, par balayage du disque terrestre par le radiomètre entraîné dans le déplacement d'ensemble du satellite. Les données peuvent être retransmises directement au sol et visionnées tout de suite après qu'elles aient été captées, ou elles peuvent être enregistrées à bord du satellite pour être retransmises et traitées plus tard. Le tableau suivant décrit les différents formats de données et leurs caractéristiques.

Ainsi les données AVHRR codées sur 10 bits se distinguent, par leur résolution et leur mode de transmission, en différents formats :

- les données LAC (*Local Area Coverage*) sont stockées par programmation à partir des stations des Etats-Unis sur des enregistreurs de bord afin de pouvoir être transmises lors de passage en "vue" d'une station de réception. Leur résolution est de 1.1 km au nadir.

- les données HRPT (*High Resolution Picture Transmission*) d'une résolution 1.1 km au nadir, sont transmises en temps réel vers les stations de réception dont celle d'AGRYHMET. Le temps de passage au dessus de stations (d'un horizon à l'autre) limite la longueur des données HRPT à 3740 lignes (cas de variant) soit une longueur d'environ 4000 km (36° de latitude).

⁹ En phase descendante (du Nord au Sud)

- les données APT (*Automatic Picture Transmission*) de résolution faible (4km) sont transmises directement.

-les données GAC (*Global Area Coverage*), échantillonnées en temps réel à bord du satellite sont d'une résolution assez dégradée. La moyenne de chaque groupe de quatre pixels sur cinq le long de chaque troisième ligne de balayage est produite. La résolution spatiale réelle est de 1.1km sur 4 km avec une lacune de 3 km entre pixels perpendiculairement à la ligne de balayage. Cependant elle est généralement considérée comme étant égale à 4 km. Le tableau 25 décrit les différents formats de données et leurs caractéristiques.

Tableau 25 Format des données AVHRR/2.

Format	Résolution spatiale	Transmission et traitement
LAC	1,1 km	données choisies à pleine résolution d'une région locale provenant de données enregistrées
HRPT	1,1 km	transmission directe et affichage à pleine résolution
APT	4 km	transmission directe et affichage à faible résolution
GAC	4 km	image à faible résolution de données enregistrées

Les images AVHRR sont affectées de code d'identification définissant le type capteur, le format, le numéro du satellite et la période d'acquisition comme suite :

AH14120599142537

A	capteur (AVHRR)
H	Format (HRPT, LAC, GAC)
14	Numéro du Satellite (09, 10, 11, 12, 13, 14, 15)
12	Mois d'acquisition
05	Jour d'acquisition
99	Année d'acquisition
14	Heure d'acquisition
25	Minute d'acquisition
37	Second d'acquisition

4.3 Aperçu du prétraitement des images NOAA/AVHRR

Les images à l'état initial ou brut ne sont pas directement exploitables. Elles sont soumises au préalable à une série de traitements appelés prétraitements. L'examen de la qualité des images nous aiderons à comprendre les raisons qui justifient ce travail en amont.

4.3.1 Qualité des images

Dans les applications terrestres la télédétection se propose de mesurer avec une bonne précision le rayonnement réfléchi et/ou émis par les objets terrestres (ex : sols, eau, végétation etc....). Malheureusement des erreurs peuvent entacher les données à différents niveaux du

processus de la mesure. Elles peuvent être liées au mauvais fonctionnement des détecteurs (panne, dérive) ou à une défaillance de leur calibrage (Teillet, 1986). D'autre part l'interaction du rayonnement incident, réfléchi et/ou émis avec la couche atmosphérique peut par absorption gazeuse et diffusion moléculaire atténuer le signal renvoyé vers le capteur. L'impact de ces différentes sources apparaît sous formes de bruits connus sous le nom de déformation radiométriques.

Entre la scène observée par les capteurs du satellite et l'image brute reçue aux stations de réception des déformations géométriques apparaissent. Leurs origines sont diverses. En premier lieu notons que l'instabilité du vecteur suite aux variations d'attitude (roulis tangage, lacet), d'altitude et de vitesse entraîne une dérive par rapport à l'orbite théorique du satellite (fig. 59 et 60). Un second type de déformation est une conséquence directe de la rotondité et du relief de la terre. Le passage de la réalité tridimensionnelle de la zone observée à la réalité bidimensionnelle de l'image induit des distorsions géométriques.

D'autre part le capteur AVHRR/2 est un radiomètre à balayage à champ de vision instantané constant. Il en résulte des déformations dites panoramiques marquées le long des lignes (est-Ouest) par une variation de la taille effective du pixel qui atteint sur les bords 2.89 fois la taille observée au nadir. Cet effet couplé à celui de la courbure de la terre fait apparaître (Richards & Jia 1999) dans la direction du balayage sur les bords des pixels 4.94 fois plus grand qu'au nadir.

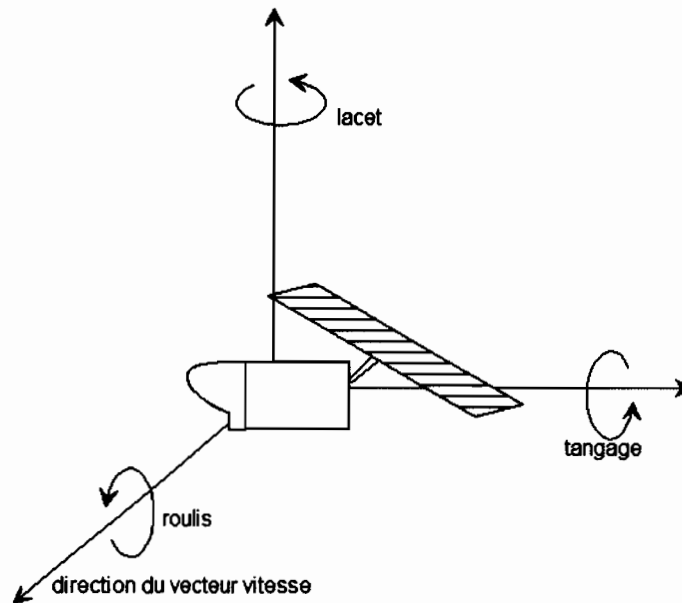


Figure 54 Mouvement du satellite sur son orbite: tangage, roulis, lacet.

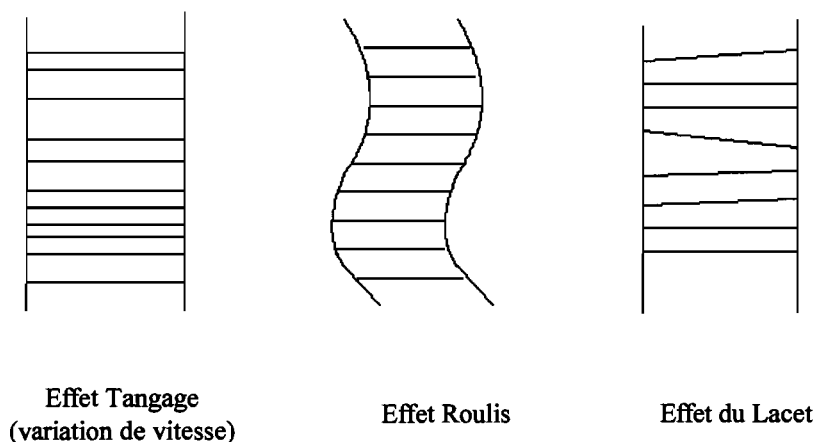


Figure 55 Effets de l'attitude du satellite sur la géométrie de l'image.

Avant d'utiliser les images il convient de corriger les erreurs en minimisant les différentes déformations. La nature des corrections et la précision recherchée sont conditionnées par l'objectif fixé. Ainsi les études relatives à l'extraction des paramètres biophysiques (biomasse, production primaire net, température, chlorophylle et matières en suspensions dans l'eau, etc...) nécessitent la majeure partie des corrections et de façon plus poussées. En revanche dans la plus part des études d'occupation des sols certaines corrections, telles celles relatives aux effet atmosphériques, peuvent être ignorées. En effet l'importance relative des signatures, des sols, eau, végétation et du milieu urbain, peu affectées par l'atténuation atmosphérique permet une assez bonne différenciation thématique de la couverture terrestre. L'ensemble des opérations de corrections radiométriques et géométriques, permettant de passer des mesures brutes transmises par le satellite aux mesures corrigées et étalonnées utilisables pour l'interprétation scientifique, constitue le prétraitement

Avant de passer aux opérations de prétraitement proprement dites nous avons procédé aux tries des images en écartant les plus affectées selon des critères préétablis.

4.3.2 Sélection des images

La cartographie des surfaces en eau libre, de la végétation inondée et des sols exondés couverts ou nus en zone inondable dans le DIN constitue une des phases importantes de notre étude. L'essentiel du processus de crue et décrue du DIN se tient entre les mois de juillet et janvier marqués par la présence d'importantes couvertures nuageuses limitant fortement les possibilités d'extraction à partir des images d'informations associées à la couverture terrestre. Une même scène présente, selon les raisons évoquées au début de ce chapitre une résolution spatiale variable. A ces lacunes s'ajoute une périodicité de retour, de 9 jours sur une trace donnée. Afin d'améliorer la qualité des résultats attendus tributaires des données initiales nous avons procédé à un tri des images à partir des quick look (images de résolution dégradée). Sur près de 2829 images archivées (les images enregistrées par la station du CRA pendant le survol par NOAA de la zone sahélienne) entre 1990 et 1998, 1584 (56%) images couvrent la zone d'étude. Ces dernières ont été soumises aux deux critères suivants (fig.60) :

- l'absence ou très peu de couverture nuageuse, de façon à bien distinguer les différentes unités spatiales ;

- la position de la zone d'étude dans le 1/3 central de la scène. Cette partie de la scène comprend le nadir et son voisinage immédiat avec une résolution de 1 km).

En moyenne 15% (199) des images couvrant le Delta Intérieur du Niger soit environ 8% des images acquises quotidiennement durant la période 1990-98 répondent aux critères de choix établis (figure 61 et 62).

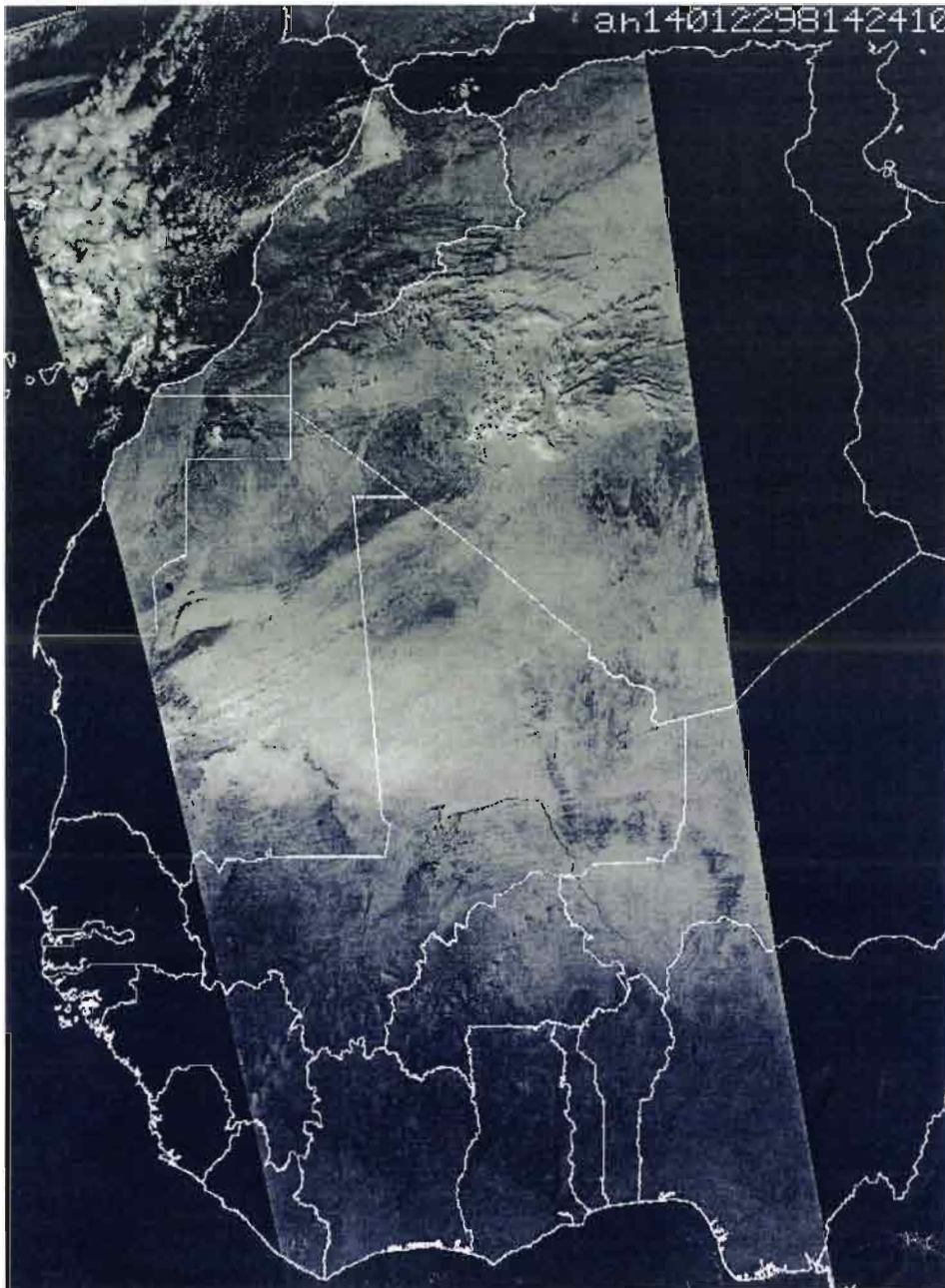


Figure 56 L'image du 22 janvier 1998 enregistrée à 14h 24mm 10 s (Quick look) répondant aux critères de choix définis.

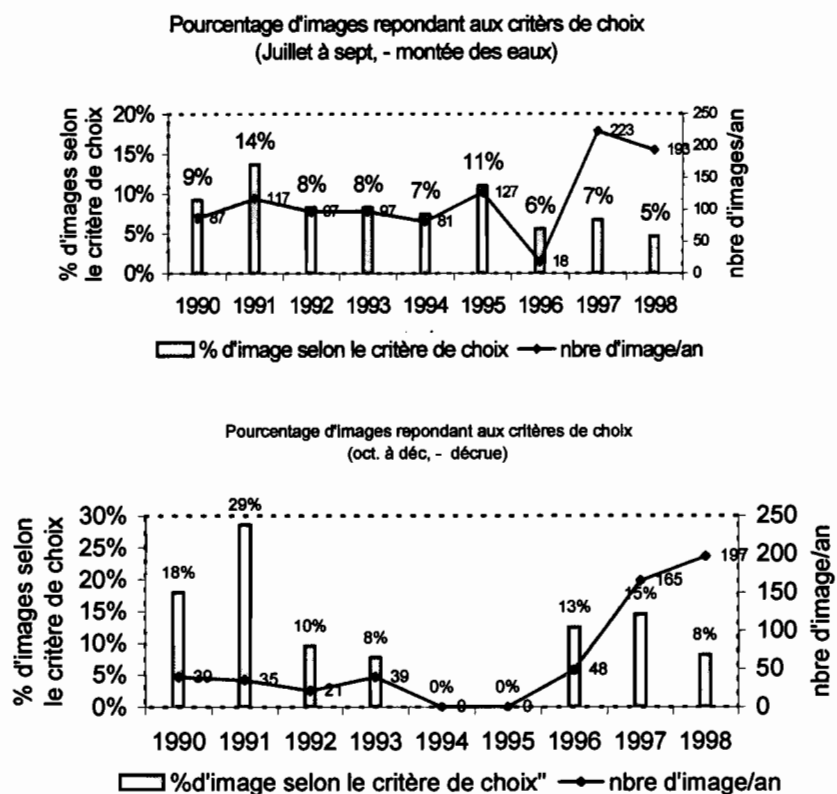


Figure 57 Pourcentage d'images retenues sur la période 1990-98 selon l'absence de nuages et la position de la zone d'étude au tiers central de la scène (voisinage du nadir).

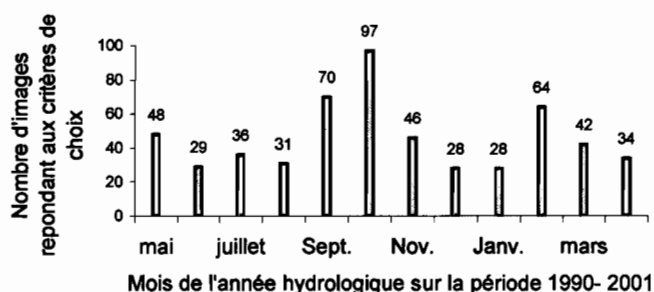


Figure 58 Nombre d'images retenues par année hydrologique et par mois sur la période 1990-2000.

4.3.3 Prétraitement des images NOAA/AVHRR

Les données brutes au format 10 bits sont soumises à différentes procédures de traitement. Le logiciel utilisé est LAS7.2 (Land Analysis System) développé par le EROS

(Earth Resources Observation System) Data Center (USGS). Les données brutes sont renommées au cours d'une première procédure de lecture. Durant une seconde procédure relativement longue, les coordonnées de référence de la zone d'étude sont extraites suivi de l'élimination des éventuelles mauvaises lignes de l'image. L'image renommée est convertie en format LAS en appliquant la fenêtre de la zone d'étude (naf : Nord de l'Afrique). Trois images d'angle sont créées à partir du System d'Acquisition et de Traitement des données AVHRR (ADAPS : AVHRR Data Acquisition and Processing System). Ce sont les images zénithale satellitaire, zénithale solaire et la différence absolue des angles azimutaux satellitaire et solaire. Les coordonnées des coins de l'image sont calculées et converties en degrés décimaux.

La phase de calibration est conduite en deux étapes. Les bandes 1 et 2 sont calibrées en format de 16 bits suivi de la création de leur Différence Normalisée (ND) format de 8 bits. La deuxième étape de la calibration concerne l'ensemble des 5 bandes avec une précision de 8 bits. Le détail des différentes procédures de calibration est donné en annexe 4.

L'image est rectifiée avec création de fichier grille. Une bande est rectifiée par rapport à l'image de référence en utilisant la grille. Pour les autres bandes de l'image, la ND et l'image des trois angles, la technique de rectification image-à-image est mise en œuvre. A la fin du processus est créée une image comprenant 9 bandes.

Le nombre d'images traitées selon l'année et le mois est indiqué dans le tableau 26. Les opérations de prétraitement menées dans le cadre de notre étude ont été réalisées au CRA de Niamey. Les problèmes rencontrés durant cette phase de prétraitement sont surtout liés à la qualité médiocre de certaines images 14% du lot sélectionné.

Tableau 26 Nombres d'images prétraitées.

	mai	juin	Juil.	août	Sept.	Oct.	Nov.	dec.	Janv.	Fév.	mars	avril	total
2000	3	1		1					1	2		1	9
1999	1	2	1	0	1	1	5	1	4	3	5	1	25
1998	4	0	1	2	3	5	4	3	3	4	1	6	36
1997	6	2	1	1	7	8	9	5					39
1996	3	1	1						3	5	4	0	17
1995			4	2	8	10							24
1994			3	2	1	0							6
1993	4	3	2	3	5	2							19
1992	1	4	3	2	3	2							15
1991	1	3	4	4	8	10							30
1990			1	1	4	7							13
total	23	16	21	18	40	45	18	9	11	14	10	2	233

Chapitre 5
Discrimination et Cartographie des Surfaces
inondées dans le Delta

Chapitre 5 Discrimination et cartographie des surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger à partir des données NOAA/AVHRR

La zone inondée comporte des surfaces en eau libre et des surfaces colonisées par une végétation très variée dominée par des formations herbacées. L'objectif de ce chapitre consiste à développer des outils ou indices permettant de discriminer les surfaces en eau libre, la végétation inondée et les zones exondées (sols nus ou couverts de végétations). Ces dernières sont regroupées sous le terme d'objets géographiques dans la suite du texte. L'application des indices, construits à partir des signatures spectrales des objets, sur les images NOAA/AVHRR devrait permettre de déterminer les différentes surfaces visées.

5.1 Discrimination des objets géographiques dans le Delta

De nombreuses méthodes de délimitation des surfaces en eau libre ou de l'amélioration de leur mise en évidence sur les images satellitales ont été développées dans les différents domaines réflectifs, thermiques (optique) et des micro-ondes passives et actives (radar). A cause de sa sensibilité à la présence de l'eau (forte constante diélectrique) et de sa capacité opérationnelle en présence des nuages le radar est utilisée dans la cartographie des zones humides ou inondées (Suzanne *et al.*, 1994 ; Hess *et al.*, 1990, 1995 ; Morley *et al.*, 1996 ; Guilloux, 1996 ; Jin, 1999 ; Van De Giesen, 2001 ; Prigent *et al.*, 2001 ; Otlé *et al.*, 2003). Les méthodes utilisées en optique font appel soit à une seule bande (White, 1978 ; Bied-Charreton *et al.* 1978 ; Blank, 1993) ou une composition fausse couleur analogique (Sharma *et al.*, 1996), soit à deux ou plusieurs bandes (Mcfeeters, 1996 ; Verdin, 1996 ; Silva & Verdin, 1997 ; Liu *et al.*, 2002). Différentes approches sont utilisées par les chercheurs : l'analyse visuelle (Sharma *et al.* 1996), couplée à l'analyse spectrale (Thiam & Ovtracht, 1998).

La méthode de seuillage appliquée à l'histogramme (Harris & Mason, 1989 ; Guilloux, 1996 ; Verdin, 1996 ; Silva & Verdin, 1997 ; Jin, 1999), permet de fixer les limites de la surface inondée (fig.63b) mais de façon subjective (Mcfeeters, 1996). La fenêtre du Delta amont, inondée environ à 50 % (fig.63a), extraite à partir de la bande infrarouge thermique b5 (11.5 – 12.5 μm) présente un histogramme bimodal. L'eau présente, grâce à sa forte émissivité ($>0,95$), dans le thermique un comportement spectral proche de celui du corps noir : elle absorbe (et transmet) une grande partie de l'énergie dans le visible et le proche infrarouge, en revanche dans le thermique elle réémet la quasi-totalité de l'énergie reçue (Robin, 2002). Elle apparaît donc plutôt froide le jour (cas de cette étude) sur une image thermique et chaude la nuit, relativement aux sols. Les eaux apparaissant en noir et les sols exondés couverts ou nus en blanc voire grisâtre donnent des comptes numériques (CN) respectivement faibles (mode gauche) et forts (mode droite) (fig.63c). Le passage entre les deux modes est matérialisé par des CN intermédiaires dont le rattachement à l'une des deux

parties relève du bon sens ou de la connaissance du terrain de l'interpréteur (Mcfeeters, 1996). La surface inondée peut être sous-estimée ou surestimée selon la méthode de prise en compte de la zone intermédiaire. L'incertitude peut être limitée en affectant la moitié des pixels de la zone intermédiaire aux pixels en eau (Puech & Delle, 1993 ; Puech, 1995) ou en calculant des seuils tenant compte de la valeur moyenne de CN de l'eau et les objets voisins (Liu *et al.*, 2002). La méthode de seuillage s'applique généralement sur une seule bande ce qui ne permet pas d'intégrer de façon efficace l'apport des autres bandes.

Afin de tirer avantage des différences de signatures spectrales des objets, dans les autres domaines du spectre électromagnétique, les chercheurs ont développé des approches multispectrales basées sur la combinaison des bandes ou les ratios. Ces méthodes permettent une interprétation visuelle et/ou analyse spectrale d'une composition colorée (Thiam & Ovtracht, 1998) ou d'un pseudo canal issue du rapport des bandes originales de l'image satellitaire (Rigal, 1989 ; Wald, 1990 ; Mcfeeters, 1996 ; Xiao *et al.*, 2002).

Les rapports de canaux ou indices spectraux (néo-canaux) (Jackson, 1983) utilisés dans l'identification des surfaces d'eau comportent deux groupes : le NDVI (Normalised Difference Vegetation Index) et le NDWI (Normalized Difference Water Index). Leur principe repose respectivement sur le fait que l'eau, contrairement à la végétation, réfléchit beaucoup dans les bandes verte (V) et rouge (R) et absorbe de l'énergie dans la bande proche infrarouge (PIR). Ces indices sont calculés comme suite : $NDVI = \frac{PIR - R}{PIR + R}$ et

$NDWI = \frac{V - R}{V + R}$ (Mcfeeters, 1996) ou $NDWI_{VGT} = \frac{B3 - MIR}{B3 + MIR}$ (Xiao *et al.* 2002) avec B3= bande bleue, MIR = moyen infrarouge (cas du capteur SPOT/VEGETATION). Une variante de l'indice de l'eau est donnée par $J = \frac{IR - PIR}{IR + PIR}$ (Rigal, 1989) avec IR = Infrarouge

thermique. Les surfaces en eau libre vont avoir des valeurs de NDVI négatives (couleur noir sur l'image) et des valeurs d'indice de l'eau NDWI positives (couleur blanche sur l'image).

Par ailleurs, d'autres méthodes, de délimitation d'entités géographiques en milieux inondés, basées sur l'ajustement spectral et l'analyse des pixels mixtes (Bajjouk *et al.*, 1998 ; Drake *et al.*, 1999) offrent également de nouvelles possibilités. D'autres règles de discrimination basées sur de simples expressions logiques (Richard & Jia, 1999) sont aussi utilisées pour la cartographie de différents objets. Toutes ces méthodes s'appuient en général sur l'analyse de signatures spectrales des objets liées à leurs natures et à la qualité des données. Cette dernière dépend de plusieurs facteurs tels que les résolutions spatiale et spectrale. L'exemple de signatures spectrales de sols sableux, eau et végétation (Clark *et al.*, 1993) observées à différentes résolutions (fig.64) en est une illustration. Malgré les pertes d'information dans le cas de NOAA elle reste possible par la construction d'indices basés sur des rapports de canaux.

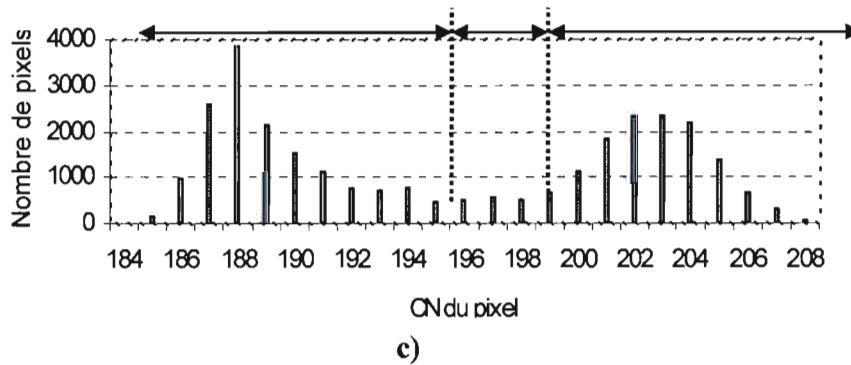
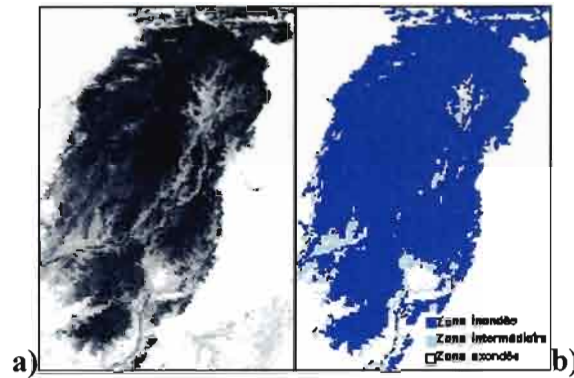


Figure 59 Illustration de la méthode de seuillage : a) la bande 5 de l'image NOAA14 du 1er décembre couvrant la partie amont du Delta, b) avec les différentes zones c) inondée, exondée et intermédiaire selon le seuillage appliqué sur l'histogramme de la bande 5.

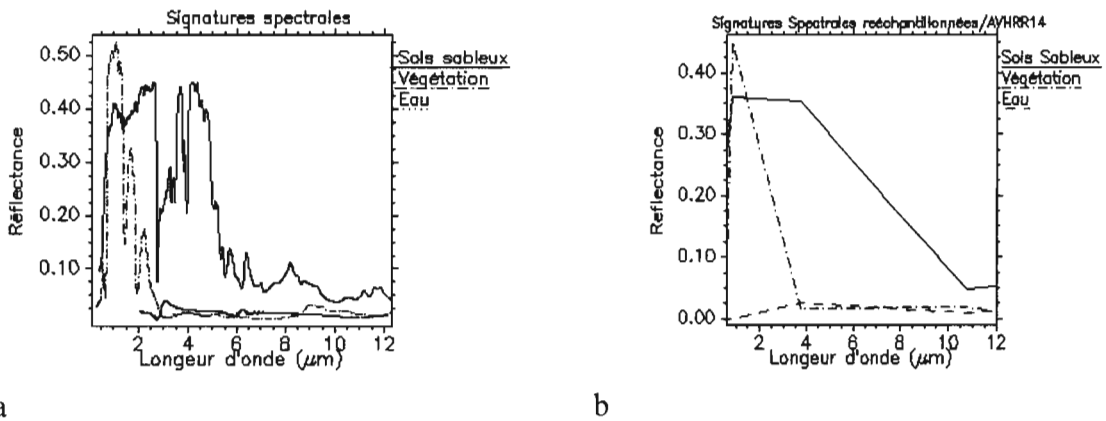


Figure 60 Comparaison des signatures spectrales des objets sols sableux, eau et végétation entre a) la vérité sol b) et l'enregistrement du capteur AVHRR14.

Dans le but de parvenir à une discrimination satisfaisante des surfaces en eau libre en milieu inondé dans le Delta, quelques indices rencontrés dans la littérature ou élaborés dans le cadre de notre étude sont testés (tableau 27).

Tableau 27 Indices utilisés dans la littérature et dans cette étude.

INDICE	TYPE DE DONNEES	REFERENCE	UTILISATION ACTUELLE
$NDVI = (PIR - R)/(PIR + R)$	AVHRR AVIRIS TM	Rigal, 1989 Bo-Cai, 1996 Dale <i>et al.</i> , 1997	$NDVI = (B_2 - B_1)/(B_2 + B_1)$
$NDWI = (V - PIR)/(V + NIR)$	LANDSAT MS	McFeeters, 1996	$NDWI = (B_1 - B_2)/(B_2 + B_1)$
$J = (IR - PIR)/(IR + PIR)$	AVHRR	Rigal, 1989	$J = (B_5 - B_2)/(B_5 + B_2)$
R_c	AVHRR	Cette étude	$R_c = B_4 / B_2$
IB_T	AVHRR	Cette étude	$IB = \sqrt{(B_3^2 + B_4^2 + B_5^2) / 3}$

R_c : Rapport de Canaux

IBT : Indice de Brillance dans le Thermique

Les images de juin et décembre, de l'année 1999 la plus humide de la série étudiée (1990-2000), correspondant aux deux périodes extrêmes du cycle hydrologique annuel du fleuve Niger, ont été choisies pour le test. Le test a porté sur le Delta amont situé au Sud du lac Débo et sur une fenêtre de 146x217 pixels d'environ 1 km de résolution, soit une superficie de 31 682 km² (fig.65). Son objectif a été d'identifier l'indice ou le groupe d'indices qui discrimine le mieux les objets visés : les surfaces en eau libre, les surfaces en végétations inondées, les sols couverts et nus. Cependant, sur les images en niveaux de gris, le contraste sols couverts et sols nus (en zones exondées) étant très faible, nous les avons donc groupés sous le terme de sols exondés.

Nous avons calculé, pour chaque indice, l'image (pseudo canal) correspondant pour les mois de juin et de décembre 1999. Les objets ont été décrits de façon qualitative et quantitative.

La description qualitative est fonction de leur niveau de gris (blanc : b, noir : n) et la tendance de leur valeur (CN) notée + ou - selon que le CN soit supérieur ou inférieur à la valeur moyenne le long du profil AB (fig.66). Une étude comparative des signatures spectrales le long du profil AB et les images correspondantes en niveaux de gris a permis d'apprécier la capacité de discrimination des indices et l'état de la zone d'inondation en périodes des hautes eaux (décembre) et des basse eau (juin).

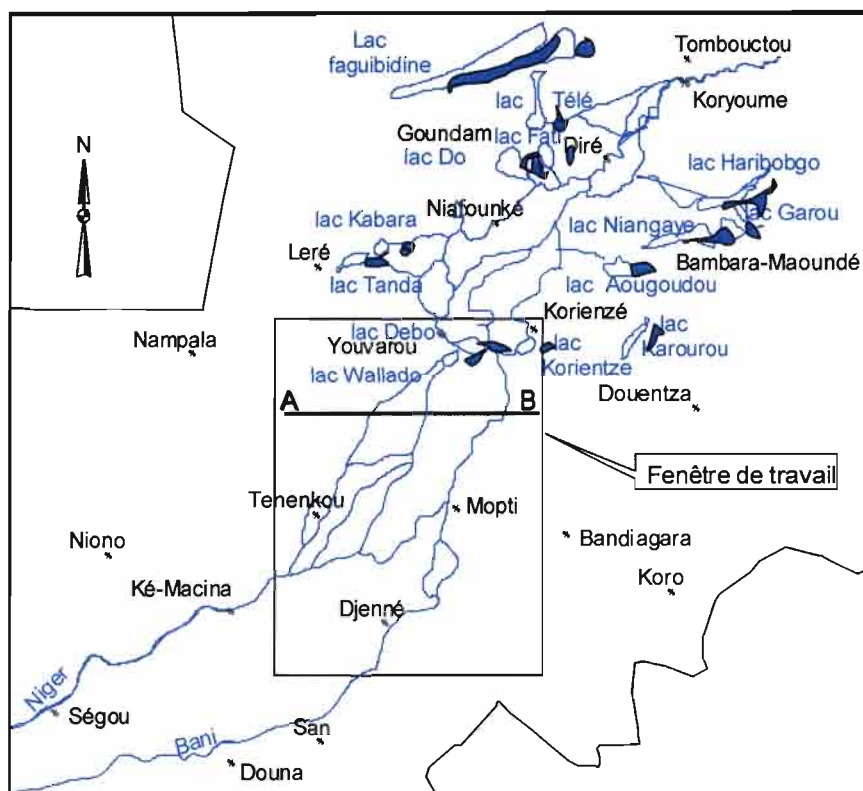


Figure 61 Représentation géographique du Delta intérieur du Niger (au Mali) et fenêtre d'extraction des images de travail.

L'indice de végétation (NDVI) obtenu à partir de la différence des canaux du visible (B1 et B2) normalisée par leur somme est un bon indicateur de la végétation. Le couvert végétal apparaît dans la zone inondée en couleur blanche sur les niveaux de gris. Ce blanc est d'autant plus marqué que la végétation est dense. La zone exondée apparaît en décembre en gris blanc du fait de son taux de couverture végétale faible.

Les indices NDWI et J sont construits selon le même principe, à partir d'une différence normalisée entre respectivement les canaux B1 / B2, et B5 / B2 (tableau 27). Ils présentent tous deux des comptes numériques plus élevés pour l'eau libre (figure 66). Notons que la valeur de l'indice J est supérieure à celle du NDWI d'où des contrastes plus forts entre eaux libres et sols couverts de végétation (tableau 28). Finalement le NDWI apparaît sur les images en niveaux de gris comme un bon indicateur des eaux libres (couleur blanche), tant en période de basses eaux que de hautes eaux.

L'indice R_c présente de fortes amplitudes au passage de l'eau libre. Il partage avec le J, en période de hautes eaux, des allures semblables avec contraste de l'interface eaux libres/sols exondés assez marqué. Toutefois le R_c offre un meilleur contraste de l'ordre de 2.2 contre 1.12 pour l'indice J. En période de basses eaux, le contraste entre la plaine d'inondation et les anciens sols exondés reste aussi bien marqué.

Pour l'indice de brillance IBt dans le thermique, le passage des sols couverts ou nus (CN>200) à la surface inondée (eau libre et végétation inondée avec CN~190) est marqué par une pente brutale qui finit par disparaître avec le retrait total de l'eau au mois de juin (fig.66) ; cette caractéristique fait de cet indice un bon indicateur de la présence de l'eau qui apparaît en noir. Cependant, la confusion eaux libres/végétation inondée, voire sols humides, au mois de décembre paraît totale.

Tableau 28 Etude comparative des indices testés en niveaux de gris (NG) et en compte numérique (CN) de la réponse spectrale, entre une image de fin de saison sèche (inondation minimale en juin 1999) et une image d'inondation maximale (en décembre 1999).

Objets	9 juin 1999								1 ^{er} décembre 1999					
	Plaine d'inondation				Sols exondés				Plaine d'inondation				Sols exondés	
	Eau libre		Sols couverts						Eau libre		Végétation inondée			
	NG	C N	NG	CN	NG	CN	NG	CN	NG	CN	NG	CN	NG	CN
<i>NDVI</i>	n	-	b	+	g	-	g et b	- et+	n	-	b	+	gb	nm
<i>NDWI</i>	b	+	n	-	b	+	g	+	b	+	n	-	gb	nm
<i>J</i>	b	+	b	+	b	+	gn-gb	-	b	+	gn	-	g	-
<i>R_c</i>	b	+	b	+	b	+	gn-gb	-	b	+	gn	-	gn	-
<i>IBT</i>	n	-	gb	+	gb	+	g	+	n	-	n	-	gb	+

NG : niveaux de gris (b : blanc ; n : noir ; g : gris ; gn : gris à noir ; nm : niveau moyen)

CN : niveaux du compte numérique par rapport à la moyenne (+ : positif ; - : négatif)

Quant à la description quantitative elle s'appuie sur les données statistiques obtenues à partir des images des indices (NDVI, NDWI, J, Rc et Ibt) correspondant aux dates du 1^{er} décembre et du 9 juin 1999 (tableau 29).

Les indices NDVI et NDWI agissent en sens inverse en discriminant assez bien les objets sur les images des deux périodes. Ces deux indices sont linéairement corrélés avec un coefficient de détermination $R^2=0.98$. Le NDVI et le NDWI donnent respectivement de fortes valeurs pour la végétation et l'eau libre.

Les indices J et Rc présentent un comportement similaire vis à vis des objets. Les zones exondées et la végétation inondée sont confondues. Seules les eaux libres sont bien mises en relief. Toutefois le contraste eau libre et l'ensemble sols exondés couverts ou nus plus végétation inondée reste assez fort pour l'indice Rc (1.88) que pour l'indice J (1.08). D'autre part le rapport maximum/minimum est important pour le Rc (2) que pour le J (1). Avec le plus fort contraste et la plus grande dynamique, Rc apparaît comme le plus discriminant d'où son choix par rapport à l'indice J.

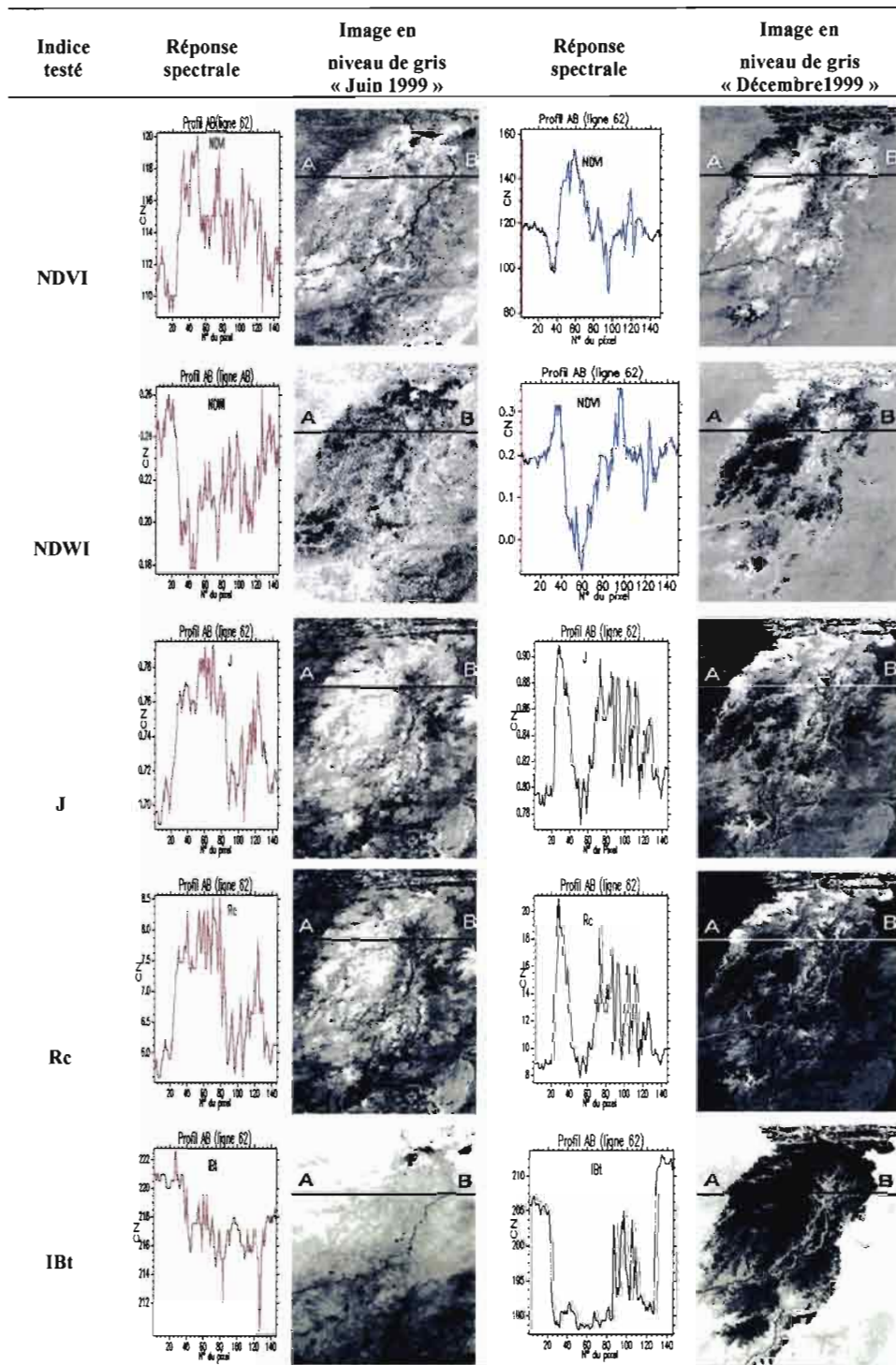


Figure 62 Évolution des niveaux de gris entre une image de saison sèche (juin 1999, à gauche) et une image de saison d'inondation (décembre 1999, à droite), selon les indices, NDVI, NDWI, J, Rc et IBt.

Tableau 29 Etude comparative des indices testés en niveaux de gris (NG) et en compte numérique (CN) de la réponse spectrale, entre une image de fin de saison sèche (inondation minimale en juin 1999) et une image d'inondation maximale (en décembre 1999).

date	Objets géographiques	Statistique	NDVI	NDWI	J	Rc	IBt	
1 ^{er} décembre 1999	Eau libre	min	77	0.23	0.86	145.4	186.34	
		max	107	0.47	0.93	271.4		
		moy	98	0.31	0.88	176.0		
		Écart type	7.2	0.04	0.02	30.3		203.15
	Végétation inondée	min	64	-0.11	min 0.75	min 69.63	193.20	
		max	157	0.49				
		moy	134	0.07	max 0.86	max 144.61		3.9
		Écart type	8.4	0.06				
	Sols couverts ou nus	min	108	0.12	moy 0.82	moy 104.47	203.39	
		max	124	0.29				
		moy	116	0.20	Écart type 0.02	Écart type 13.19		213.75
		Écart type	3.6	0.03				
9 juin 1999	Eau libre Lacs centraux : Débo, Wallado et Korientzé Lit mineur	min	98	-0.06	0.62	43.19	177.19	
		max	133	0.22	0.67	52.63	204.80	
		moy	122.98	0.02	0.64	45.88	197.87	
		Écart type	9.18	0.07	0.02	2.91	9.81	
	Zones exondées	min	134	-0.22	0.21	14.75	158.43	
		max	156	-0.06	0.61	43.08	232.41	
		moy	141.41	-0.11	0.47	29.43	221.18	
		Écart type	2.96	0.02	0.05	3.83	9.10	

L'indice de brillance Ibt ne fait pas de distinction entre l'eau libre et la végétation inondée, toutefois il offre un contraste zone inondée/zone exondée assez marqué. La valeur moyenne des comptes numériques vaut 193 en zone inondée et 208 en zone exondée sur l'image de décembre. En juin l'écart entre les moyennes devient plus important (24).

Enfin il apparaît que les indices testés mettent en évidence de façon plus ou moins nette les différents objets pris isolément. Mais aucun ne permet de se prononcer sur la présence de l'objet complexe : végétation inondée. Son identification, nécessitant l'apport de plusieurs indices à la fois, est examinée à partir d'une analyse de compositions colorées. Les indicateurs qui nous ont semblé les plus pertinents, sont donc IBT, NDVI et Rc. Ils ont servi à l'élaboration de l'image en composition colorée

5.2 Analyse de la composition colorée

Pour construire la composition colorée (Girard & Girard, 1999), de façon générale on affecte le rouge au canal correspondant à la bande proche infrarouge variant, selon les capteurs, entre 750 et 1100nm, le vert au canal correspondant à la bande comprise entre 500 et 700 nm, et le bleu au canal correspondant à la bande comprise entre 400 et 500 nm. Dans

cette composition colorée, l'eau apparaît en bleu plus ou moins sombre, les sols en bleu ou cyan plus ou moins clairs, la végétation en rouge plus ou moins intense.

On peut aussi construire une composition colorée qui visuellement ressemble aux couleurs que nos yeux détectent habituellement. Ainsi l'indice de brillance (IBT), très bon indicateur de la présence de l'eau et des sols secs est affecté au rouge. L'indice de végétation (NDVI), affecté au vert, est l'indice le mieux indiqué pour le suivi du couvert végétal aussi bien sur les surfaces inondées qu'exondées. L'indice R_c présente une meilleure discrimination de l'interface eau libre / sol que le NDWI et le J, il est affecté au bleu et représente de l'eau libre.

A partir de cette composition colorée, les objets géographiques alors identifiables sur l'image (Townshend & Justice, 1986 ; Tucker & Sellers 1986 ; Justice *et al.*, 1996; Mariko, 1999) couvrant toute la zone du Delta intérieur du Niger (de Ségou à Tombouctou) (fig.67). sont :

(a) *eau libre* : elle apparaît en bleu foncé au Nord et permet de distinguer les bras du fleuve, les plaines d'inondation et les lacs périphériques ; dans la partie amont du Delta, l'eau libre est visible sur les parties limitrophes des zones de végétation, et correspond probablement aux zones nouvellement conquises par les eaux ; l'absence de la coloration bleue au niveau du Bani serait liée à la faiblesse de la largeur du cours d'eau par rapport à la résolution du capteur NOAA/AVHRR ;

(b) *végétation inondée* : elle se reconnaît facilement par sa couleur vert olive. Elle tend vers le cyan, dans la partie Nord, à cause certainement de l'importance de la nappe, où nous avons pu mesurer à l'entrée du lac Debo quatre mètres d'épaisseur d'eau le 31 octobre 2000. Il faut noter que l'année hydrologique 1999-2000 a été plus humide que l'année 2000-2001. Donc il devrait y avoir plus d'eau dans cette partie du Delta en 1999 ;

(c) *sols couverts* : ils prennent une coloration jaune vers le Nord ; il s'agit essentiellement de formations herbacées, peu développées, sur des sols dunaires ; vers le Sud, la coloration de plus en plus verte témoigne de l'abondance de la végétation à cette époque (décembre 1999) ;

(d) *sols nus* : rougeâtres à oranges, ils n'apparaissent dans le Delta que sur une petite bande exondée d'extension Nord-Sud le long du Mayo Dembé (fig.67) ; et dans la partie septentrionale le long d'anciennes dunes de sables fixes ou récentes de direction NE.

Les objets ainsi mis en évidence se caractérisent chacun par un comportement spectral donné le long des profils AB, CD et EF (fig.68). La zone inondée (surface en eau libre et en végétation inondée) est marquée par des valeurs faibles d'IBt (190 – 210). Le passage entre zones inondées et exondées est matérialisé par un changement plus ou moins brutal selon l'ampleur du phénomène d'inondation. La végétation aquatique ainsi que l'eau libre se caractérisent respectivement par de forte valeur de NDVI (150 à 190) et de R_c (70 à 180) dans la zone inondée. Ailleurs dans la zone exondée les trois indices restent presque stables avec de petites chutes et remontée indiquant le passage des sols nus et couverts plus ou moins humides.

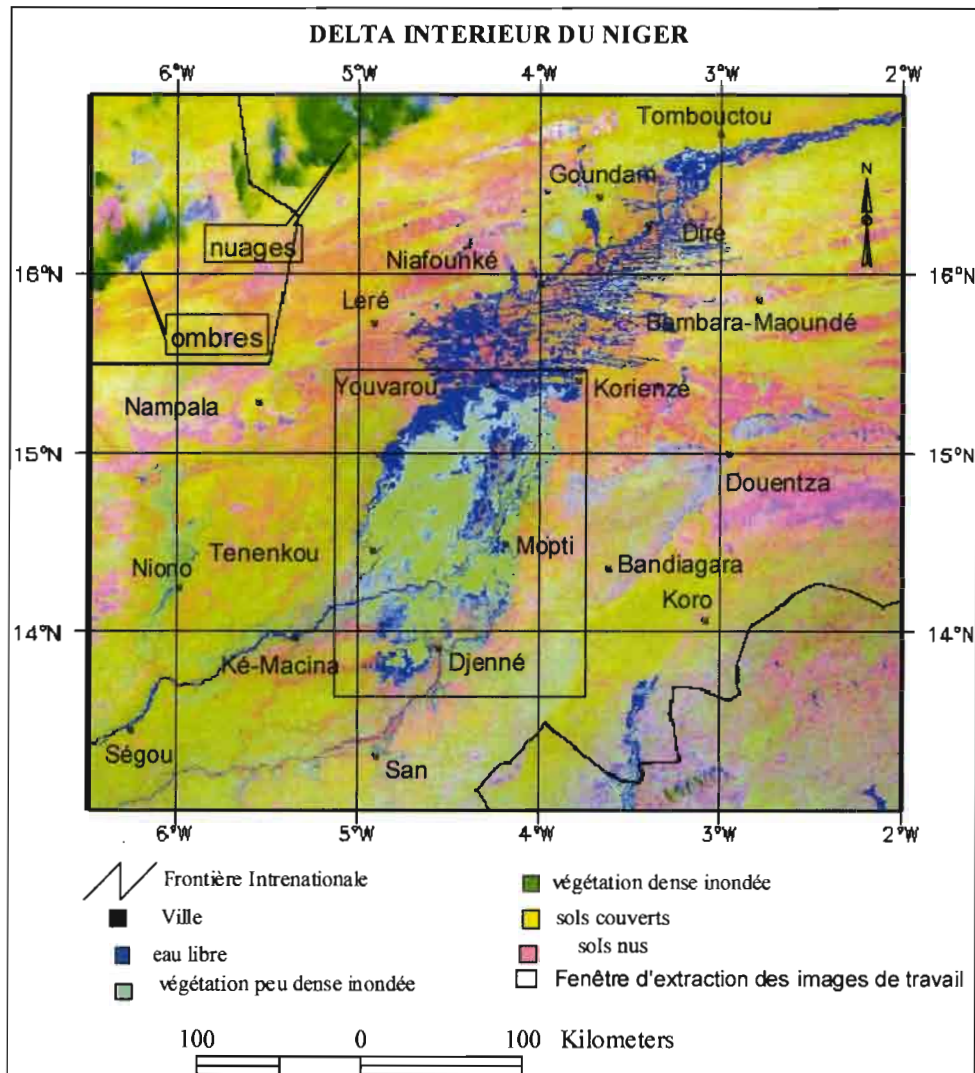


Figure 63 Composition colorée du Delta intérieur du Niger en période d'inondation (photo de décembre 1999), réalisée à partir des indices IBT (Rouge), NDVI (Vert) et Rc (Bleu).

L'amplitude des indices varie tout le long du cycle hydrologique (Mariko *et al.*)¹⁰. Elle croît avec la montée des eaux jusqu'en novembre-décembre et commence à chuter à partir de janvier février selon les zones du Delta. Au mois de juin en dehors des lacs toute la zone se vide de son eau et la végétation est totalement décimée par un cheptel de plus en plus important. Les indices restent stables sans fluctuations significatives.

L'application des trois indices IBT, NDVI et R_c aux images AVHRR ont permis de mettre en évidence de façon satisfaisante les trois objets visés : eau libre, végétation inondée et sols exondés (couverts ou nus). La détection de l'eau sous un couvert végétal est assez difficile (Blanck, 1993 ; Baumann, 1993). L'identification de la végétation inondée à partir des données de l'image reste donc une originalité de ce travail. Toutefois la confrontation de données auxiliaires (relevée de terrain ou autres images de résolution plus fine) avec ces résultats s'impose pour juger de la validité de notre méthodologie.

¹⁰ L'article est joint à ce rapport en annexe 6.

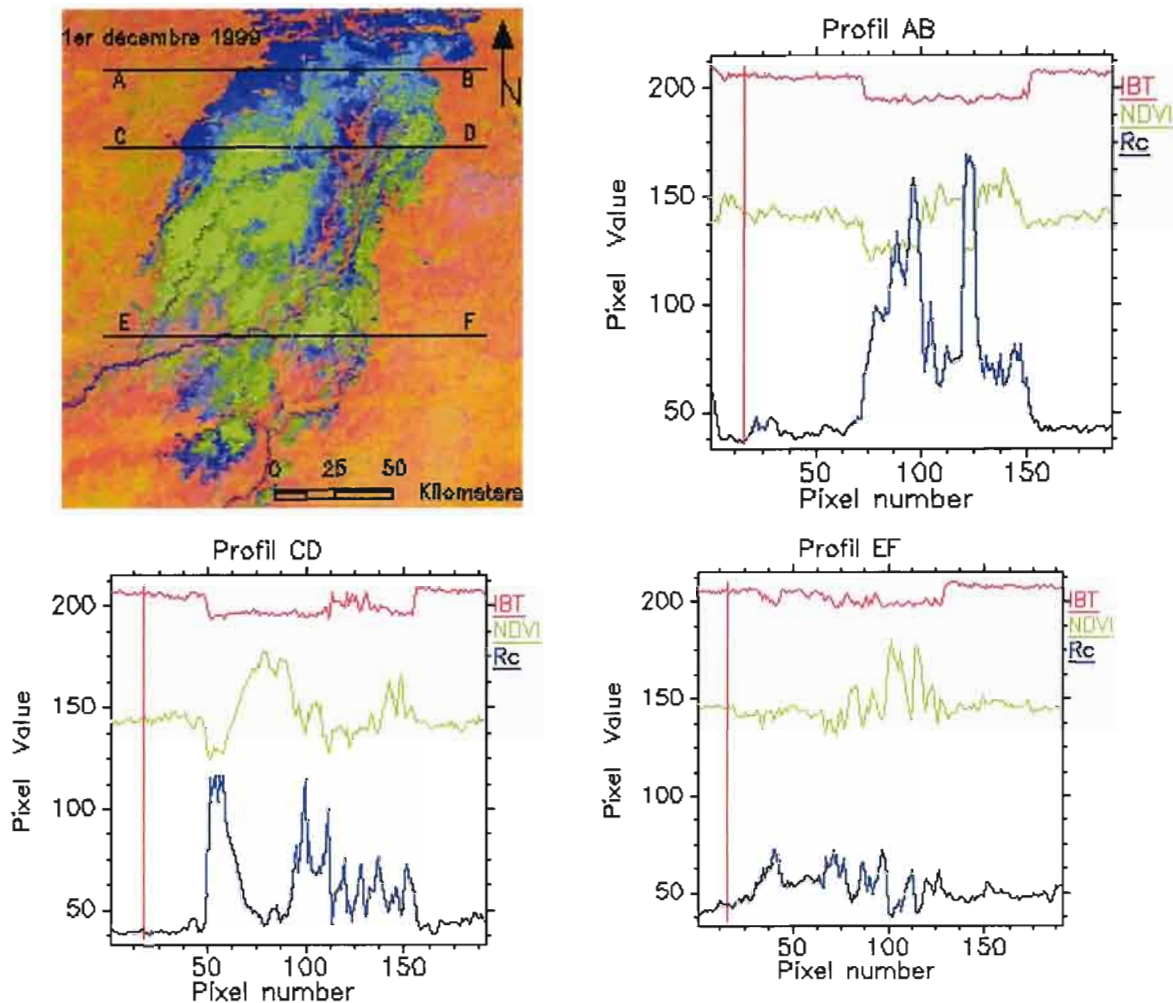


Figure 64 Mise en évidence de la limite de la zone d'inondation (IBT), de l'eau libre (Rc) et de la végétation inondée (NDVI) suivant des profils Est-Ouest (AB, CD et EF) recoupant le Delta.

5.3 Validation de la méthode proposée

Les indices utilisés dans le cadre de notre étude ont permis de cartographier les surfaces inondées avec une distinction plus ou moins nette des zones en eau libre et celles en végétation inondée. Qu'en est-il sur le terrain ?

La validation des produits cartographiques de la couverture terrestre soulève plusieurs problèmes d'ordre méthodologique et pratique (Foody, 2002) liés au choix du matériel de référence, la qualité de l'échantillonnage. Ces problèmes restent particulièrement posés dans le cas du suivi de l'inondation à partir des images de résolution spatiale de 1 km. Dans ce dernier cas les images à hautes résolutions, Landsat Enhance Thematic Mapper + (ETM+) et Système pour Observation de la Terre-Haute Résolution Visible (SPOT-HRV) (Jensen *et al.*, 1986 ; Puyou-Lascassies *et al.*, 1994 ; Scepan *et al.*, 1999 ; Muchoney & Strahler, 2002) sont généralement utilisées comme "vérité terrain" (ground-truth en anglais). Par ailleurs la

qualité du positionnement des sites sur les images de résolutions différentes peut également être une source d'erreurs dans le processus de validation (Foody, 2002).

Afin de collecter des données de terrains, deux visites ont été organisées du 27 octobre au 3 novembre 2000 en période des hautes eaux et du 19 au 22 février 2001 et durant la décrue dans le Delta intérieur du Niger. Le choix des sites, eu égard aux difficultés de déplacement, n'a pu être effectué que le long des lits du fleuve. Ils ne sont pas assez représentatifs de l'ensemble des situations du Delta. Nous avons alors utilisé l'imagerie, à haute résolution TM. Cette démarche peu comporter quelques difficultés liées à l'insuffisance des données à confronter. En effet la fréquence d'acquisition des images AVHRR et TM du Delta à la même date semble peu élevée. Un seul couple d'images répondant à ce critère a été enregistré le 29 octobre 2000 durant la première visite de terrain. Les seules images disponibles (NOAA/VHRR) pour la deuxième visite de terrain n'ont pu être exploitées à cause de l'importance de la couverture nuageuse. De nouveaux sites ont été choisis sur des environnements plus homogènes. Trente deux sites au total, repartis sur les différents objets, ont été utilisés dans cet exercice de validation. Ils ont tous été géoréférencés sur les deux images à partir desquelles des compositions colorées ont été construites. Les bandes utilisées ainsi que l'affectation des couleurs sont données dans le tableau 30.

Tableau 30 Correspondance entre couleurs RVB et bandes utilisées dans la composition colorée des images NOAA/AVRR et Landsat TM.

	NOAA/AVHRRR			Landsat ETM+			
	IBt	NDVI	R _c	Bande 3 (0.63-0.69 μm)	Rouge	Bande 4 Proche Infrarouge (0.76-0.90 μm)	Bande 5 Moyen Infrarouge (155-1.75 μm)
Rouge	x			x			
Vert		x			x		
Bleu			x				x

Dans ce travail de confrontation des données nous avons adopté plusieurs démarches.

La comparaison visuelle des compositions colorées a permis de relever beaucoup de similitudes (fig.69). Sur les images de droite (NOAA/AVHRR) et de gauche (Landsat TM+) les surfaces en eau libre apparaissent respectivement en bleu et noir, la végétation inondée en vert olive et vert, les zones exondées en rouge orange ponctuées de vert sombre et violet blanchâtre ponctuées de vert tendant vers le cyan. Les sites semblent occuper des positions identiques sur les deux images.

L'observation des valeurs du pixel par site et sur l'ensemble des bandes (six) des deux images (fig.70a) semble indiquer leur aptitude à discriminer de façon satisfaisante les objets géographiques identifiés dans le Delta. Les pseudo bandes de l'image AVHRR présentent un comportement assez différents vis à vis des objets, les bandes ETM+ par contre réagissent de façon identique par rapport à un objet donné. Les bandes IBT, NDVI et R_c sont respectivement sensibles à l'eau (en présence de la végétation ou pas), la végétation et l'eau libre. L'IBT présente en moyenne une valeur de 192 sur surfaces inondées contre 200 sur surfaces exondées. Le R_c apparaît comme un bon indicateur des surfaces en eau libre avec une valeur numérique moyenne de 134 contre 73 et 85 pour respectivement la végétation inondée et les surfaces exondées.

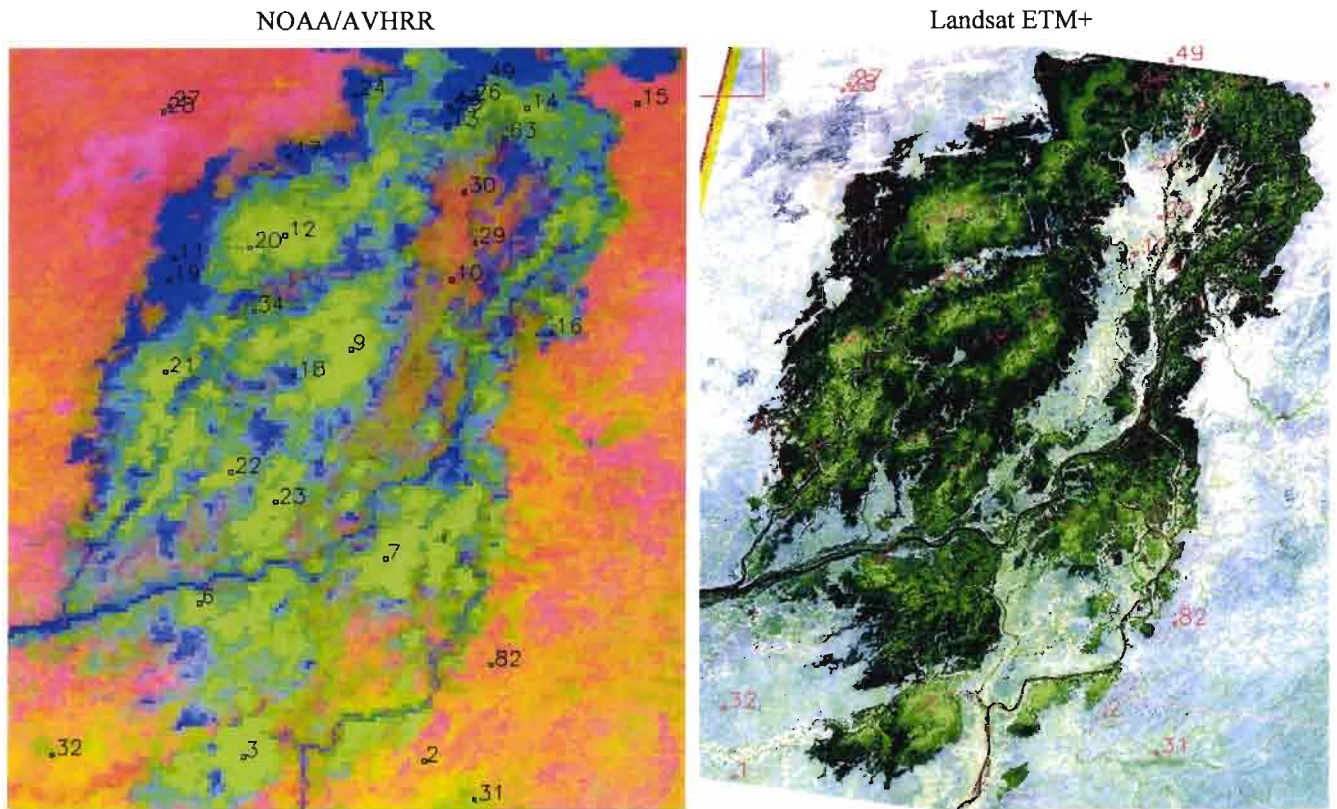
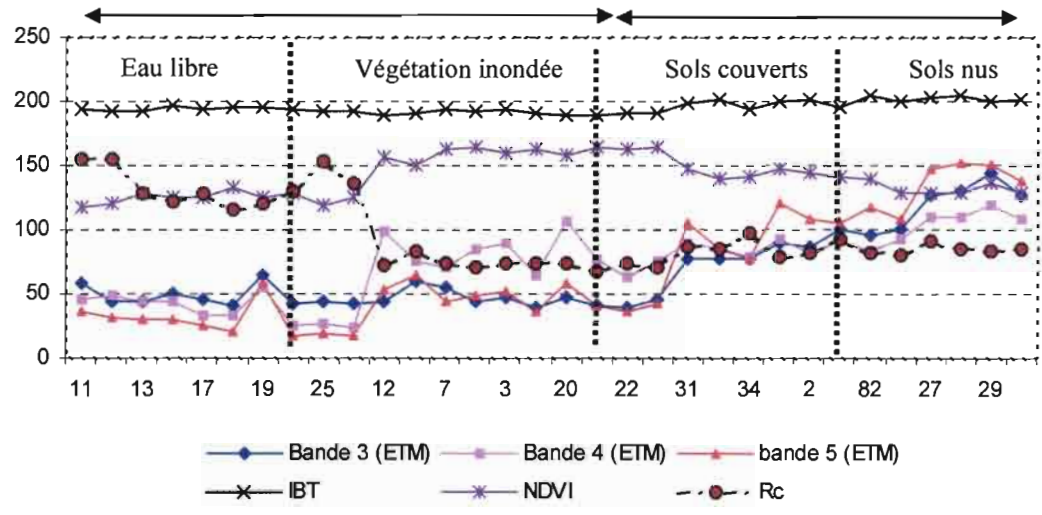


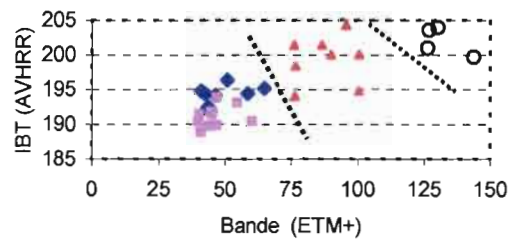
Figure 65 comparaison visuelle des compositions colorées des images NOAA/AVHRR (pseudo-bande : IBT, NDVI et Rc) et Landsat ETM+ (bandes : 3, 4 et 5) à la date du 29 octobre 2000 dans le Delta intérieur du Niger au Mali.

Le NDVI particulièrement bien adapté à l'identification du couvert végétale indique une valeur moyenne plus importante (160) pour la végétation aquatique (plus développée dans la région du Delta) qui chute à 140 sur les sols couverts. Il présente par contre un comportement presque identique vis à vis de l'eau libre et les sols nus. Le comportement opposé mais complémentaire des trois indices permet, lorsqu'ils sont appliqués à une image AVHRR, de visualiser de façon distincte les différents objets de la zone d'inondation du Delta caractérisés par leurs signatures spectrales variant dans des limites bien données (fig.71).

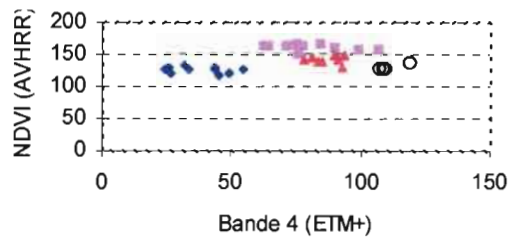
La comparaison deux à deux des bandes (fig.70 b, c et d), des compositions colorées dans l'ordre de l'affectation des couleurs, a permis de mettre en évidence leur habilité à segmenter de façon satisfaisante les différents objets. La comparaison est faite en considérant sur l'image ETM+ un signature spectrale moyenne de 34x34 pixels soit environ une résolution voisine de celle de l'image AVHRR (1 km). La distinction entre zones inondées et exondées d'une part et leurs différents objets d'autre part semble se faire sans d'ambiguïté majeur. Chaque objet présente une signature spectrale assez caractéristique d'après les indices utilisés sur l'image AVHRR et les canaux ETM+ (fig.72).



a



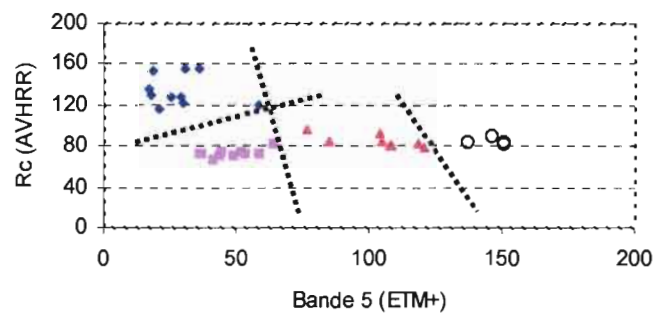
◆ Eau libre ■ Végétation inondée
▲ Sols couverts ○ Sols nus



◆ Eau libre ■ Végétation inondée
▲ Sols couverts ○ Sols nus

b

c



◆ Eau libre ■ Végétation inondée ▲ Sols couverts ○ Sols nus

d

Figure 70 Mise en évidence des trois objets (eau libre, végétation inondée et sols exondés (couverts et nus)) d'après a) la valeur des pixels observée sur les deux images et b, c,d, d'après la représentation bi-dimensionnelle pixel par pixel, entre les bandes affectées.

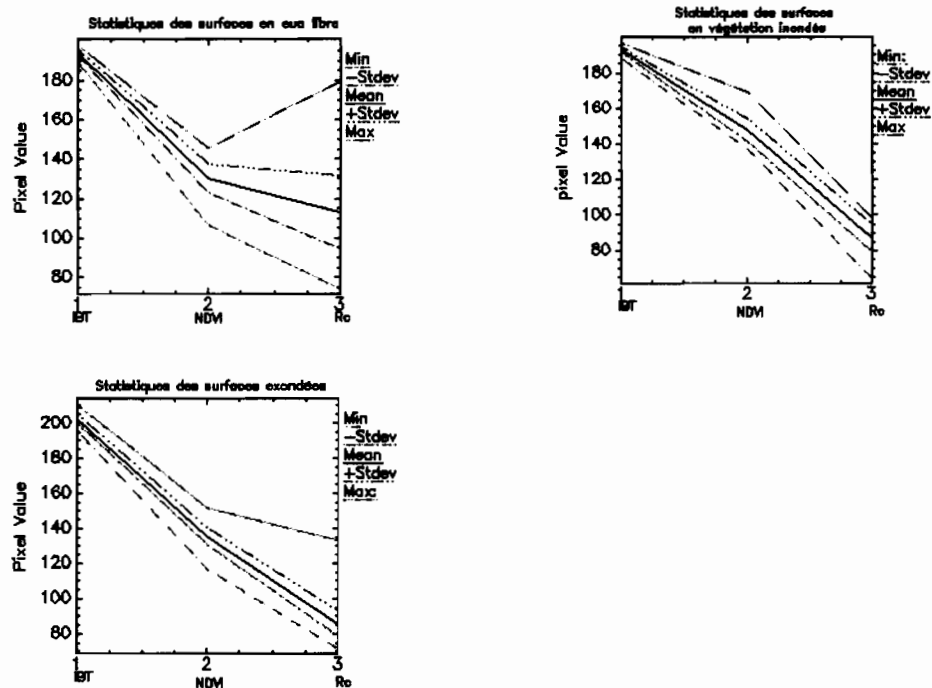


Figure 66 Statistiques des signatures spectrales des surfaces en eau libre, en végétation inondée et surfaces exondées d'après les données AVHRR dans le delta.

Les surfaces inondées totales au Delta amont sont estimées à 9207 km² sur l'image NOAA/AVHRR (fig.73a) et 8743 km² sur l'image Landsat ETM⁺ (fig.73b). L'image NOAA/AVHRR présente une augmentation relative de 5 %. Les pixels de cette image à haute résolution (1 km) ne sont pas toujours purs¹¹. Ils couvrent très souvent plusieurs objets (de tailles inférieures au km) d'où leurs caractères mixtes. Au niveau de la classification de l'image, le pixel apparaît dans ce cas sous l'étiquette de l'objet le plus influent. Sur l'image Landsat à basse résolution (30 m) le problème demeure mais avec une ampleur très limitée. La présence de plusieurs pixels sur l'image NOAA/AVHRR peut être l'une des principales causes de cette augmentation relative de la surface inondée. Il faut noter que dans les deux cas les surfaces en végétation inondée 5897 km² (NOAA/AVHRR) et 5332 km² (Landsat ETM⁺) sont toutes supérieures aux surfaces en eau libre 3310 km² (NOAA/AVHRR) et 3411 km² (Landsat ETM⁺). Le niveau de surestimation 5 % étant faible on peut admettre, à partir de cet exemple qui n'a pu être multiplié ou appliqué à la partie aval du Delta par le manque d'autres images Landsat, que ce résultat est acceptable. La méthode d'estimation des surfaces inondées peut être alors appliquée de façon satisfaisante aux autres images.

¹¹ Un pixel pur renferme un seul objet : eau libre, végétation inondée ou sols exondés couverts ou nus

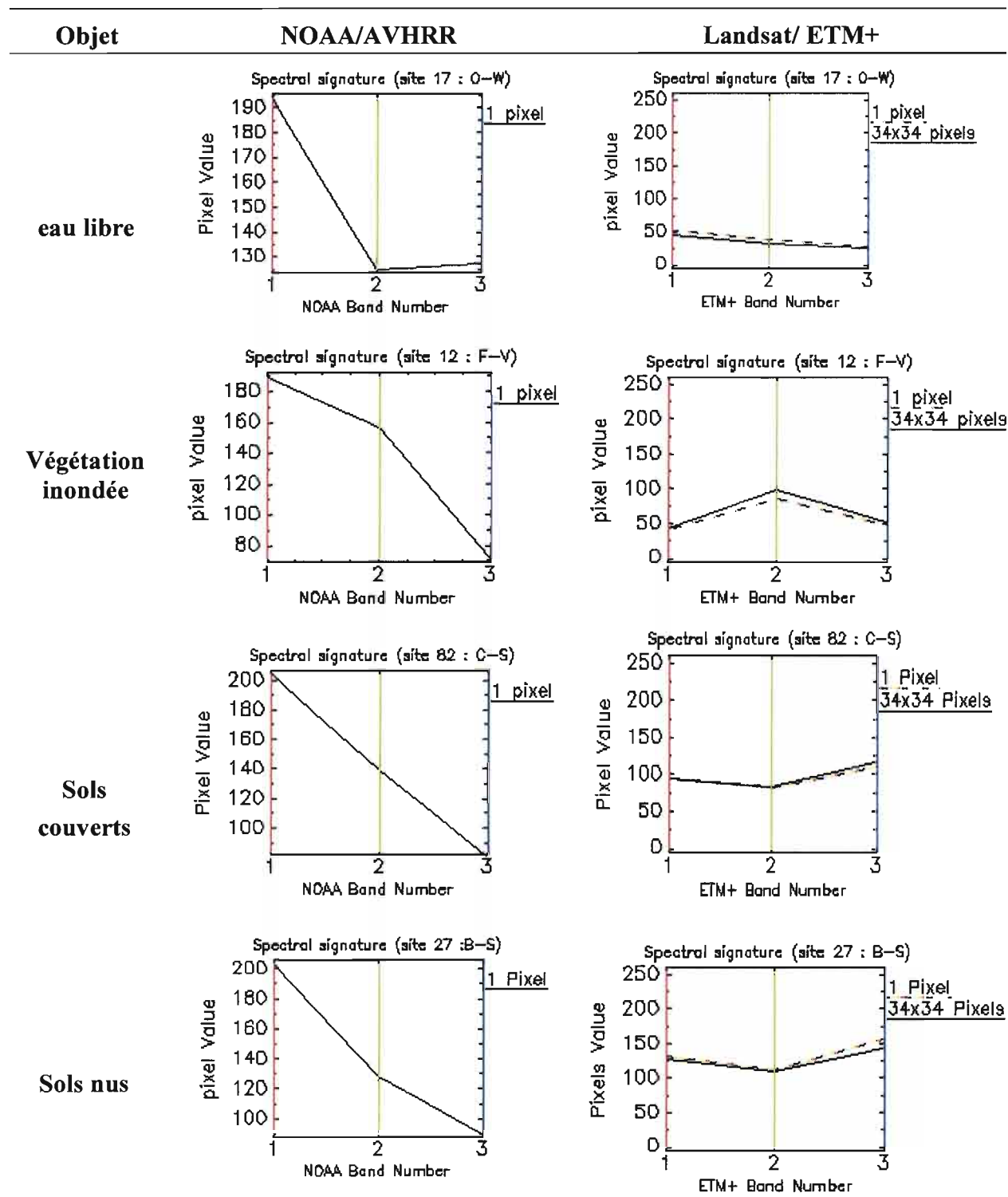


Figure 67 Signatures spectrales caractéristiques des objets géographique dans la zone d'inondation du Delta d'après les images NOAA/AVHRR (résolution = 1 km) et Landsat ETM+ (résolution = 30 m).

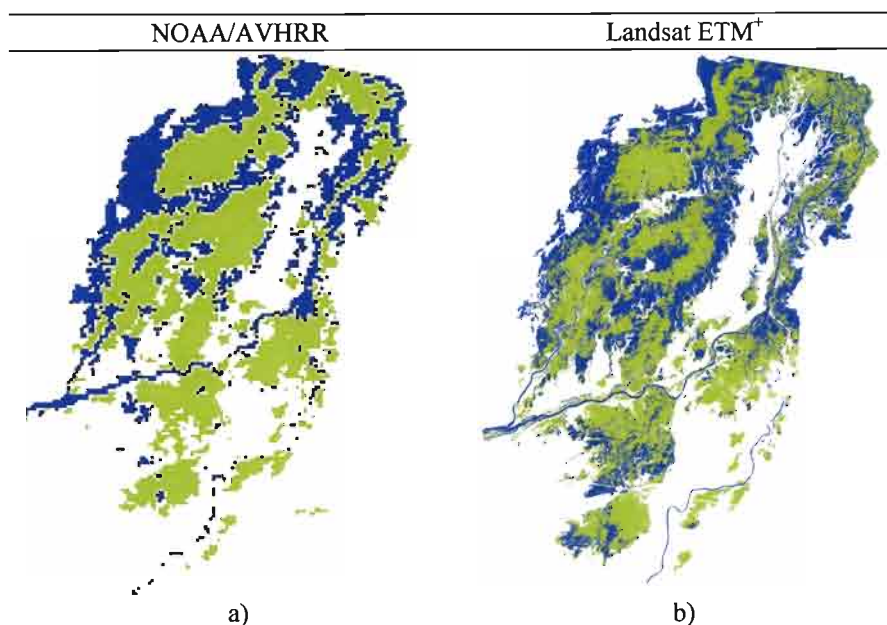


Figure 68 Comparaison des surfaces inondées (eau libre en bleu et végétation inondée en vert) dans la partie amont du Delta intérieur du Niger au Mali à partir de la classification des images NOAA/AVHRR et Landsat ETM⁺ du 29 octobre 2000.

5.4 Méthodologie d'extraction des surfaces inondées à partir des données NOAA /AVHRR

5.4.1 Traitements préliminaires : amélioration de la qualité des images.

Les données issues des canaux de l'infrarouge (3, 4 et 5) de NOAA/AVHRR sont contaminées par différents types de bruits de façon périodique liés au processus de numérisation (canaux 4 et 5) et au comportement (de façon périodique) des détecteurs (le canal 3). L'amplitude du bruit, stable sur les canaux 4 et 5, est très variable sur le canal 3 (Dudhia, 1989). Apparaissant sur les images sous forme de points ou taches plus ou moins denses ; ils se comportent sur les images traitées comme des pixels en eau aussi bien en zone inondée qu'exondée. Un traitement (MNF : Minimum Noise Fraction) visant à éliminer ou à minimiser ces bruits afin d'améliorer la qualité des données est systématiquement effectué sur les images (fig.74).

Le traitement basé sur des transformations linéaires permet à partir des bandes de l'image originale (les cinq bandes plus le NDVI) de créer de nouvelles bandes non corrélées et ordonnées en terme de qualité décroissante. Cela permet d'améliorer la qualité des bandes NOAA y compris le NDVI. Ce dernier est assujéti à différentes perturbations d'origines externes liées à la présence de la vapeur d'eau atmosphérique, la variation des angles d'éclairage solaire et de visée du satellite (Justice *et al.*, 1991 ; Huete *et al.* 1992 ; Pinty &

Verstraete ; Viovy *et al.*, 1992 ; Qi *et al.*, 1995 ; Bannari *et al.*, 1995 ; Duchemin, 1996) et à l'effet des sols (Qi *et al.*, 1994 ; Bannari *et al.*, 1996).

La transformation s'effectue en deux étapes.

La première transformation basée sur l'estimation de la matrice de covariance du bruit permet de décorréler (variances voisines de l'unité et covariances quasi-nulles) et de recalibrer le bruit dans les données (Green *et al.*, 1998). Le bruit au niveau d'un pixel est obtenu en moyennant sa différence avec les pixels voisins. L'estimation du bruit est d'autant meilleure que la zone concernée sur l'image reste homogène.

La seconde étape consiste à mener une analyse en composition principale sur les données comportant du bruit-blanc. Ainsi on obtient des composantes de qualité de plus en plus médiocre donc de fraction de bruit de plus en plus importante.

Les données peuvent être regroupées en deux parties : une partie (composantes de premier ordre) comportant des images plus cohérentes associées aux fortes valeurs propres (Fig.75) et une seconde partie comprenant des images bruitées avec des valeurs propres voisines de l'unité.

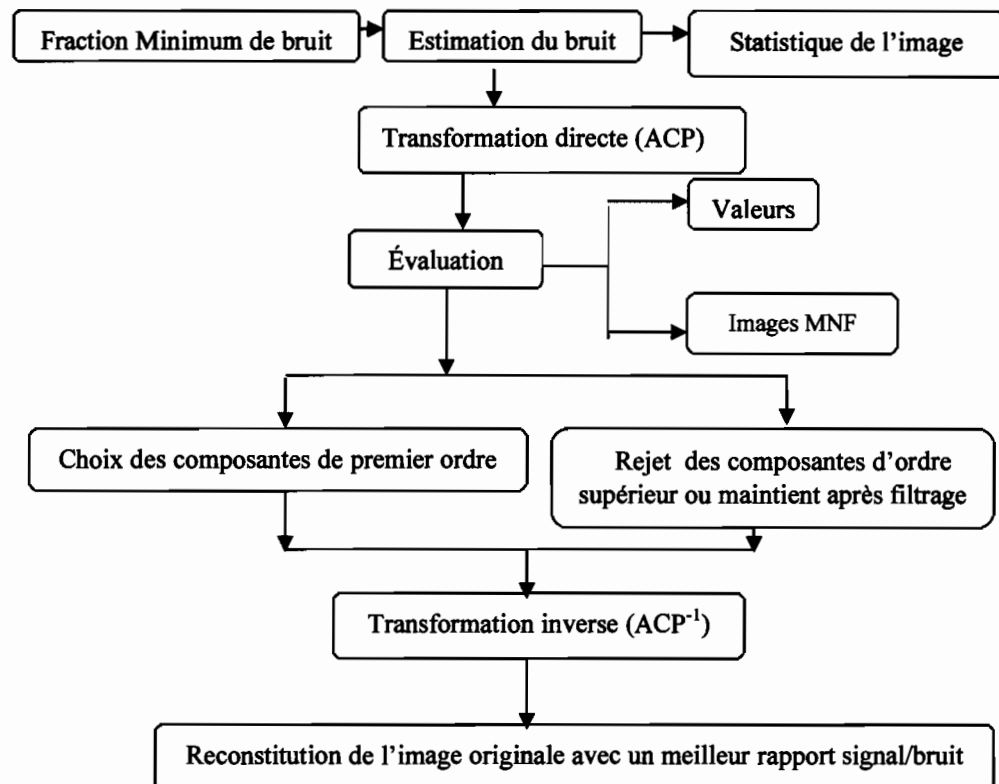
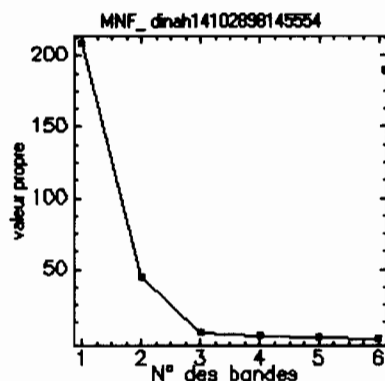


Figure 69 Schéma des différentes phases d'amélioration de la qualité de l'image.



Valeurs propres

$\lambda_1 = 208.165359$, $\lambda_2 = 45.006374$, $\lambda_3 = 5.380275$, $\lambda_4 = 3.323744$, $\lambda_5 = 2.324060$ et $\lambda_6 = 1.16952$

Figure 70 Courbe de variation des valeurs propres en fonction des composantes principales (bandes) de l'image NOAA/AVHRR du 28 octobre 1998.

Une transformation MNF inverse, effectuée sur les seules images cohérentes ou en ajoutant les images bruitées préalablement soumises à un filtrage non linéaire, la médiane (Girard & Girard, 1999) minimisant le bruit, permet de reconstituer les images originales avec une fraction de bruits insignifiante (Fig.76 et 77). Ces images plus "propres" sont utilisées pour mettre au point les indicateurs qui vont être utilisés dans les traitements ultérieurs en vue de l'extraction des surfaces inondées dans le Delta.

Malgré cette opération de nettoyage certains bruits tels que les voiles de nuages persistent toujours les images. On peut souvent les éliminer au prix de quelques altérations des valeurs numériques des pixels ce qui n'est pas toujours souhaitable. Si les pixels couverts de voile nuageux sont en zones inondées leur élimination peut affecter la qualité des traitements ultérieurs sinon cette opération peut être bénéfique pour la qualité visuelle de la composition colorée. L'élimination du voile est faite avant la reconstitution de l'image originale comme indiqué plus haut. Il suffit de discriminer la composante la plus affectée dont la présence du voile fait anormalement accroître la valeur propre λ .

Ce traitement, rendu possible par l'utilisation la méthode de la transformation MNF, permet d'améliorer la qualité visuelle de la composition colorée. La qualité visuelle et la signature spectrale de la zone couverte de nuage avant et après traitement (fig.78) permet de juger de la pertinence de cette opération.

Si ce traitement peut être préjudiciable dans le cas de l'estimation par exemple de la biomasse, température, et des matières en suspensions dans l'eau, il peut souvent aider à tirer des informations utiles sur des images "bruitées" seules témoins (compte tenu de la périodicité des vecteurs) de certains phénomènes naturels en tout ou partie spontanés et/ou éphémères telles que les inondations.

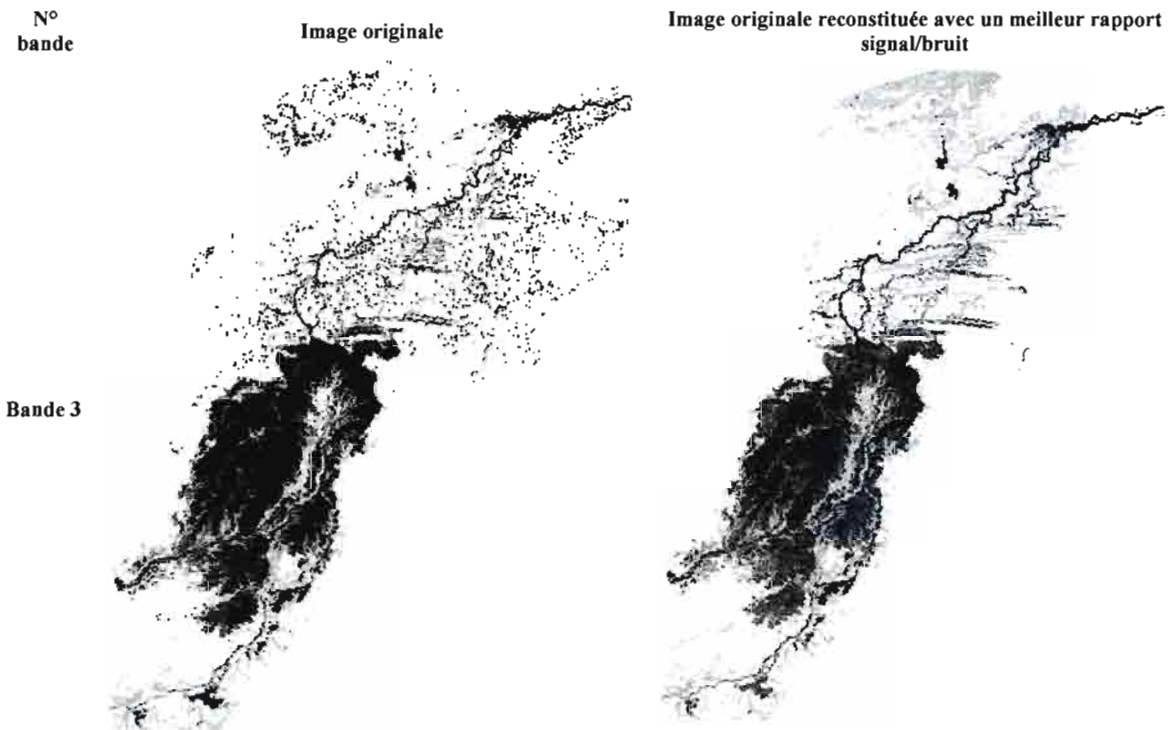


Figure 71 Comparaison de la bande 3 de l'image NOAA/AVHRR du 28 octobre 1998 avant et après traitement : les points noirs (bruits) notamment dans la partie Nord de l'image originale disparaissent presque totalement sur l'image reconstituée.

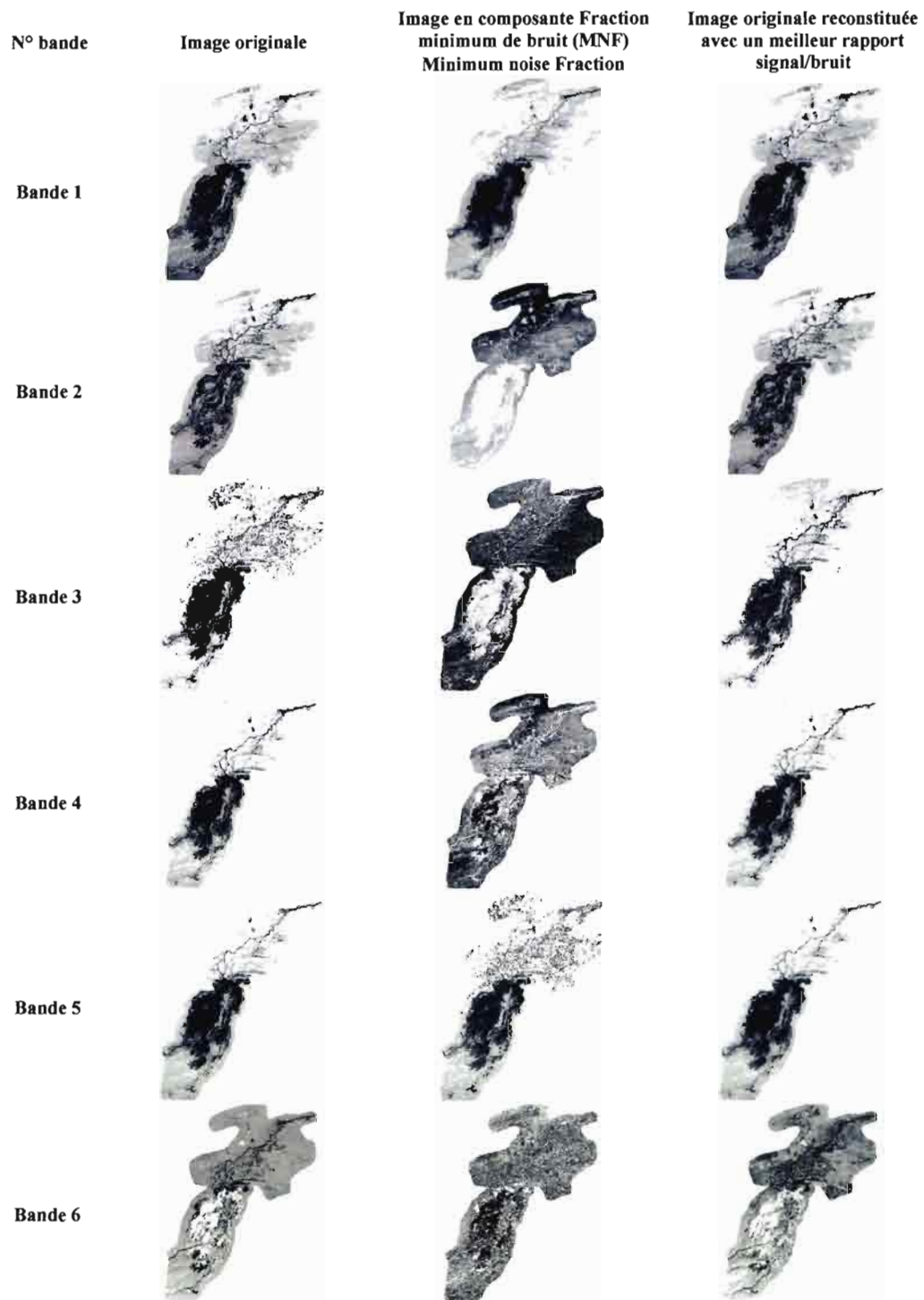


Figure 72 Séquences des bandes de l'image originale avec bruits, des composantes avec des fractions de bruits de plus en plus croissantes et l'image originale reconstituée sans bruits.

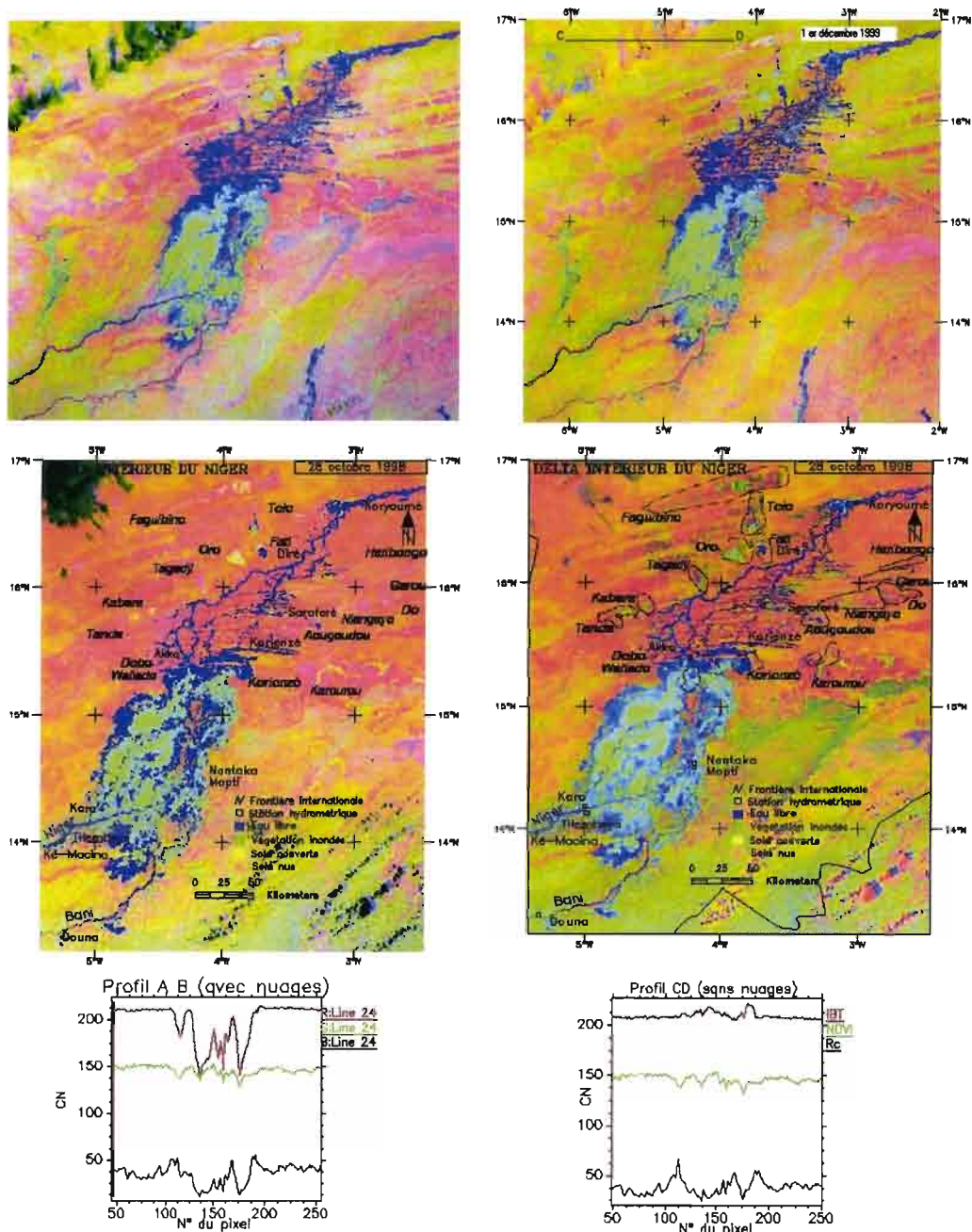


Figure 73 Amélioration de la qualité visuelle de la composition colorée : élimination du voile nuageux.

5.4.2. Classification des images

Nous décrivons dans ce qui suit la chaîne des opérations mise en œuvre pour la construction des cartes spatio-temporelles des surfaces inondées dans le Delta (fig.79). Les indices au nombre de trois, obtenus à partir de d'opérations mathématiques effectuées sur les bandes servent à construire l'image. Ce sont : l'indice de brillance IBt issu des canaux du thermique (3, 4 et 5), l'Indice de végétation NDVI défini par la différence normalisée des canaux 1 et 2 et le rapport de canaux Rc (4 et 2). Trois canaux peuvent être affichés en même

temps sur un écran qui fonctionne sur un codage de trois fois 8 bits. Affectés respectivement aux couleurs primaires rouge, verte et bleue les indices permettent au sein de l'image de la composition colorée de mettre en évidence la limite zone inondée/exondée, la végétation inondée et les surfaces d'eau libre.

Afin de répondre à un double souci de gestion des places mémoires et de gain de temps durant les traitements ultérieurs un masque est appliqué sur l'image de la composition colorée. La zone masquée constituée par les surfaces inondées et une auréole de terres exondées est classée en trois entités : surface en eau libre, végétation inondée et sols exondés couverts ou nus en appliquant la méthode du maximum de vraisemblance (MMV). Contrairement à beaucoup de méthodes de classification supervisée qualifiées de "dure" qui n'affectent le pixel à une et une seule classe, la MMV permet d'affecter le pixel à toutes les classes avec différentes probabilités. En dernier lieu il est rattaché à la classe avec laquelle il offre la plus grande probabilité.

La souplesse de la méthode et la nature des données justifient ce choix. Au niveau des images NOAA/AVHRR de résolution spatiale voisine de 1 km beaucoup de pixels présentent un contenu mixte (eau libre, végétation inondée et sols exondés couverts et/ou nus). Un pixel sera affecté à la classe dont le thème occupera le pourcentage de surface (forte probabilité) le plus élevé.

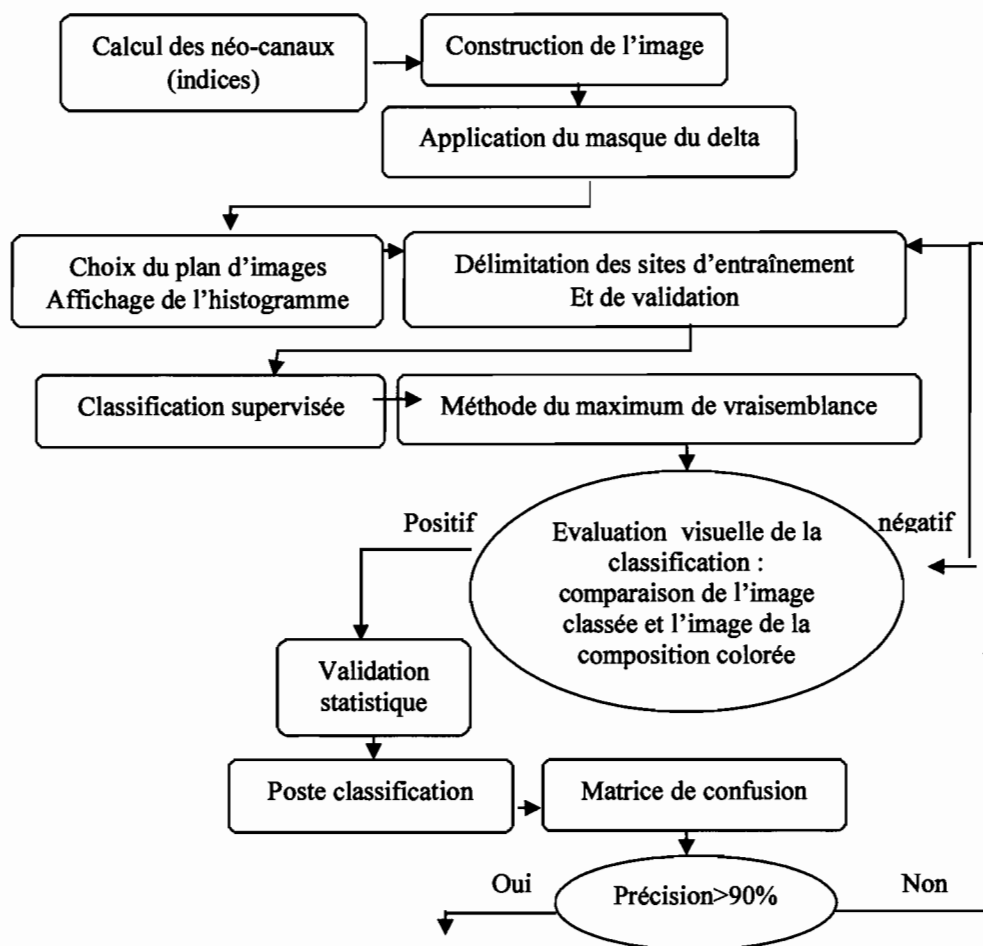


Figure 74 Schéma de construction et de la classification de la composition colorée.

Comme les autres méthodes supervisées, la méthode du maximum de vraisemblance impose le choix des sites d'entraînement. Ce dernier reste aisé compte tenu de notre connaissance des objets de la zone d'étude et des moyens de contrôle (analyse visuelle de la composition colorée et signature spectrales assez contrastée des objets) disponibles.

Notre image comprend trois bandes (néo-canaux). Il est important d'identifier le plan d'images ; la combinaison de bandes prises deux à deux qui permet de mettre en évidence les objets recherchés en utilisant leurs différences de comportements spectraux dans les trois bandes. Trois combinaisons seulement sont possibles. Ce sont les plans : Ibt-NDVI (fig.80a), Ibt- Rc (fig.80b) et NDVI-Rc (fig.80c) représentés sous forme d'histogrammes bidimensionnels.

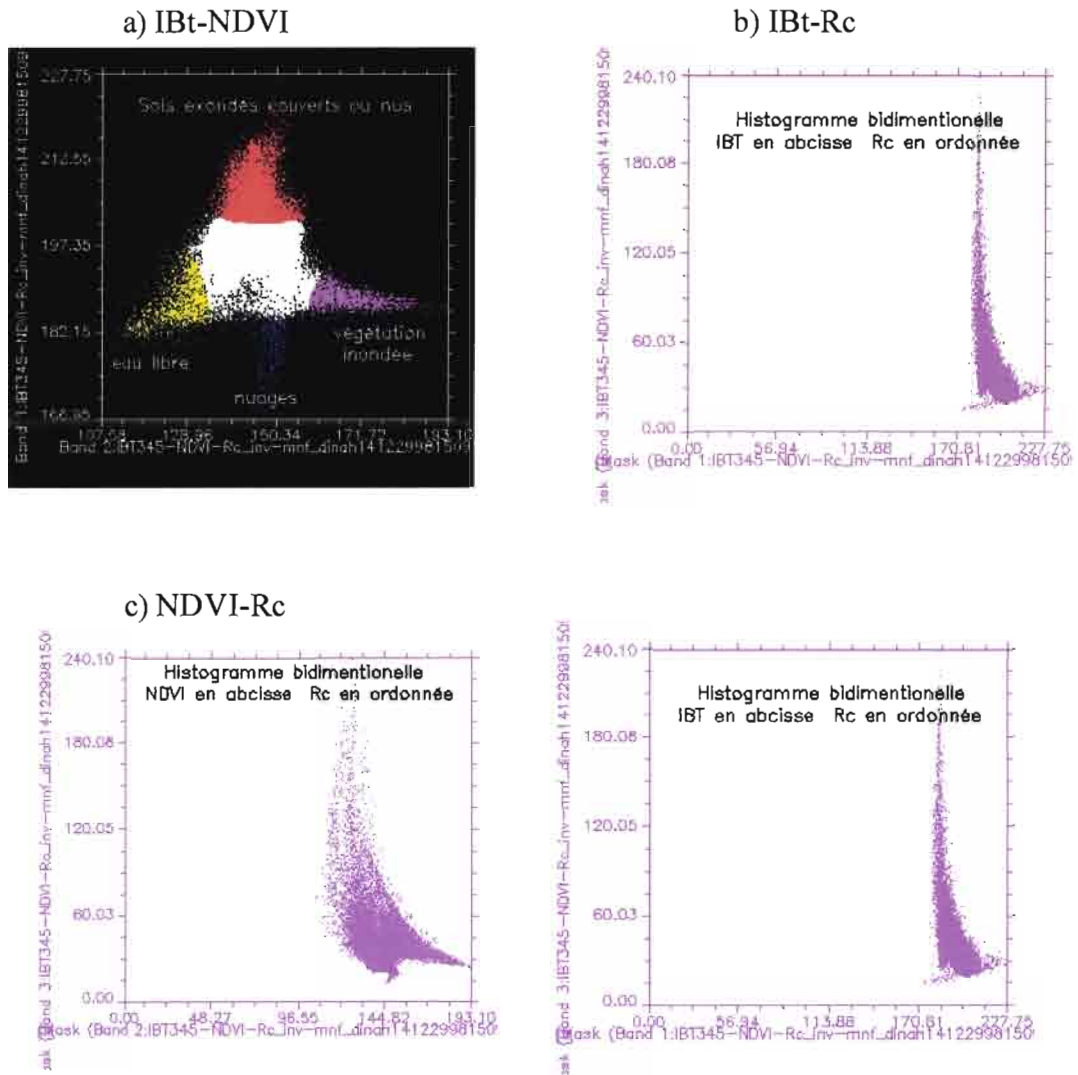
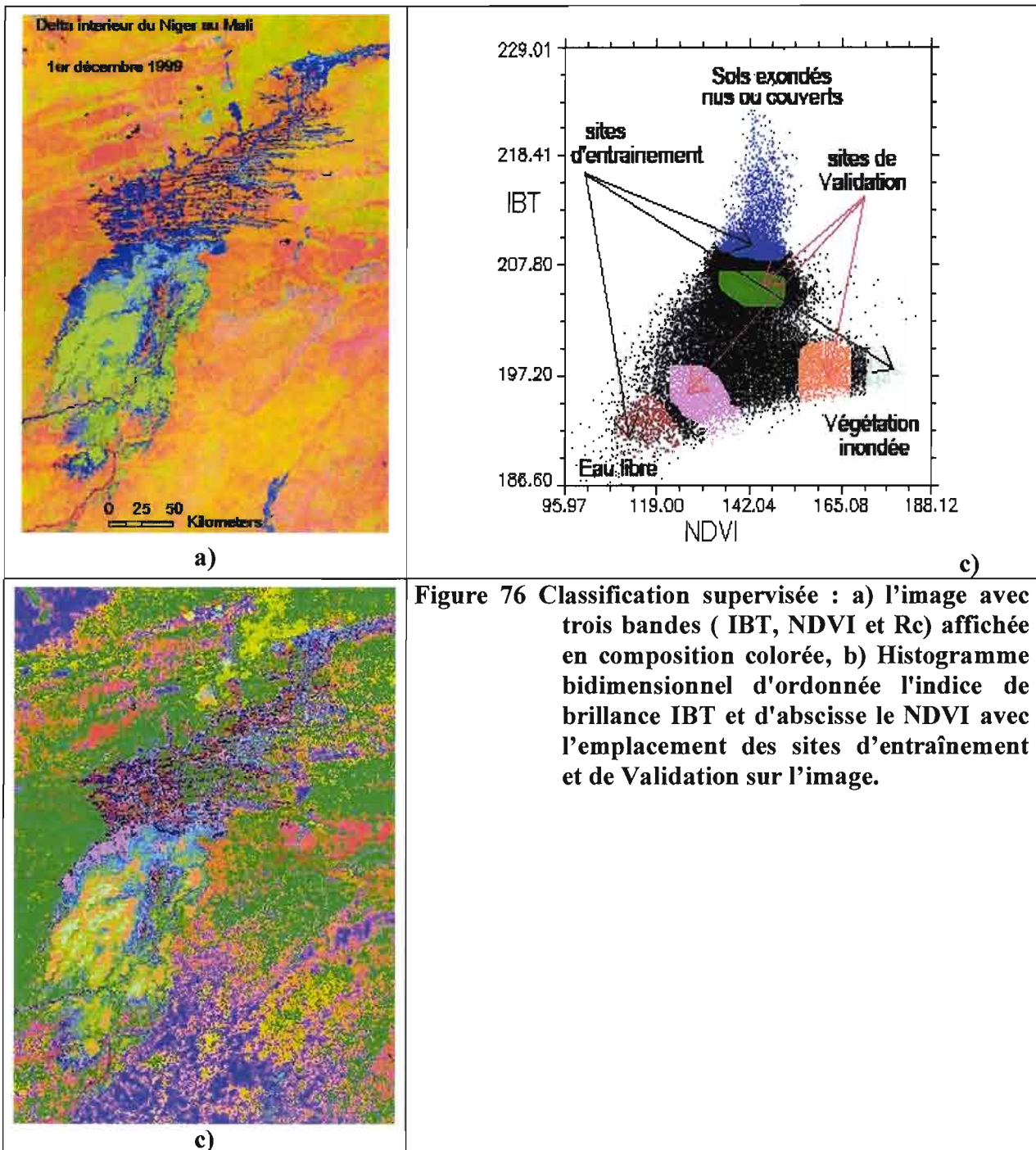


Figure 75 Comparaison des plans images : a) Ibt-NDVI, b) IBT RC, c) NDVI-Rc.

En analysant la forme des histogrammes bidimensionnels, il est remarquable de constater qu'à partir du nuages de points (pixels) se dégagent trois sommets désignant nos trois objets : eau libre, végétation inondée et sols exondés couverts ou nus. Le plan IBt NDVI présente la meilleure forme d'où les trois objets se distinguent facilement.

La classification de l'image qui consiste à regrouper les pixels selon leur appartenance aux différents objets selon un critère statistique va s'appuyer sur le plan IBt NDVI le plus informatif.



L'affichage de l'histogramme bidimensionnel d'ordonnée l'indice de brillance IBt et d'abscisse le NDVI de l'image masquée donne un nuage de points de forme triangulaire (Fig.81). Les sommets représentent les trois objets: eau libre, végétation inondée et sols exondés couverts et/ou nus dont les pixels sont de moins en moins homogènes (purs) vers le centre. Le sommet situé à la base et à gauche, (de faible NDVI) correspond à l'eau libre ; le sommet se trouvant à droite avec un NDVI plus élevé et presque de même IBt que l'eau libre, représente la végétation inondée. Le dernier sommet qui présentent le plus fort IBt (avec un NDVI supérieur à celui de l'eau libre et inférieur à celui de la végétation inondée) représente de façon indifférenciée les sols exondés couverts et nus.

Sur les sommets (où dominent les pixels purs) sont delimités les sites d'entrainement (classe de référence). Ces derniers s'affichent directement sur l'image en composition colorée. Cela permet de juger de la qualité du choix effectué. Les sites servent à définir à partir de critère statistique les populations potentielles à partir desquelles s'effectue la classification. La classification par la méthode du MMV, appliquée à l'image masquée, est basée sur des méthodes probabilistes. Elle suppose que les données pour chaque classe et dans chaque bande sont normalement distribuées. Un seuil de probabilité exprimé en pourcentage est choisi (51%) de façon que tous les pixels soient classés sauf une infime partie constituant la classe de rejet. Pour chaque pixel, est calculée sa probabilité d'appartenance à chaque classe. Le pixel est rattache à la classe avec laquelle il présente la plus grande probabilité d'appartenance. A la fin du processus de classification on obtient, en plus du résultat final, une série d'images (une par classe) indiquant la valeur de chaque pixel utilisée pour créer la classe. Ces images optionnelles permettent d'évaluer les résultats de la classification et de reclasser l'image selon un seuil donné sans avoir besoin de relancer l'outil de classification.

On procède à différents contrôles de la qualité du résultat final. Un premier contrôle visuel, couplé de l'analyse graphique (examen des signatures spectrales), consiste à appliquer la méthode de superposition dynamique pour comparer l'image classée avec la composition colorée. Cette phase qualitative consiste à vérifier que les objets (eau libre, végétation inondée et sols couverts ou nus) identifiés sur l'image classée, représentent de façons satisfaisante ceux observés sur la composition colorée servant de "vérité terrain". Si cette phase s'avère positive on procède à la validation statistique sinon on reprend la classification. Pour cela on delimite au moins un nouveau site pour chaque classe sur l'image de la composition colorée ou sur l'histogramme bidimensionnel (Fig.81). La comparaison de l'image issue de la classification et la composition colorée construite (fig.82) à partir des indicateurs élaborés permet une première appréciation (du moins qualitative) de la qualité de l'opération de cartographie mise en œuvre.

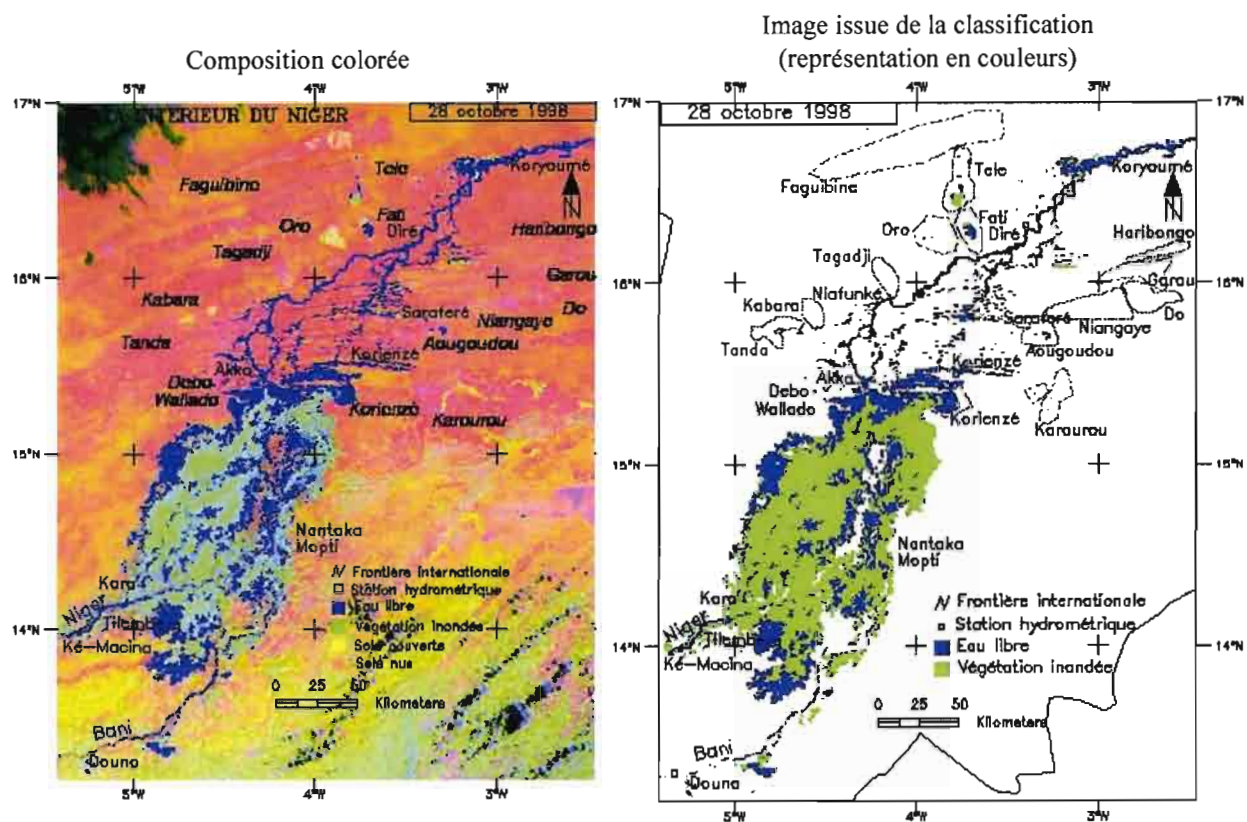


Figure 77 Comparaison de la composition colorée et du résultat de la classification de l'image du 28 octobre 1998 de la zone inondée du delta intérieur du Niger au Mali.

Quant à l'appréciation quantitative elle consiste à évaluer la précision du résultat de la classification. C'est l'opération de validation statistique. Elle se fait sur un autre jeu de données que celui ayant servi à l'élaboration de la classification. C'est un processus de post-classification qui, à travers la comparaison de l'image classée aux sites d'entraînement, permet de définir la précision du résultat de la classification. Les résultats de cette opération sont résumés dans la matrice de confusion (Fig.83). Les éléments de la matrice de confusion sont les suivants:

- en colonnes les données des classes,
- en lignes les données des classes de référence (sites d'entraînement),
- la précision totale: nombre de pixels bien classés divisés par le nombre total de pixels,
- l'erreur d'excédent ou de commission calculée selon les colonnes, correspond à la répartition des pixels d'une classe dans diverses classes de référence,
- l'erreur de déficits ou d'omission calculée selon les lignes, est la répartition d'une classe de référence dans les classes issues de la classification,
- la précision pour l'utilisateur est le pourcentage de pixels d'une classe correctement classé vis-à-vis de la référence, elle se lit selon les colonnes,
- la précision pour le réalisateur est le pourcentage de pixels d'une référence correctement classés, elle se lit selon les lignes,
- le coefficient Kappa, estimateur de la précision, varie entre 0 et 1. Il tient compte des erreurs en ligne et en colonne.

La précision est d'autant plus meilleure que Kappa approche la valeur 1. Le processus de la classification est conduit jusqu'à l'obtention d'une précision généralement supérieure à 90%.

$$Kappa = \frac{\left| N \sum_{i=1}^l X_{ii} - \sum_{i=1}^l (X_{i+} X_{+i}) \right|}{N^2 - \sum_{i=1}^l (X_{i+} X_{+i})}$$

avec l nombre de lignes et N nombre total de pixels.

Matrice de Confusion: (496x440x1)

Précision totale = (13618/14335) 94.9983%
Coefficient Kappa = 0.9197

Classes	Sites d'entraînement (Pixels)				Total
	valid_eau-lib	valid_veg-ino	valid_sols-ex	eau-libre	
eau-libre	2811	280	7	348	3446
végétation-in	78	3423	0	0	3501
sols -exondés	1	1	7384	0	7386
Non classé	0	1	0	0	1
Total	2890	3706	7391	348	14335

Classes	Sites d'entraînement (Pourcent)				Total
	valid_eau-lib	valid_veg-ino	valid_sols-ex	eau-libre	
eau-libre	97.27	7.56	0.09	100.00	24.04
végétation-in	2.70	92.36	0.00	0.00	24.42
sols -exondés	0.03	0.03	99.91	0.00	51.52
Non classé	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

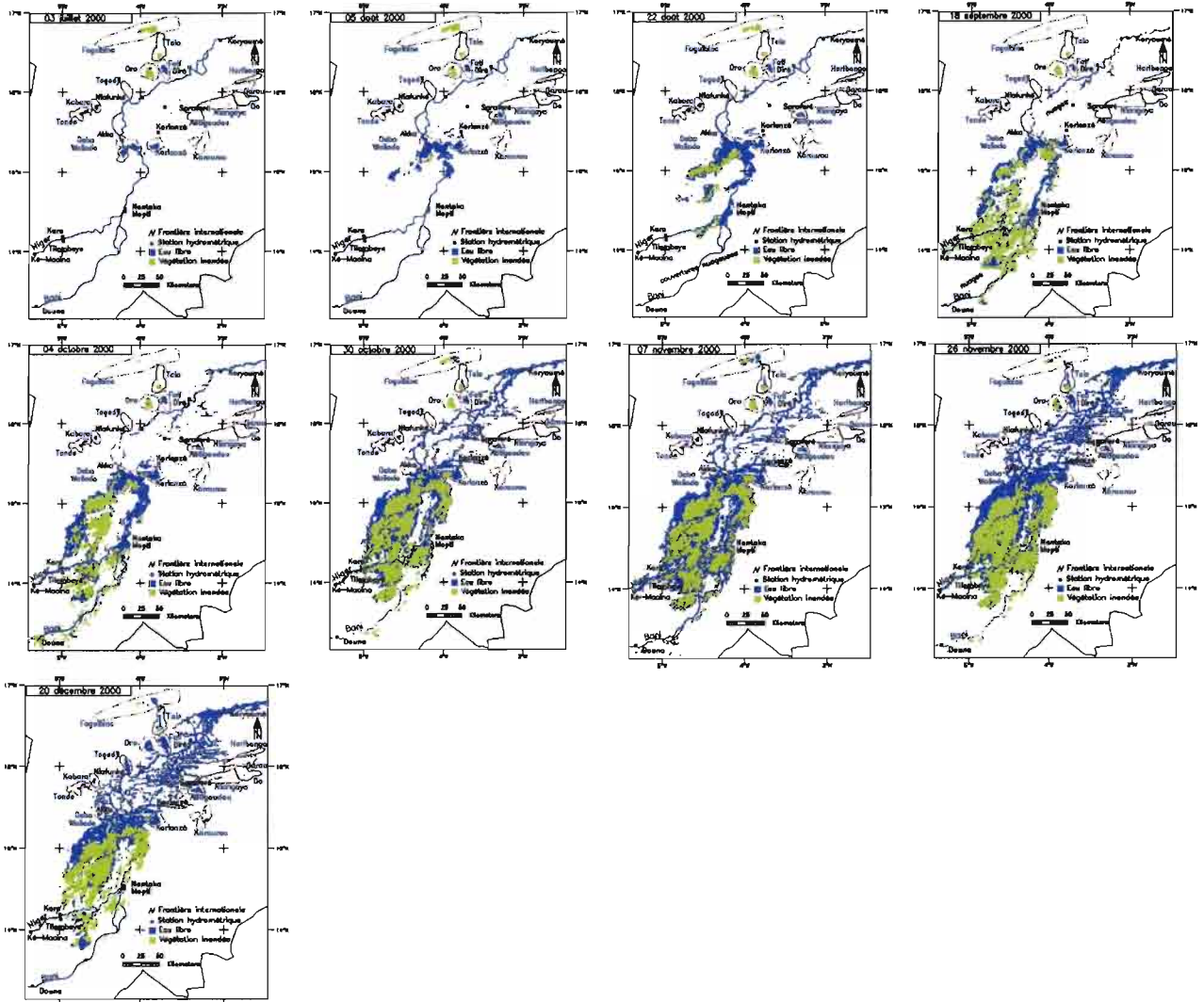
Classes	excédents		déficits	
	(pourcent)	(pourcent)	(Pixels)	(Pixels)
eau-libre	21.97	2.73	635/2890	79/2890
végétation-in	2.10	7.64	78/3706	283/3706
sols -exondés	0.03	0.09	2/7391	7/7391
non classé	0.29	100.00	1/348	348/348

Classes	Préc. réal.		Préc. util.	
	(pourcent)	(pourcent)	(Pixels)	(Pixels)
eau-libre	97.27	81.57	2811/2890	2811/3446
végétation-in	92.36	97.77	3423/3706	3423/3501
sols -exondés	99.91	99.97	7384/7391	7384/7386
Non classé	0.00	0.00	0/34	0/1

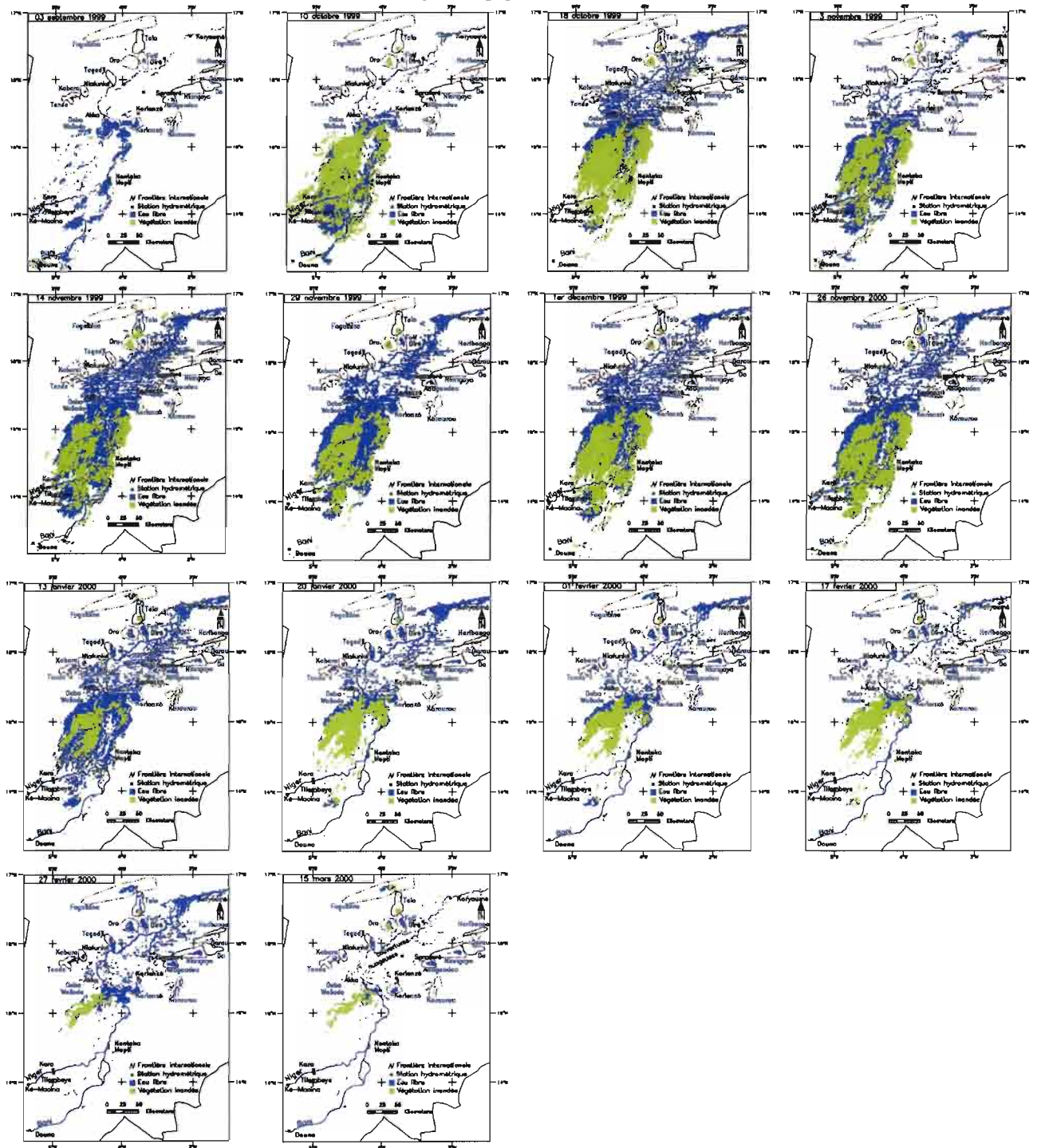
Figure 78 Exemple de matrice de confusion utilisant les sites de validation comme "vérité terrain".

La méthode d'extraction des surfaces inondées appliquée aux images NOAA/AVHRR disponibles a permis d'établir l'état de l'inondation par année hydrologique sur la période 1990-2000 dans le Delta intérieur du Niger au Mali. L'inondation commence en août ou septembre et atteint son maximum en octobre, novembre voire décembre. La figure 84 donne un aperçu de la variabilité interannuelle de l'inondation dans le delta.

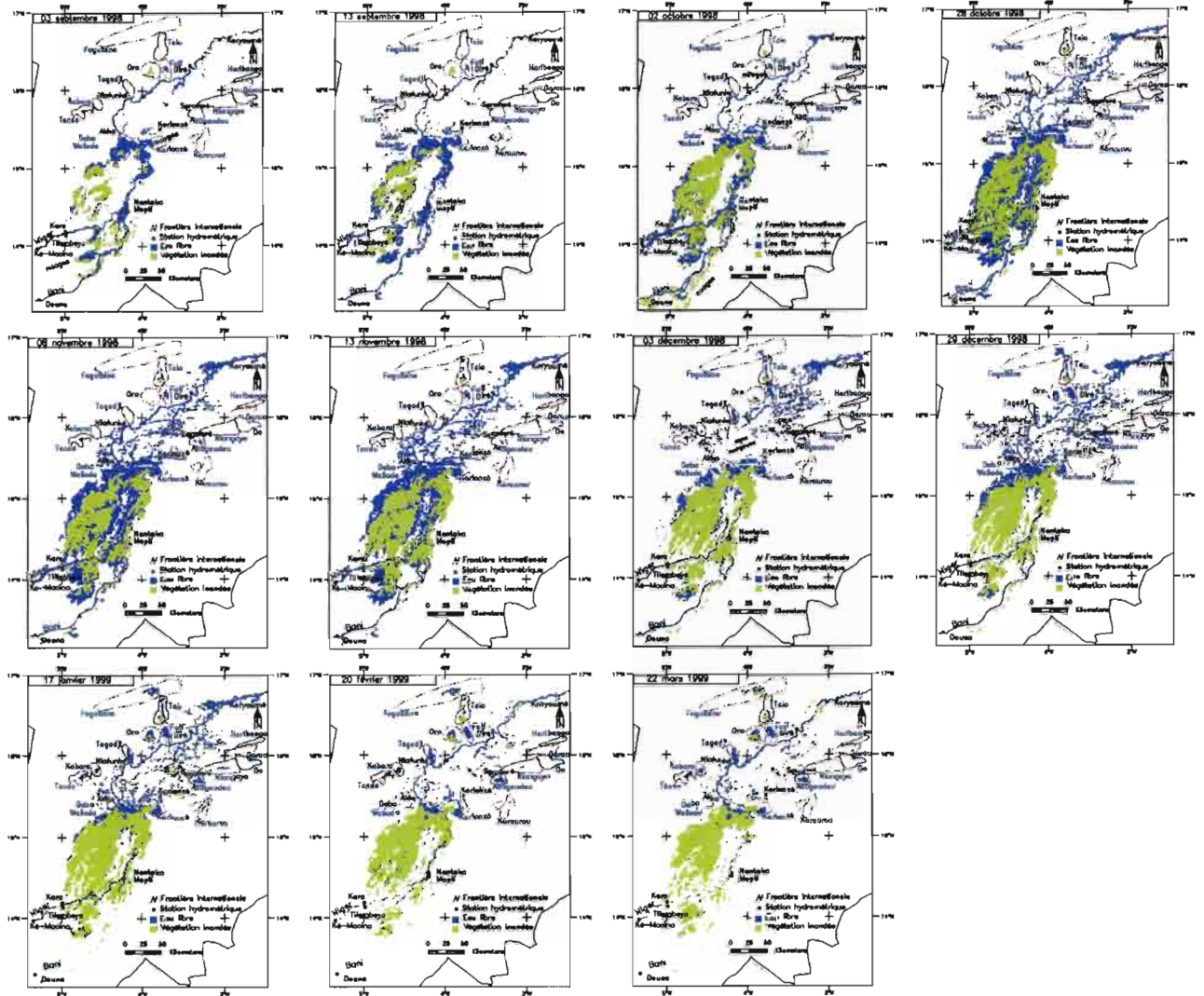
Année hydrologique 2000-2001



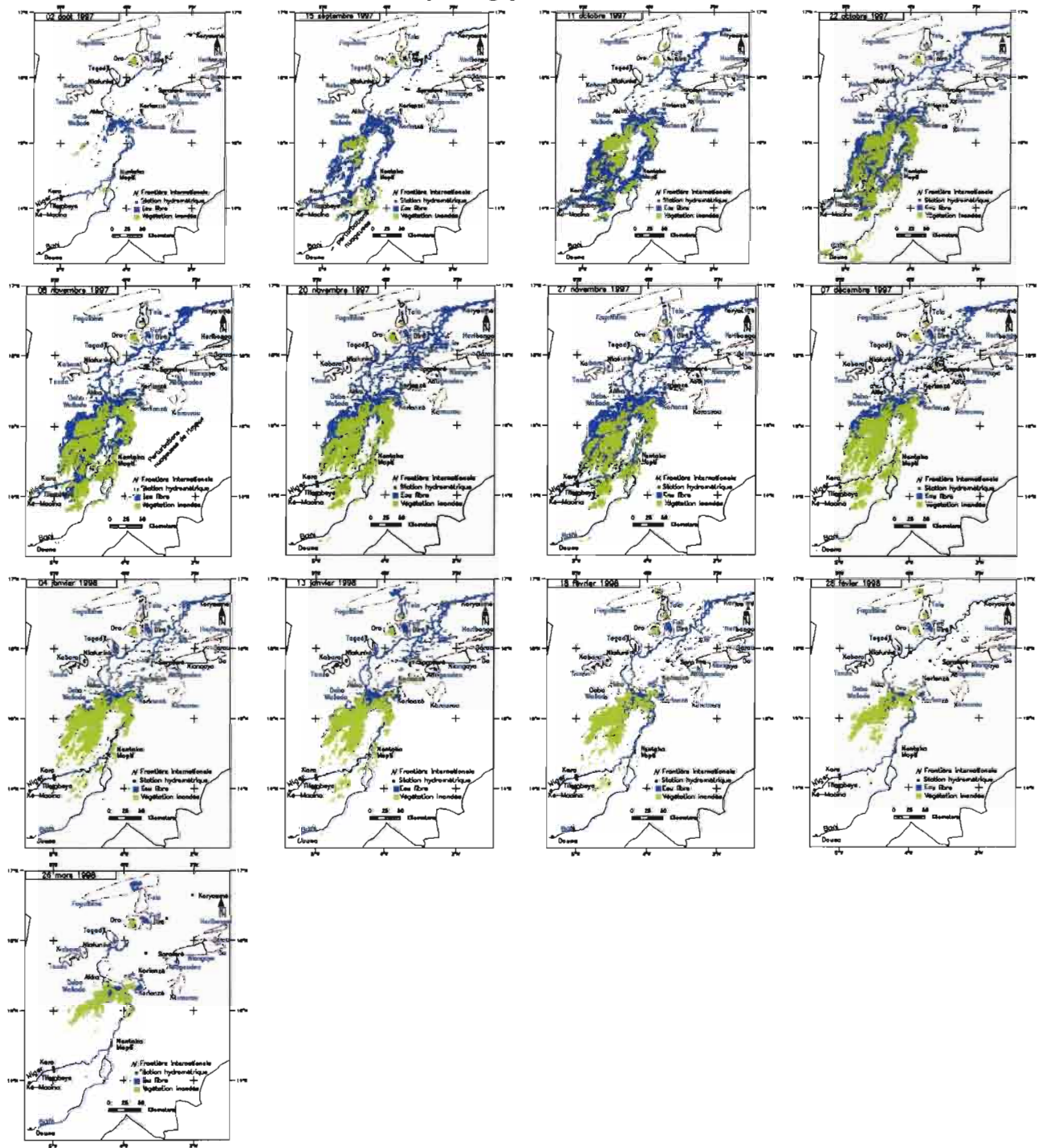
Année hydrologique 1999-2000



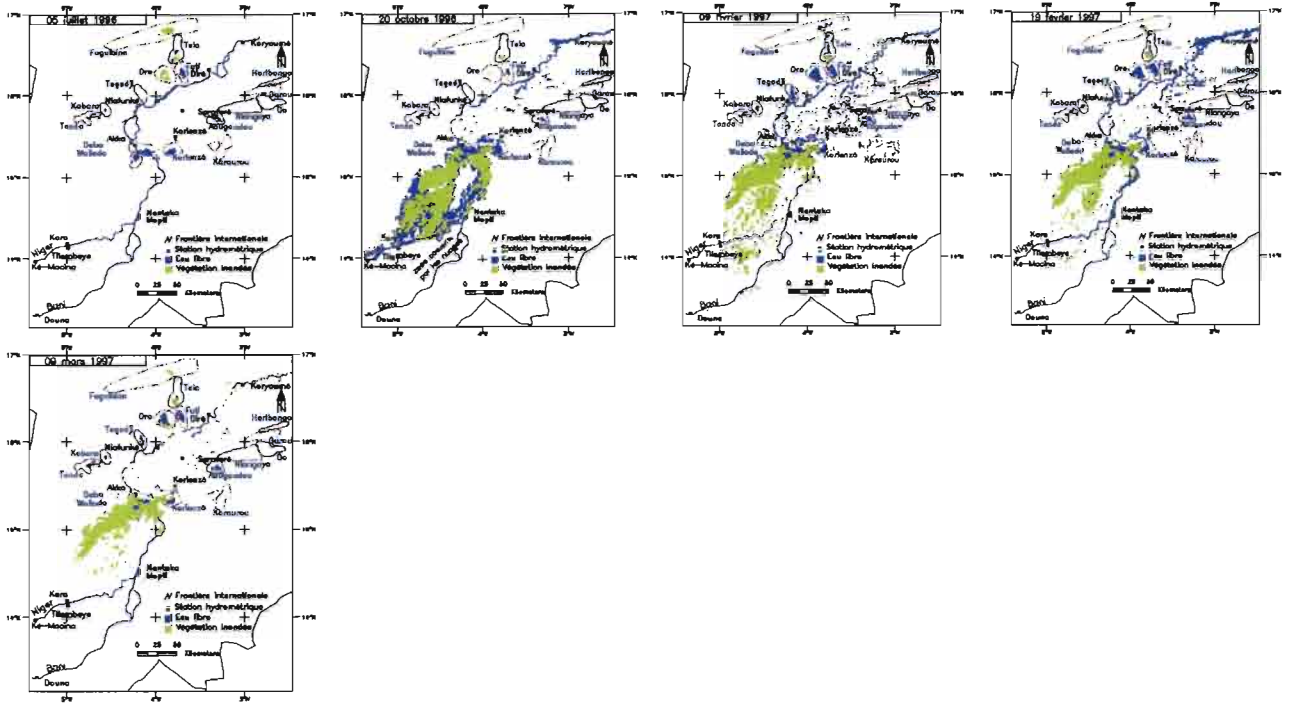
Année hydrologique 1998-1999



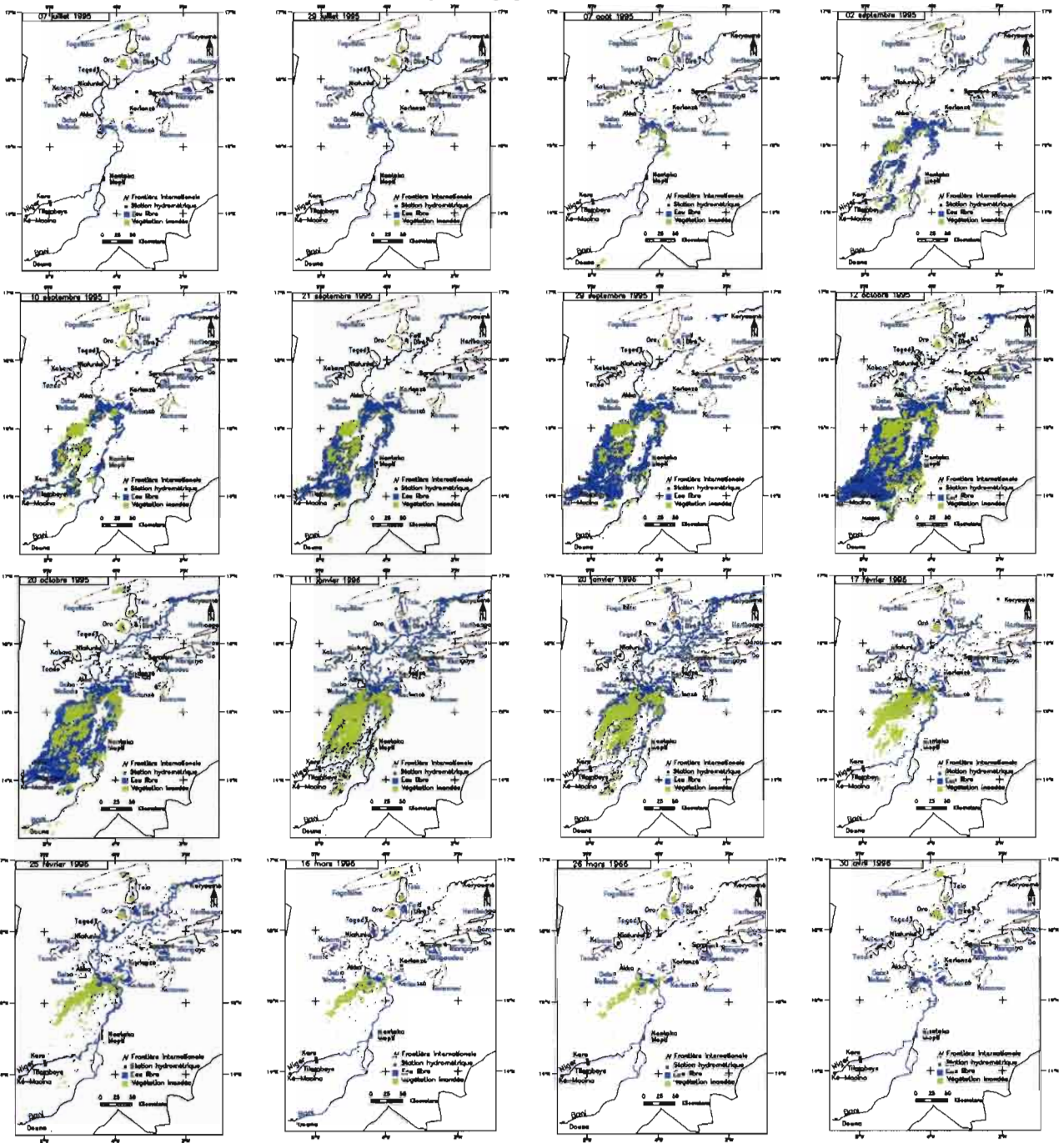
Année hydrologique 1997-1998



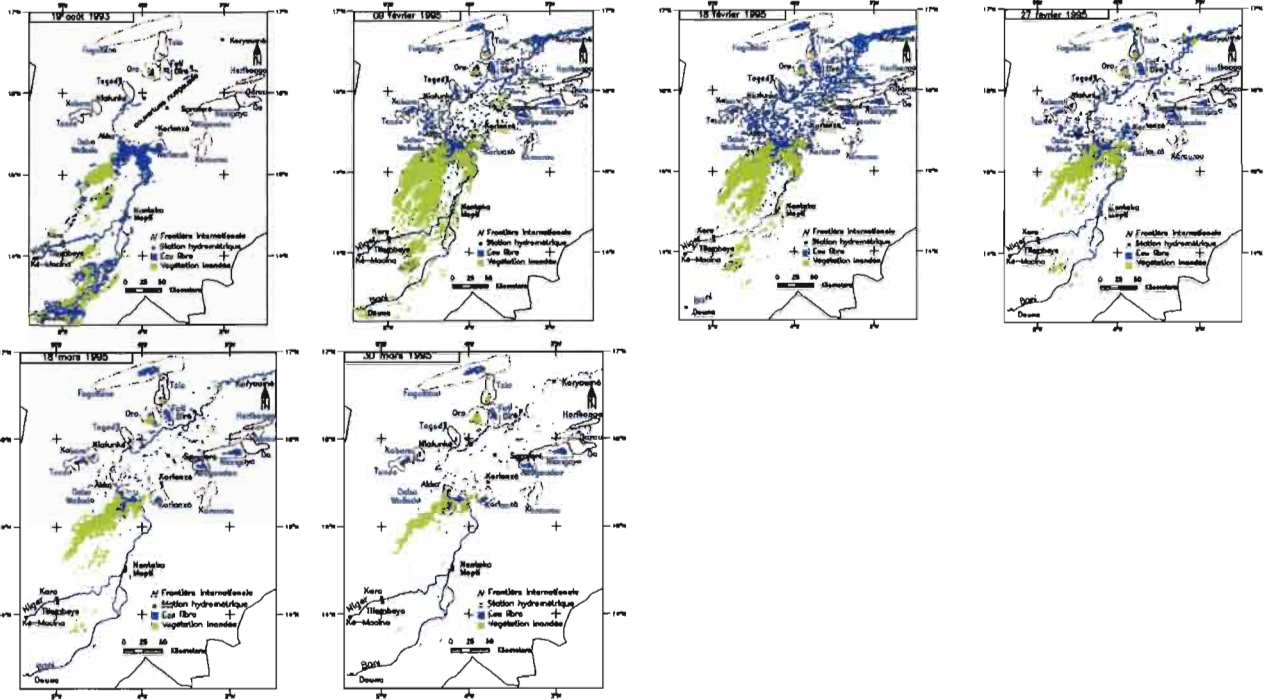
Année hydrologique 1996-1997



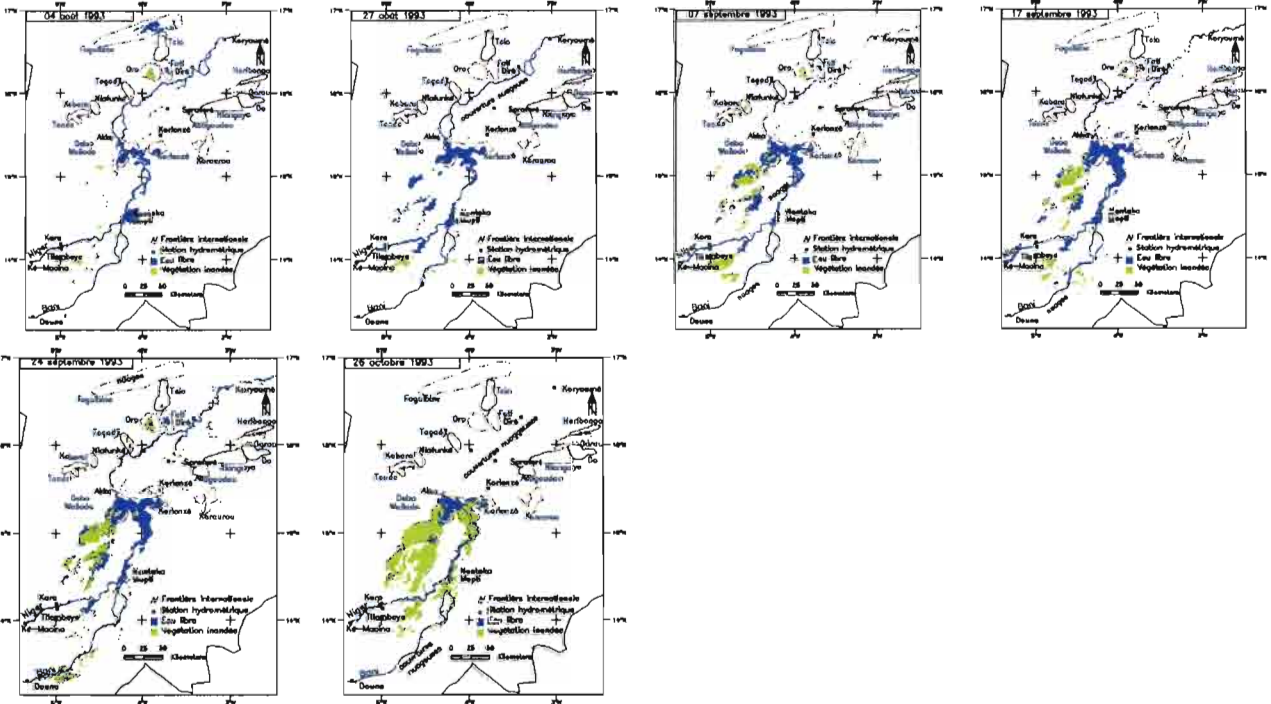
Année hydrologique 1995-1996



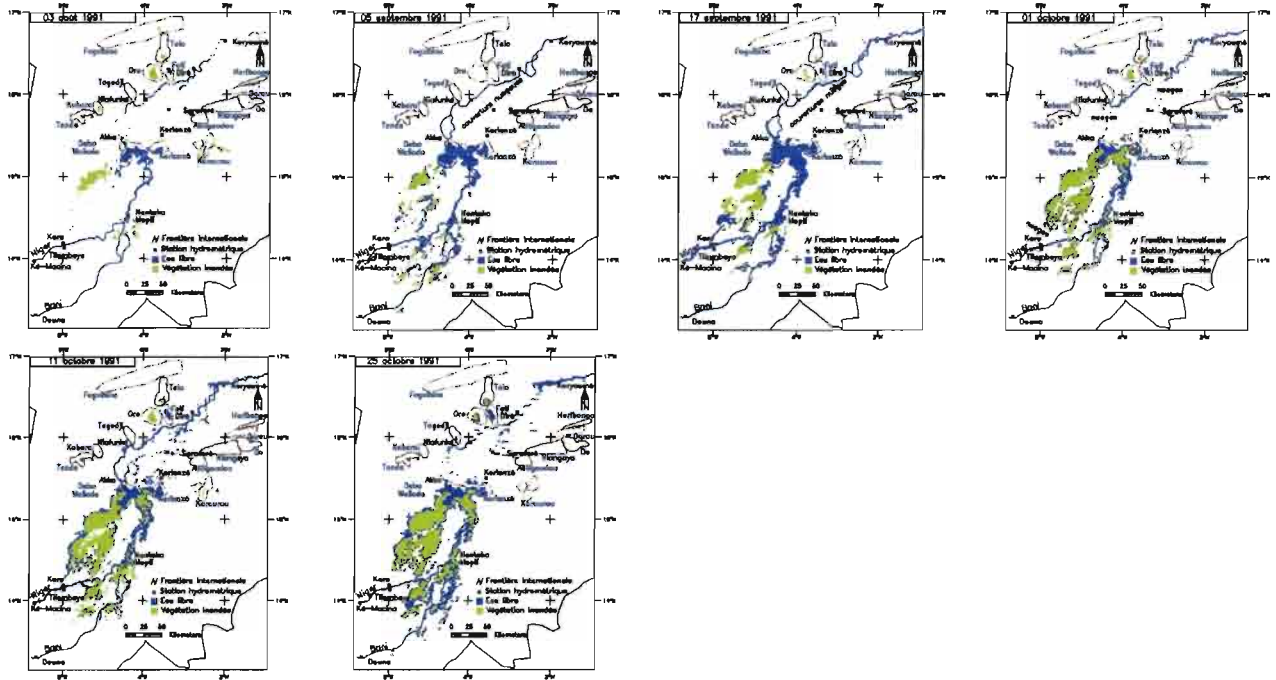
Année hydrologique 1994-1995



Année hydrologique 1993-1994



Année hydrologique 1991-1992



Année hydrologique 1990-1991

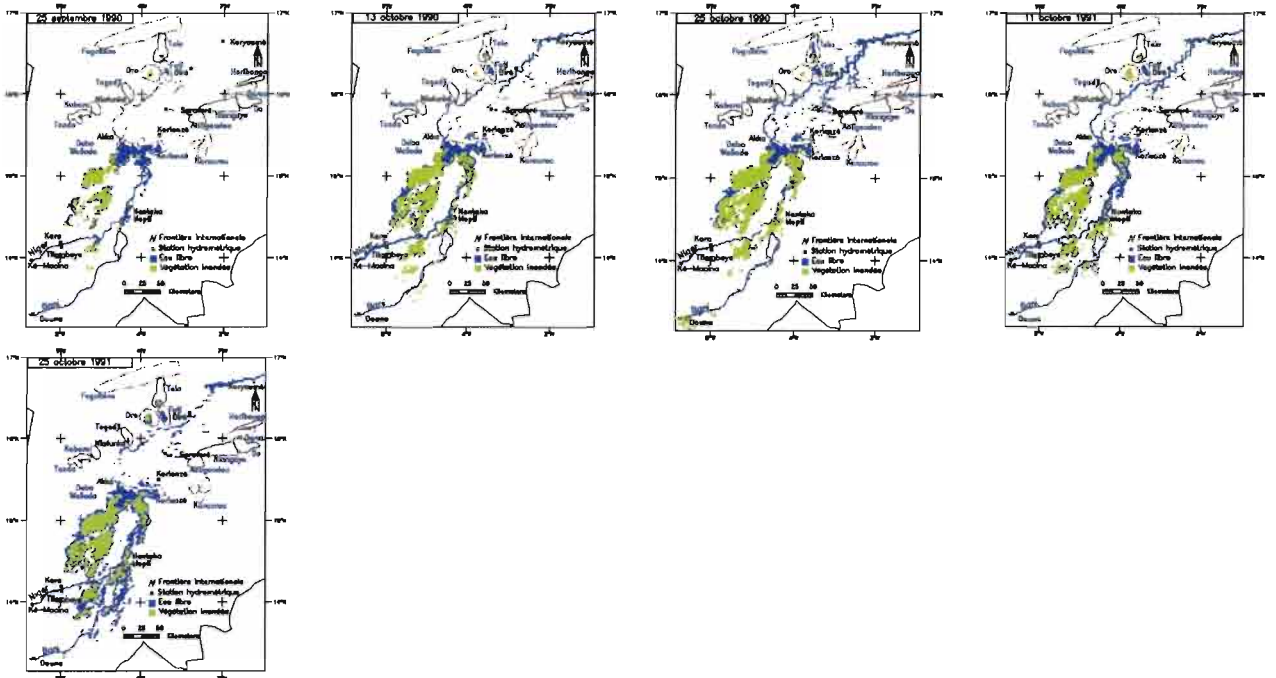


Figure 79 Variabilité interannuelle de l'inondation dans le Delta intérieur du Niger au Mali d'après les images NOAA/AVHRR disponibles sur la période 1990-2000.

5.5 Variabilité spatio-temporelle des surfaces inondées dans le Delta sur la période 1990-2000

Le delta intérieur du Niger est divisé en deux zones (fig.85) aux caractéristiques géomorphologiques bien distinctes telles que décrites au chapitre II. Les surfaces des différents objets géographiques (eau libre et végétation inondée), extraite des images AVHRR disponibles selon la méthodologie présentée plus haut, sont analysées dans un contexte de variabilité spatio-temporelle sur la période d'étude sur le Delta et ses deux unités.

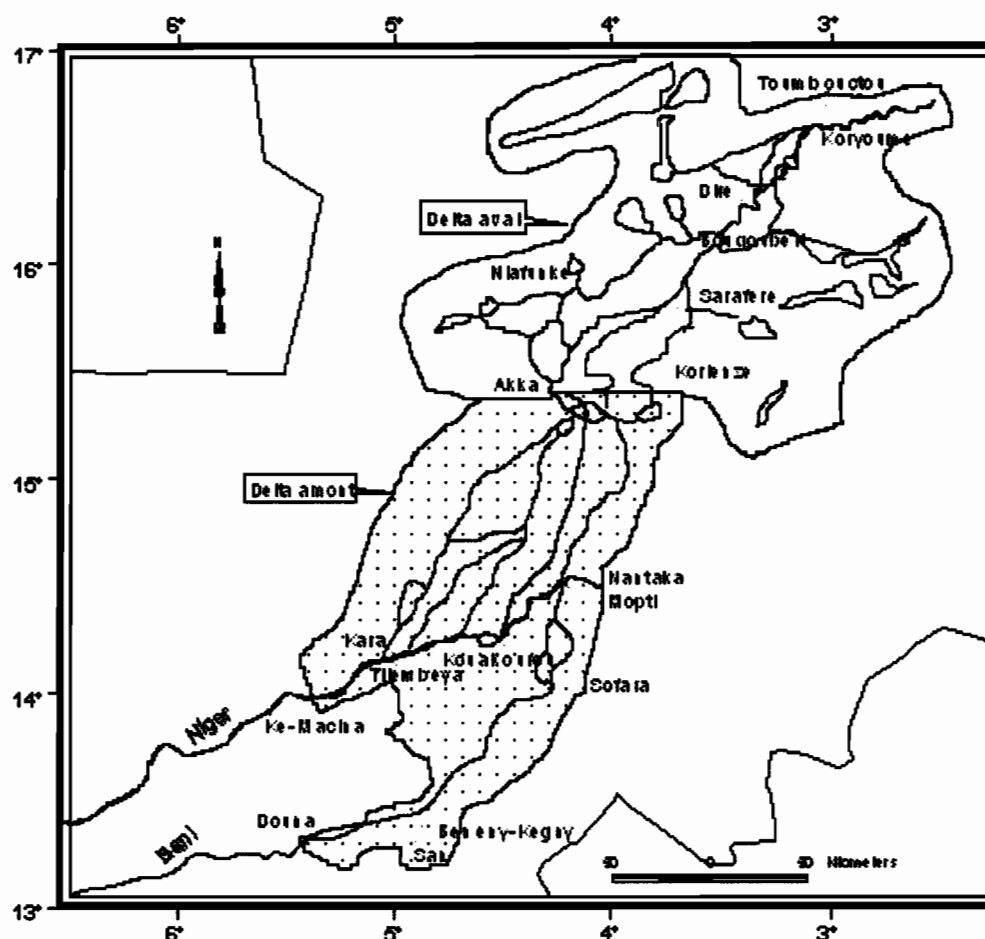


Figure 80 Carte de présentation des deux grandes unités hydromorphologiques du Delta intérieur du Niger au Mali : le Delta amont et le Delta aval.

Les surfaces inondées sur la période 1990-2000 sont assez variables selon l'hydraulicité de l'année. Deux tendances semblent se dégager (fig.86). Avant l'année hydrologique 1994/95 les surfaces inondées semblent indiquer des valeurs inférieures à 10 000 km² alors qu'à partir de la même année les surfaces maximales atteignent en moyenne 14 000 km² avec une surface inondée maximale exceptionnellement importante (près de 22 000 km²) en 1999/00. Ce résultat semble en accord avec les surfaces inondées calculées à partir du modèle agro-écologique (climax 1994-2000) et observées sur les images décadaire NDVI/SPOT4 VEGETATION de la même région (fig.86). Les surfaces inondées en amont

sont plus importantes qu'en aval de la période d'étude (déficitaire). Le rapport moyen vaut 6 sur les années 1990-93 plus sèches et 4 entre 1994-2000. Le rapport semble décroître avec l'hydraulicité et peu s'inversé en période plus humide comme le suggère les études antérieures sur le Delta (Auvray, 1960 ; Mahé *et al.*, 2002). Les surfaces maximales sont retardées en aval (fig.87). Elles apparaissent généralement autour du mois de novembre dans le Delta amont et janvier dans le Delta aval.

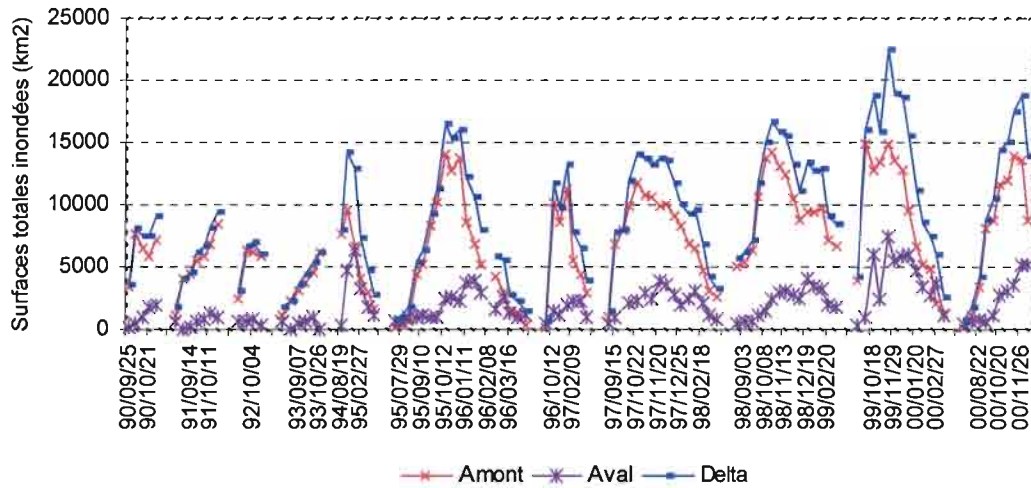


Figure 81 Evolution interannuelle (année hydrologique) des surfaces inondées dans les différentes zones d'inondation du delta intérieur du Niger d'après les images NOAA/AVHRR disponibles.

Les surfaces inondées sur la période 1990-2000 sont assez variables selon l'hydraulicité de l'année. Deux tendances semblent se dégager (fig.86). Avant l'année hydrologique 1994/95 les surfaces inondées semblent indiquer des valeurs inférieures à 10 000 km² alors qu'à partir de la même année les surfaces maximales atteignent en moyenne 14 000 km² avec une surface inondée maximale exceptionnellement importante (près de 22 000 km²) en 1999/00. Ce résultat semble en accord avec les surfaces inondées calculées à partir du modèle agro-écologique

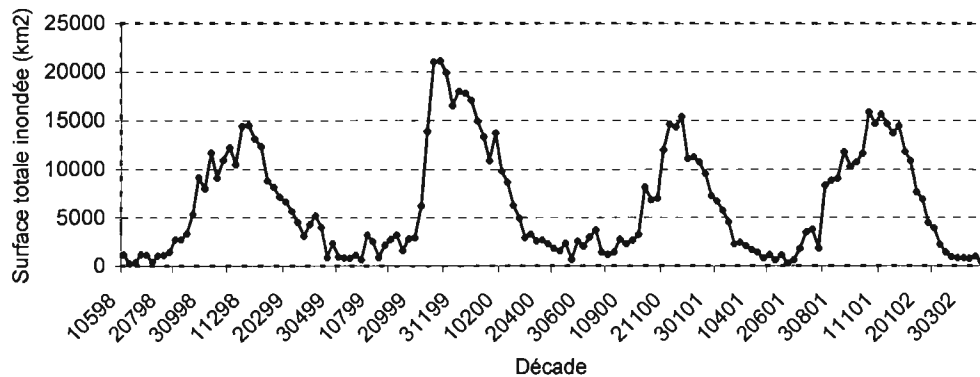


Figure 82 Variation interannuelle des surfaces inondées dans le Delta sur la période 1998-2002 à partir des images décadaires NDVI/SPOT4 VEGETATION.

Les statistiques sur les surfaces inondées (tableau 31) indiquent une distribution spatio-temporelle variable en fonction du découpage amont-aval et de l'hydraulicité de

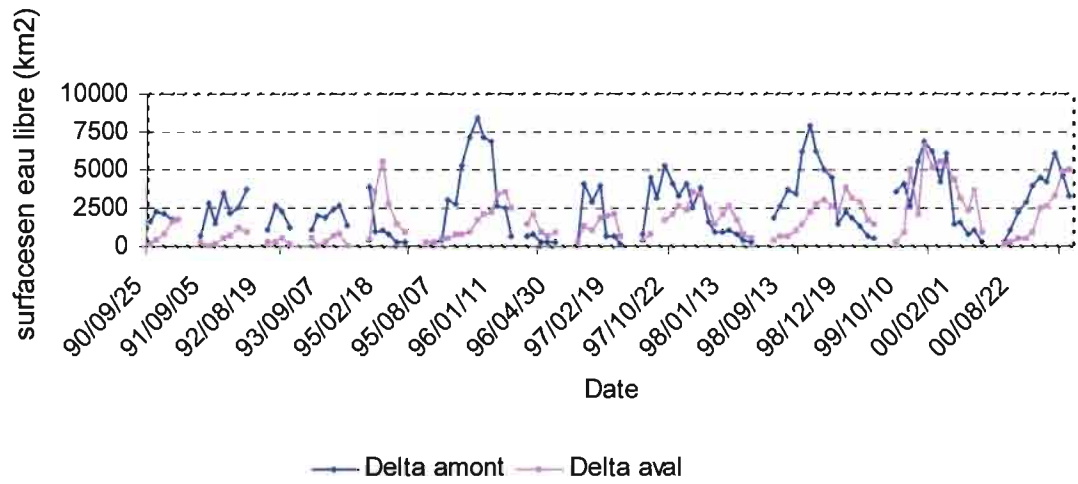
l'année. En amont les surfaces en végétation inondée sont plus importantes que les surfaces en eau libre dans un rapport 1.5, 1.2 et 1.7 respectivement durant les années plus sèche, humide et l'ensemble de la période d'étude. En aval par contre on observe l'inverse où les surfaces en eau libre dominant dans un rapport de 4.2, 6.0 et 6.8. Le rapport surfaces totales inondées amont-aval décroît avec l'hydraulicité.

Les surfaces en eau libre semblent plus importantes en amont (fig.88a) qu'en aval notamment en année plus sèche. Durant ces dernières les lacs ne sont pas mis en eau pour les côtes d'eau inférieures à 630 cm à Mopti. Le développement des surfaces en eau libre dans le Delta aval est plus décalé dans le temps avec l'hydraulicité.

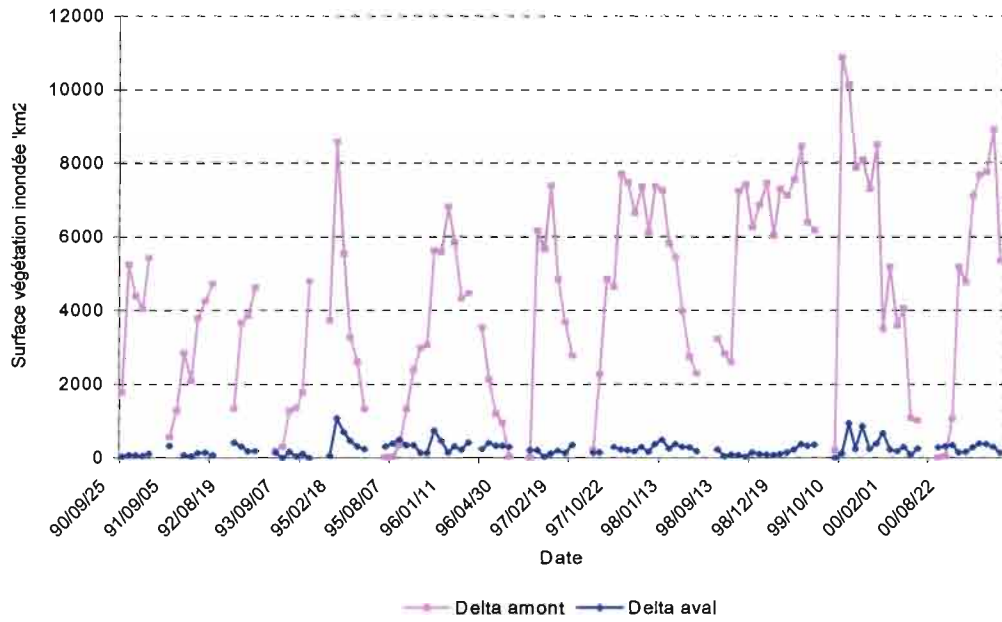
La végétation inondée occupe en moyenne plus de 60 % des superficies inondables dans le Delta amont et près de 20% dans le Delta aval. Elle occupe en moyenne 4300 km² et 330 km² respectivement dans le Delta amont et le Delta aval (fig.88b).

Tableau 31 Statistiques des surfaces inondées (eau libre, végétation inondée, surface totale inondée) dans le Delta et ces deux unités hydromorphologiques (Delta amont et Delta aval) sur la période 1990-2000 (1990/1993 "plus sèche", 1994/2000 "humide")

Zones		1990/1993 (plus sèche)			1994/2000 (humide)			1990/2000		
		Surface maximale Inondée (km ²)	Surface moyenne Inondée (km ²)	Ecart-type	Surface maximale Inondée (km ²)	Surface moyenne Inondée (km ²)	Ecart-type	Surface maximale Inondée (km ²)	Surface moyenne Inondée (km ²)	Ecart-type
Delta amont	Eau-libre	3652	2017	764	8389	2742	2215	8389	2593	2023
	Végétation inondée	5420	2885	1715	10836	4757	2726	10836	4328	2675
	Surf.totale	8363	4901	2028	14904	7444	4269	14904	6921	4040
Delta aval	Eau-libre	1746	539	493	6576	2073	1503	6576	1755	1492
	Végétation inondée	416	139	108	1088	288	196	1088	257	192
	Surf.totale	1865	666	497	7455	2358	1592	7455	2007	1590
Delta	Eau-libre	4617	2542	1004	13402	4783	2981	13402	4318	2839
	Végétation inondée	5539	3011	1706	11054	5021	2840	11054	4604	2762
	Surf.totale	9400	5553	2273	22359	9782	5260	22359	8913	5089

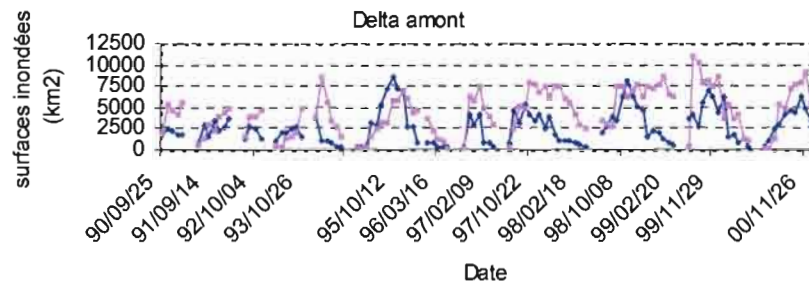


a)



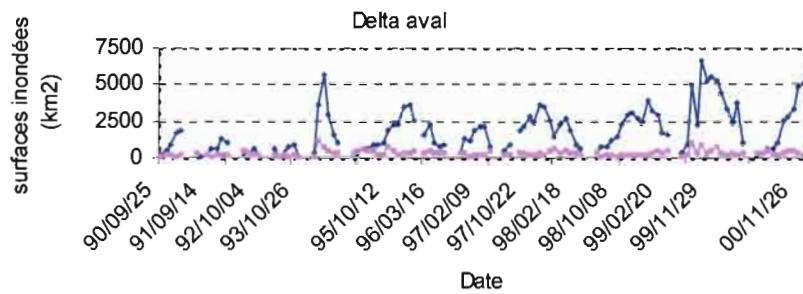
b)

Figure 83 Etude comparative des surfaces en eau libre (a) et végétation inondée (b) dans le Delta amont le Delta aval sur la période 1990-2000.



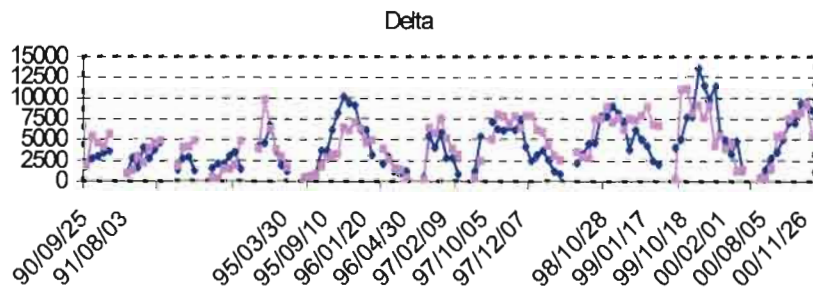
— surfaces en eau libre — surfaces en végétation inondée

a)



— surfaces en eau libre — surfaces en végétation inondée

b)



— surface en eau libre — surface en végétation inondée

c)

Figure 84 Variabilité des surfaces en eau libre et végétation inondée dans le Delta et ses unités hydrogéomorphologiques d'après les images AVHRR analysées sur la période 1990-2000.

La formation de la végétation inondée semble se poursuivre en même temps que le retrait eaux libres dans le Delta amont (fig.89a). Par contre dans le Delta aval le décalage est presque inexistant indiquant (fig.89b) l'apport très limité des eaux d'écoulement dans le développement de la végétation inondée. Le remplissage des lacs périphériques du Delta aval ne se produit qu'à partir d'un certain niveau d'eau, correspondant au seuil de 630 cm à l'échelle de Mopti (Orange *et al.*, 2002) qui n'a été atteint qu'en 1994, 1996 et 1998.

Chapitre 6

Modélisation des superficies inondées

Chapitre 6 Modélisation des superficies inondées dans le Delta intérieur du Niger

La méconnaissance de la géométrie du système deltaïque due au manque de données topographiques détaillées, rend difficile une modélisation de nature physique du processus de propagation de la crue pouvant servir de base d'établissement de modèles d'estimation des superficies inondées dans le Delta intérieur du Niger. Les difficultés d'acquisition d'une couverture satellitaire complète de la zone avaient également constitué un handicap dans ce domaine pourtant bien adapté à l'estimation des zones inondées. C'est donc vers une modélisation de type empirique ou hydrologique que se sont orientés les premiers travaux de modélisation des surfaces inondées du Delta. Il existe sur le Delta un modèle agro-écologique d'estimation des surfaces inondées maximales (Cissé et Gosseye, 1990) qui repose sur la recherche de la relation entre la hauteur maximale de crue du fleuve Niger lue à l'échelle limnimétrique de Mopti et les surfaces d'unités taxonomiques inondables (TI) caractérisées par leur hauteur de submersion et deux modèles hydrologiques (Sutcliffe & Parks, 1989 ; Olivry, 1993) basés principalement sur le bilan hydrologique. Ces deux derniers partagent en commun la recherche de relation entre les surfaces inondées au pas de temps mensuel (Sutcliffe & Parks, 1989) et annuel (Olivry, 1993) et la différence de volume entre les apports en amont et les sorties en aval du Delta. Le premier s'appuie sur les débits de Koulikoro et de Douana en amont et de Tossaye en aval tandis que le second utilise les débits de Ké-Macina et Douana à l'entrée et les débits de Diré à la sortie du Delta. Dans la suite de ce chapitre après un rappel du principe des méthodes Cissé et Gosseye (1990) et d'Olivry (1993), qui s'inscrivent presque dans les mêmes limites du Delta sur lesquelles repose notre étude, ces deux modèles sont mis en œuvres en utilisant les données hydrologiques actuelles du delta intérieur du Niger. Les résultats sont comparés aux surfaces inondées extraites des images satellitaires NOAA dans le cadre de cette étude.

6.1. Modèle agro-écologique d'inondation du delta intérieur du Niger

Le modèle de Cissé et Gosseye (1990) est développé dans le cadre des travaux cartographiques du PIRT (1983), publiés par le Ministère de l'environnement et de l'élevage de l'État malien. Il est calé sur les hauteurs maximums décennales moyens de la station de Mopti sur la période 1944 à 1968. Une nouvelle version présentée par Orange *et al.*, 2002, selon les travaux de Dembelé (1999), est ajustée aux données de 1969 à 1978. Nous proposons dans cette étude, une version ajustée aux données hydrologiques de la décennie 1990-2000 qui se distinguent des séries précédentes par leurs déficits plus marqués d'après les analyses qui vous seront présentées dans le chapitre III.

6.1.1. Principes du modèle agro-écologique

Le Delta intérieur du Niger et ses régions limitrophes sont répartis en 11 zones agro-écologiques (fig.90) ou entités géographiques homogènes du point de vue géologique, géomorphologique, pédologique, climatique et hydrologique. Les zones agro-écologiques sont scindées en unités taxonomiques inondables (tableau 32) caractérisées par des variables décrivant les conditions d'inondation (hauteur d'eau de submersion, durée de l'inondation), les sols, la végétation, la topographie et leurs usages.

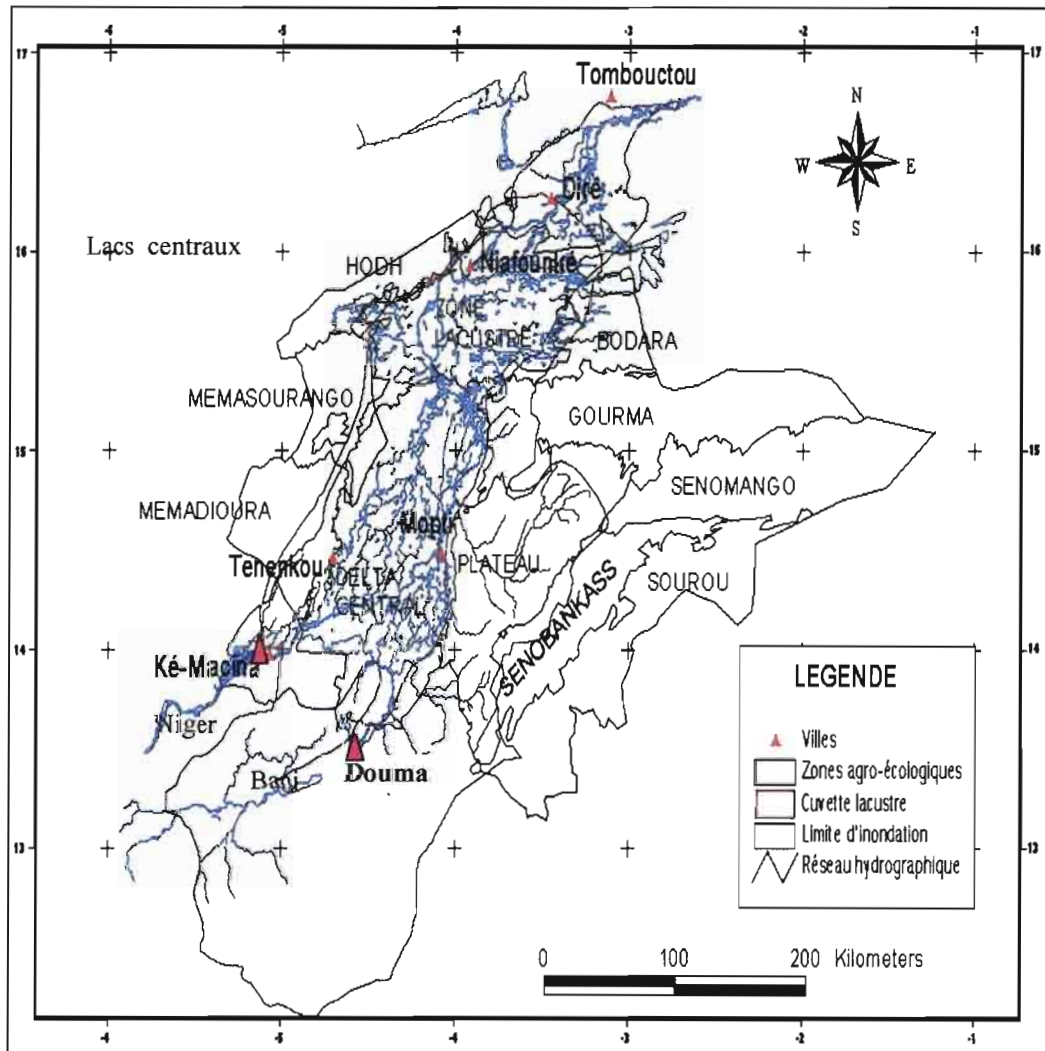


Figure 85 Limites géographiques des zones agro-écologiques de la Région V et du Cercle de Niafunké, de la cuvette lacustre définie comme étant l'impluvium et de la limite maximale d'inondation du Delta intérieur du Niger au Mali.

Six zones agro-écologiques recoupent la zone d'impluvium du delta définie comme étant la zone deltaïque à savoir respectivement du Sud au Nord : « Delta central », « Plateau », « Méma Dioura », « Gourma », « Zone lacustre » et « Bodara », représentant une superficie totale près de 57 000 km².

Le principe du modèle agro-écologique repose sur la recherche de la relation entre la hauteur maximale de crue du fleuve Niger lue à l'échelle limnimétrique de Mopti et la superficie inondée maximale dans son delta intérieur par zone agro-écologique.

Tableau 32 Caractéristiques des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger extraites de (Dembélé, 1999).

Unité Taxonomique Inondable	Hauteur d'eau de submersion (m)	Durée de l'inondation (mois)	Sol	végétation	Topographie	Usage
TI1	3-4	6-8	alluvions	herbes aquatiques : Echinochloa stagnina, Oryza longistaminata	plat à légèrement inclinée	riziculture et pâturage
TI2	1,5 -3	3-4	alluvions profonds	rizières	plat à légèrement inclinée	riz submergé
TI3	2	2-6	argiles limoneuses	Végétation haute dense de graminées : Vetiveria, Panicum anabaptistum	plat à légèrement inclinée	riziculture et pâturage
TI4	0 – 0,60		bourrelet de berge (limon)	végétation dense de graminées : Vetiveria nigriflora	points hauts du paysage	pâturage
TI5*	<1	temporaire (pluie)	argileux	Arbres : Acacia nilotica, Panicum laetum	légère dépression	culture et pâturage
TI6*		temporaire (pluie)	alluvions récentes profonds	Graminées (mitragyna inermis, vetiveria nigriflora), herbes aquatiques, arbres et arbustes	vallée à fond plat	riziculture et pâturage
TI7			alluvions profonds	Végétation herbacée (bourgou)	bordure de lac	Cultures de décrue
X6		Permanent	lac Débo ...			Pêche et transport

*Les unités TI5 et TI6 ne sont pas reliées au système deltaïque.

6.1.2 Les hypothèses du modèle agro-écologique

Le modèle agro-écologique s'appuie sur des hypothèses relatives au paramètre hydrologique et à la station de référence, au de début de l'inondation, à la présence de seuils, au caractère linéaire du processus de l'inondation entre les seuils et enfin à l'existence de la relation entre les formations végétales et le déroulement de la crue.

Paramètre hydrologique et station hydrométrique de référence : le modèle utilise la hauteur maximum de crue lue sur l'échelle limnimétrique de la station de Mopti située à la confluence du Bani et du Niger. Il est admis que le niveau d'eau correspondant à la crue annuelle à cette station est directement lié à l'étendue maximale des surfaces inondées dans la zone deltaïque.

Début de l'inondation : la cote de début de déversement des eaux dans les casiers rizicoles de l'Office Riz Mopti (ORM) fixée à 263 cm sur l'échelle de Mopti est supposée marquée le début de l'inondation de la zone deltaïque. Les rizières de l'ORM étant situées sur les plaines inondables (TI2) et en partie sur les plaines inondables basses (TI1), le début de l'inondation de ces deux plaines ou unités taxonomiques inondables est fixé à la cote 263 cm.

Processus de l'inondation : les unités taxonomiques sont rattachées à des hauteurs de submersion correspondant inversement à leur position topographique dans le paysage deltaïque : plus cette hauteur de submersion est faible plus l'unité concernée se trouve en position haute. Selon ce schéma la progression de l'inondation se fera, naturellement de bas en haut, par remplissage successif des unités taxonomiques dans l'ordre suivant : TI7, TI1, TI2, TI3 et TI4. Le processus de l'inondation entre deux niveaux taxonomiques ou seuils est supposé linéaire. En conséquence, en année hydrologique bonne, l'unité taxonomique la plus haute correspondant aux bourrelets de berge (TI4) peut être totalement submergée. Ainsi des surfaces supplémentaires non reconnues comme unités taxonomiques inondables, mais en relation topographique et hydrologique directe avec la zone deltaïque, peuvent parfois l'être. Dans ce cas les surfaces supplémentaires inondées sont calculées par extrapolation linéaire du remplissage de cette dernière unité. Ce fut le cas lors de la crue de 1994 (Orange *et al.*, 2002).

Relation entre formation végétale et déroulement de la crue : le modèle suppose en fin que les formations végétales pérennes sont en situation d'équilibre avec le milieu et qu'elles représentent donc un témoin de l'importance de l'inondation. Cet équilibre entre formations végétales et crues moyennes traduit l'existence d'une situation de type « climax » par analogie à la relation existant entre un climat et les formations végétales. Dans le modèle Cissé et Gosseye (1990), cette situation de climax correspond au maximum décadaire moyen moins l'écart-type de la crue lue à Mopti entre 1944 et 1968, soit $686 \text{ cm} \pm 26 \text{ cm}$. Cette valeur est donc supposée être représentative des crues moyennes les plus fréquentes ; la valeur 0 cm de submersion (pour la formation végétale la plus élevée en altitude) correspond donc alors à la cote de 660 cm à Mopti. Mais suite aux sécheresses successives des années 70 puis 80, et en admettant que les formations végétales sont en perpétuel ajustement suite aux fluctuations interannuelles de l'inondation Orange *et al.* (2002) ont considéré l'état moyen de la crue le plus fréquemment représenté sur la période 1969-1978 avec la cote de 610 cm comme maximum décadaire moyen de la crue à Mopti, au lieu de 660 cm pour Cissé & Gosseye (1990). En vue de tester la sensibilité du modèle par rapport à la variabilité des données hydrologiques actuelles nous avons considéré le maximum décadaire moyen moins l'écart-type de la crue lue à Mopti sur les séries 1990-1993 ($519 \text{ cm} \pm 18 \text{ cm}$), 1994-2000 ($623 \text{ cm} \pm 33 \text{ cm}$) et 1990-2000 ($580 \text{ cm} \pm 60 \text{ cm}$). Dans cet ordre les maximums décadaires moyens de la crue à l'échelle de Mopti sont 501 cm, 590 cm et 520 cm. Le découpage de la période d'étude (1990-2000) est dicté par le caractère très variable des données déjà examiné au chapitre III. Les bornes d'inondation et les équivalences avec les paramètres agro-écologiques des différents climax sont fournies dans le tableau 33.

Tableau 33 Équivalence entre les limites taxonomiques inondables (décrites par le PIRT, 1983), les formations végétales (décrites par Hiernaux, 1980), leurs hauteurs d'eau supportées et les cotes d'inondation lues à l'échelle de Mopti (H en cm).

Position des formations végétales	Unités taxonomiques	Associations végétales	Épaisseur de la lame de submersion	Cotes d'inondation (H)				
				Climax 1944-1968 (1)	Climax 1969-1978 (2)	Climax 1990-1993 (3)	Climax 1994-2000 (3)	Climax 1990-2000 (3)
Formations végétales hautes	TI ₃ , TI ₄	andropogon, vétiver	0 à 60 cm	600<H<660	550<H<610	441<H<501	530<H<590	460<H<520
Rizières	TI ₂	riz	30 à 180 cm	480<H<630	430<H<580	321<H<471	410<H<560	340<H<490
Formations végétales basses	TI ₁ , TI ₇	bourgou, riz, vétiver	150 à 400 cm 60 à 150 cm	263<H<600	263<H<550	263<H<441	263<H<530	263<H<460

Cissé & Gosseye, 1990 ; (2) Orange *et al.*, 2002 ; (3) cette étude.

Les figures 91 et 92 présentent la courbe limnimétrique de la crue moyenne à Mopti sur les périodes 1990-1993, 1994-2000 et 1990-2000 de notre étude avec indication des seuils d'inondation des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger (TI1 et TI7, TI2, TI3 et TI4). A titre de comparaison sont également associées les courbes limnimétriques des périodes de référence 1944-1968 (Cissé & Gosseye, 1990) et 1969-1978 (Orange *et al.*, 2002), avec le maximum décadaire moyen correspondant. Les seuils d'inondation des TI permettent de construire des abaques pour le calcul des superficies inondées maximales dans le Delta intérieur du Niger au Mali.

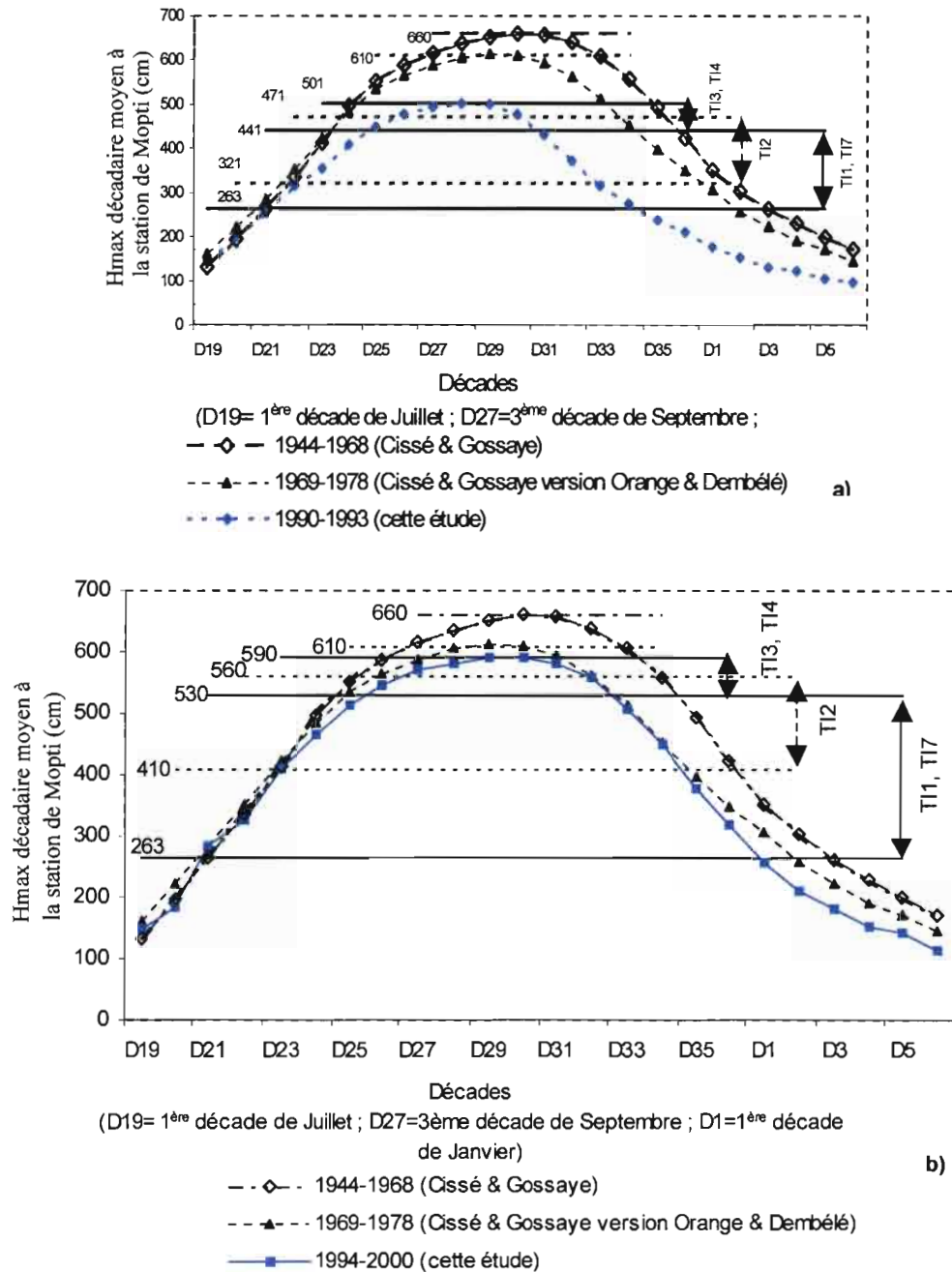


Figure 86 Courbe limnimétrique de la crue moyenne à Mopti sur les périodes de référence a) 1990-1993, b) 1994-2000, avec indication des seuils d'inondation des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger (T11 et T17, T12, T13 et T14) et courbes limnimétriques des périodes de référence 1944-1968 (Cissé & Gosseye) et 1969-1979 (Orange *et al.*, 2002) avec le maximum décaidaire moyen correspondant.

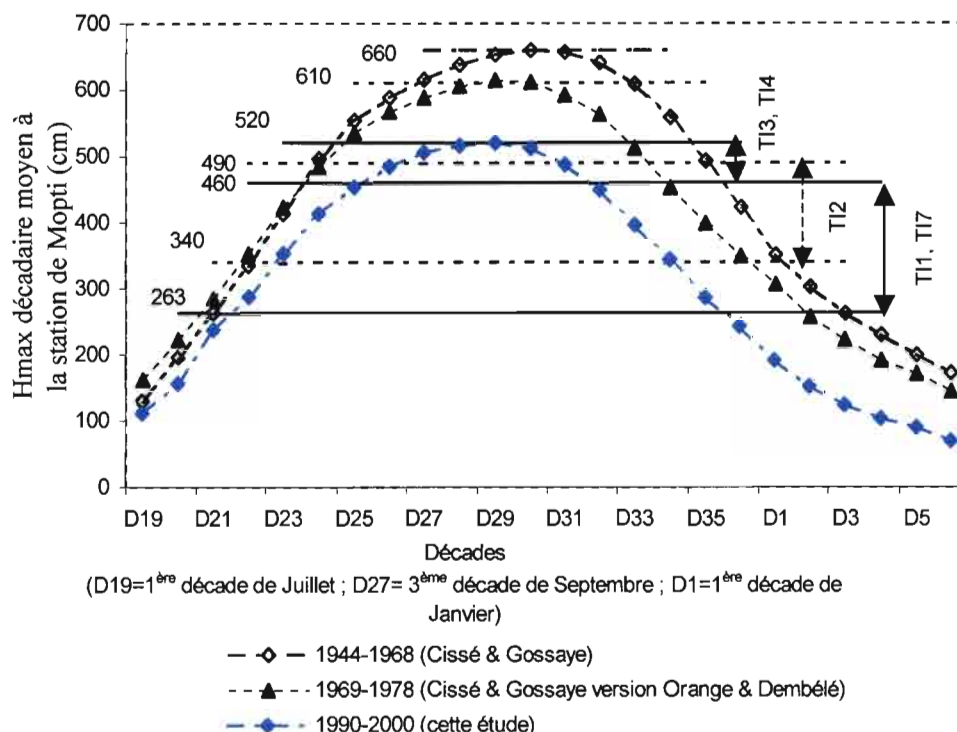


Figure 87 Courbe limnimétrique de la crue moyenne à Mopti sur la période de référence 1990-2000, avec indication des seuils d'inondation des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger (TI1 et TI7, TI2, TI3 et TI4) et courbes limnimétriques des périodes de référence 1944-1968 (Cissé & Gosseye, 1990) et 1969-1978 (Orange *et al.*, 2002).

6.1.3 Les abaques de superficies inondées maximales

La construction de l'abaque des superficies inondées maximales s'appuie sur deux paramètres essentiels : le maximum décadaire moyen lié au choix de la série hydrologique de référence et l'épaisseur de la lame de submersion des unités taxonomiques (TI1 et TI7, TI2, TI3 et TI4). Ce dernier paramètre lié à la nature des formations végétales est par principe stable dans le temps. Par contre le maximum décadaire moyen qui correspond à la borne supérieure du modèle Cissé et Gosseye est variable en fonction de la référence. Ces deux paramètres servent à définir les seuils du modèle. Par hypothèse le maximum décadaire moyen, qui est en situation d'équilibre avec la végétation, est la cote à laquelle l'eau recouvre le sommet de TI4. A cette cote toutes les TI sont donc submergées.

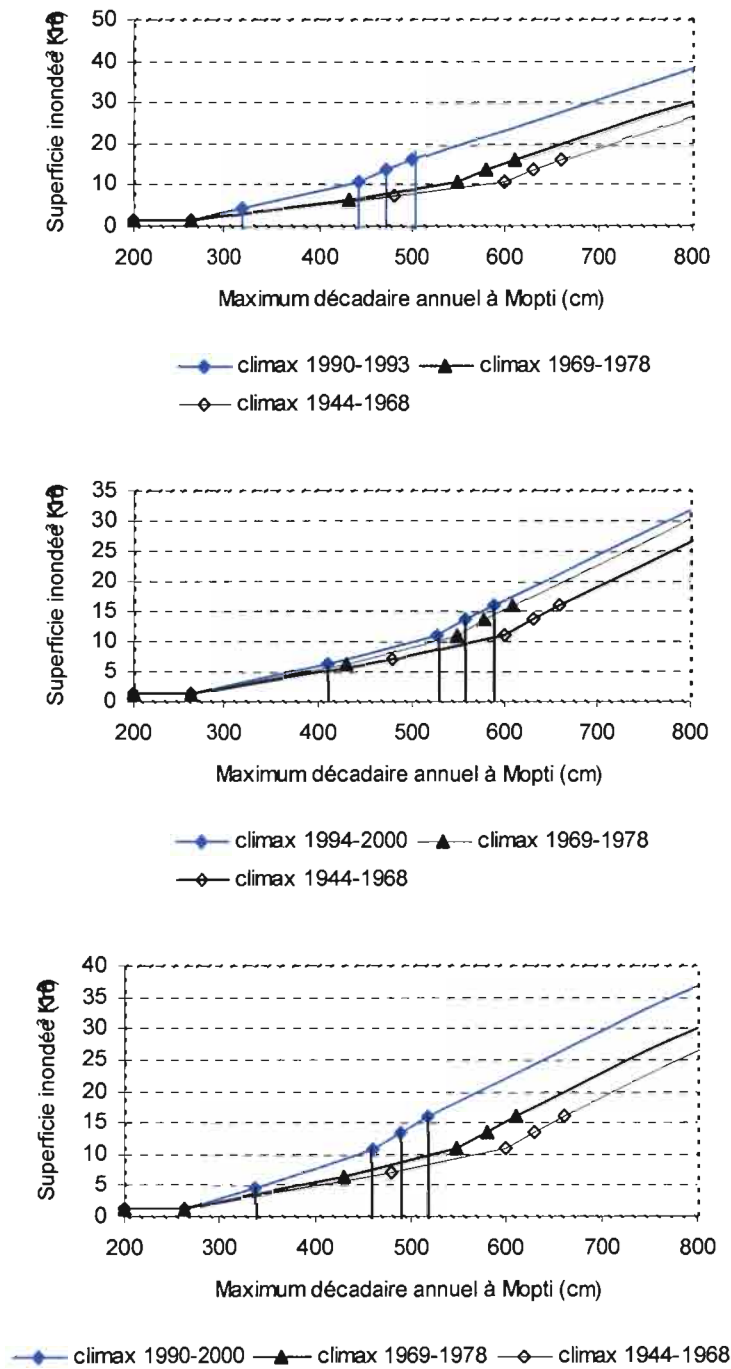


Figure 88 Abaque d'inondation du Delta intérieur du Niger par un modèle agro-écologique donnant la superficie annuelle inondée en fonction du maximum décadaire lu à Mopti : a) "climax 1990-1993", b) "climax 1994-2000", c) "climax 1990-2000, comparé aux "climax 1944-1968"(Cissé & Gosseye, 1990) et "climax 1969-1978" (Orange *et al.* 2002).

Dans l'ordre d'apparition des TI de haut en bas, comme indiqué dans le tableau 33, les seuils s'obtiennent par simple soustraction des deux bornes, de submersion de la borne supérieure du modèle. Dans le cas du climax 1990-2000 les seuils encadrant TI3 et TI4 sont $520=520-0$ et $460=520-60$, on fait de même pour TI2. Par contre pour l'association d'unités TI1 et TI7, le seuil supérieur est $460 = 520-60$ (60 cm borne inférieure de submersion) et le seuil inférieur est fixé à 263 par hypothèse comme nous l'avons souligné plus haut. Les superficies inondées en fonction des seuils, dont le détail des calculs est donné en annexe 6, permettent de construire l'abaque composé de différents segments.

Dans le cadre de cette étude nous avons essayé d'ajuster l'abaque du modèle agro-écologique aux données hydrologiques actuelles (1990-2000) du Delta intérieur du Niger. En plus de la série toute entière globalement déficitaire, nous nous sommes intéressés aux deux sous-séries (1990-1993 : sèche et 1994-2000 : "humide") aux caractéristiques bien distinctes (réf. chapitre III). Ainsi à partir des courbes limnimétriques des figures 92 et 93, que l'on suppose correspondre à des situations d'équilibre association de formations végétales/inondation ou climax, des abaques sont construites et comparées à celles de Cissé & Gosseye (1990) et de la version de Orange *et al.* (2002).

Les abaques de la figure 94 laissent suggérer une sensibilité assez marquée du modèle à l'hydraulicité de la série de référence considérée. Plus le maximum décadaire moyen à Mopti est faible plus l'abaque se décale vers la gauche et donne des estimations de superficies inondées supérieures à celles données par les abaques Cissé & Gosseye (1990) et Orange *et al.* (2002).

6.1.4 Critique du modèle agro-écologique

Le modèle agro-écologique utilise le maximum décadaire moyen, paramètre hydrologique variable selon la période de référence choisie. Le choix d'une série assez longue, représentative de l'état moyen de la crue à Mopti par exemple, 1944-1969 (Dembélé, 1999 ; Orange *et al.* 2002) ne semble pas conduire à une meilleure estimation des superficies inondées maximales. D'autre par le modèle s'appuie sur des lames de submersion des unités taxonomiques non rattachées à une référence topographique. Cela présente l'inconvénient, comme on le constate sur les graphiques de la figure 94, d'obtenir une même superficie maximale pour différentes cotes. Le modèle agro-écologique Cissé et Gosseye semble sous-estimé les superficies inondées par rapport aux estimations faites à partir des images et du modèle hydrologique.

6.2. Modèle hydrologique des surfaces maximales d'inondation dans le Delta intérieur du Niger

La méthode du bilan hydrologique (Olivry, 1993) permet une évaluation des superficies maximales inondées dans le delta intérieur à partir des bilans annuels des pertes en

eau dans le delta dans le Delta. Elle concerne la zone comprise les stations, de Ké-Macina sur le Niger et de Douna sur le Bani, situées à l'entrée du Delta et la station de Diré sur le Niger à la sortie du Delta.

6.2.1 Principe

Le bilan hydrologique développé par Olivry (1993) est une application de l'équation de continuité qui traduit le principe de conservation des volumes. Il peut se résumer par les équations suivantes dans lesquelles les différents termes sont ramenés à des volumes:

$$Vm_{(n)} - Vv_{(n+1)} - E + P - I = dS_t$$

Où

$Vm_{(n)}$: Débit amont (Ké-Macina+Douna) au mois n

$Vv_{(n+1)}$: Débit aval (Diré) au mois n+1

E : évaporation mensuelle

P : précipitation moyenne du mois sur le Delta

I : infiltration mensuelle

dS_t : variation de la quantité d'eau stockée dans le Delta pendant le temps t (mois)

Au terme de l'année hydrologique, par hypothèse, $P = I$: la pluie compense l'infiltration sauf pour des années très humides, dS_t est négligeable. La différence $Vm_{(n)} - Vv_{(n+1)}$, constituant les pertes totales, est donc assimilée au bilan évaporatoire des zones inondées. Une autre hypothèse simplificatrice consiste à imaginer un fonctionnement homogène du système hydrologique entre les zones Sud et Nord du Delta et à supposer que la courbe des pertes (fig.94) montre à un instant t (soit t_{max}) un point caractéristique pour lequel l'inondation a atteint son maximum: il n'y a plus stockage et pas encore restitution. On se trouve en situation d'étale, les pertes correspondent à la seule évaporation. Ce point caractéristique coïncide avec le maximum de la crue. L'instant t choisi est celui du maximum observé à Mopti-Nantaka.

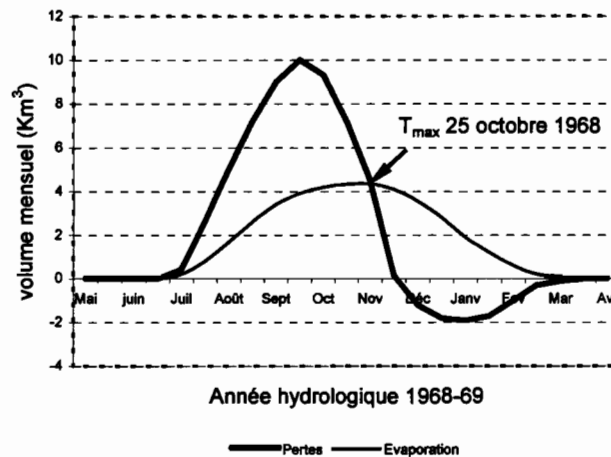


Figure 89 Exemple d'application du modèle Pertes/Évaporation dans le Delta intérieur du Niger avec détermination du volume mensuel évaporé au maximum de l'inondation (t_{max}) (d'après Olivry, 1993).

6.2.2 Résultats

La recherche d'un modèle de l'extension spatio-temporelle de l'inondation dans le Delta intérieur a conduit à estimer les surfaces maximales d'inondation (Olivry, 1993) sur la période 1953-1992. L'évaluation des surfaces d'inondation maximales en année humide (1954-1955), moyenne (1968-1969) et sèche (1985-1986) a ainsi été estimée respectivement à 43 200 km², 24 300 km² an⁻¹ et 17900 km². Le modèle donne une moyenne de superficie maximale inondée de 26300 km² an⁻¹ sur la période 1953-1992, avec un maximum de 43 900 km² en 1955 et un minimum de 9 500 km² en 1984.

Les résultats ont montré pour les années de forte hydraulicité des valeurs surestimées si on se réfère aux estimations faites sur carte de l'extension maximale de l'inondation (Poncet, 1994), plus proche de 35 000 km² que de 40 000 km². Les surfaces d'inondation maximales ont été corrélées à différentes variables hydrologiques: volumes des entrées annuelles, pertes annuelles, hauteurs maximales de la crue lues à l'échelle de Mopti/Nantaka, apports cumulés des entrées à la date du maximum. Les régressions sont toutes de bonne qualité, les variables "entrées" et la hauteur maximale à Mopti apparaissent comme les plus pertinentes.

$$(1) S_{max} = 0,41 V_{entrées} + 6 \quad (R = 0,9572)$$

$$(2) S_{max} = 18,99 \ln(V_{entrées}) - 45,71 \quad (R = 0,9597)$$

$$(3) S_{max} = 0,11 H_{M/N} - 41 \quad (R = 0,9348)$$

$$(4) S_{\max} = 1,49 \exp(0,0045 H_{M/N}) \quad (R = 0,9452)$$

avec S_{\max} en 10^3 km^2 , $V_{\text{Entrées}}$ en Km^2 et $H_{M/N}$ en cm

On retiendra le modèle statistique (2) pour le calcul des surfaces inondées maximales sur la période 1992-2000. En terme de prévision le cumul des apports arrêté à la date du maximum de la crue apparaît comme un bon paramètre d'estimation de la surface maximale d'inondation. Dans ce cas l'équation suivante peut être retenue :

$$(5) S_{\max} = 18,67 \text{Ln}(V_{\text{apports cumulés maxi crue}}) - 34,99 \quad (R = 0,9256)$$

avec S_{\max} en 10^3 km^2 , $V_{\text{apports cumulés maxi crue}}$ en Km^2

6.2.3 Critique du modèle hydrologique

Les résultats montrent pour les années de forte hydraulité des valeurs surestimées si on se réfère aux estimations l'extension maximale de l'inondation faites dans la présente étude plus proche de 30 000 que de 40 000 km^2 à Diré. Le modèle n'est donc pas adapté pour les très hautes eaux car le remplissage des systèmes lacustres éloignés entraîne des pertes de volumes importantes dont l'épuisement par évaporation peut demander plusieurs années. En outre, le modèle suppose un fonctionnement pour l'ensemble du Delta. Ce qui ne semble pas le cas car pour des débits entrants supérieurs à $1\,700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ le Delta aval présente des pertes plus fortes qu'au Delta amont Mahé *et al.* (2000). Les analyses faites au chapitre III concorde avec cette thèse. D'autre part la notion d'étale du maximum reste très théorique car l'inondation progresse encore aux marges des basses plaines quand la décrue est déjà amorcée sur les axes d'écoulement principaux, et cela est d'autant plus vrai qu'en forte hydraulité, la mise en eau du système lacustre de rive droite apparaît tardivement.

6.3 Étude comparative des surfaces inondées maximales estimées à partir des modèles d'inondation et de l'imagerie satellitaire NOAA sur la période 1990-2000

Il faut rappeler que les modèles agro-écologiques (Cissé & Gosseye, 1990) et hydrologique (Olivry, 1993) sont des méthodes d'estimation des surfaces inondées **maximales** dans le Delta intérieur du Niger. Il faut noter aussi, comme il a été souligné au chapitre IV, le mode de collecte des données satellitaires ne permet pas d'obtenir des images exploitables au pas de temps journalier. Le suivi régulier des surfaces inondées indispensable au calcul de la surface inondée maximale à partir des images reste un exercice difficile. Les surfaces issues des images dont les dates d'acquisition sont proches de celles des relevées des hauteurs

limnimétriques maximums annuelles à l'échelle de Mopti ont été alors retenues. En 1994, année exceptionnellement de bonne hydraulité, très peu d'images ont pu être disponibles. La surface inondée maximale de cette année est donc estimée en se basant sur les autres images et les hauteurs maximums lues à Mopti.

L'examen des surfaces inondées maximales, sur la période 1990-2000, issues des modèles agro-écologiques (Cissé & Gosseye 1990 ; Orange *et al.*, 2002 ; cette étude), du modèle hydrologique (Olivry, 1993) et des images NOAA permet de dégager les caractéristiques communes :

Deux paliers bien distincts se dégagent (Fig.95) avec de faibles valeurs variant de $6 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ à $18 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ entre 1990 et 1993 les années les plus sèches de la période considérée. Les modèles présentent tous des valeurs presque stables sur ce pallié. Les images par contre indiquent des surfaces relativement faibles en 1992 et 1993 : l'image de 1992 est affectée en partie par les nuages tandis que l'image de 1993 a été captée le 26 octobre soit deux décades après l'apparition la hauteur maximum à Mopti le 7 octobre. Le second pallié indique des valeurs oscillant entre 1994 et 2000 et plus dispersées entre $10 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ et $30 \cdot 10^3 \text{ km}^2$.

Le contraste entre les paliers, presque constant est de $0,6$ à $0,7 \cdot 10^3 \text{ km}^2$.

On retrouve la même variabilité interannuelle confirmée par les images, ce qui semble appuyer la validité des deux approches indépendantes utilisées, à savoir agro-écologique ou hydrologique. Enfin, cela confirme aussi le bien-fondé de la représentativité de la hauteur de crue lue à Mopti comme image de la superficie maximale inondée dans l'ensemble du delta intérieur du Niger.

Par rapport aux images exceptées les années 1992-93 le modèle agro-écologique Cissé & Gosseye (1990) semble sous-estimer les surfaces maximales soit en moyenne de moins 10% entre 1990 et 1993 et moins de 23 % entre 1994 et 2000. En revanche les modèles agro-écologiques 1990-93 et 1990-2000 (cette étude) et le modèle hydrologique (Olivry, 1993) semblent fortement surestimer les surfaces maximales. Le modèle hydrologique donne par exemple pour l'année 1994 plus de $30 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ soit plus que le seuil maximal de l'inondation. Les valeurs sont en moyenne 52% plus élevées que celles obtenues sur les images.

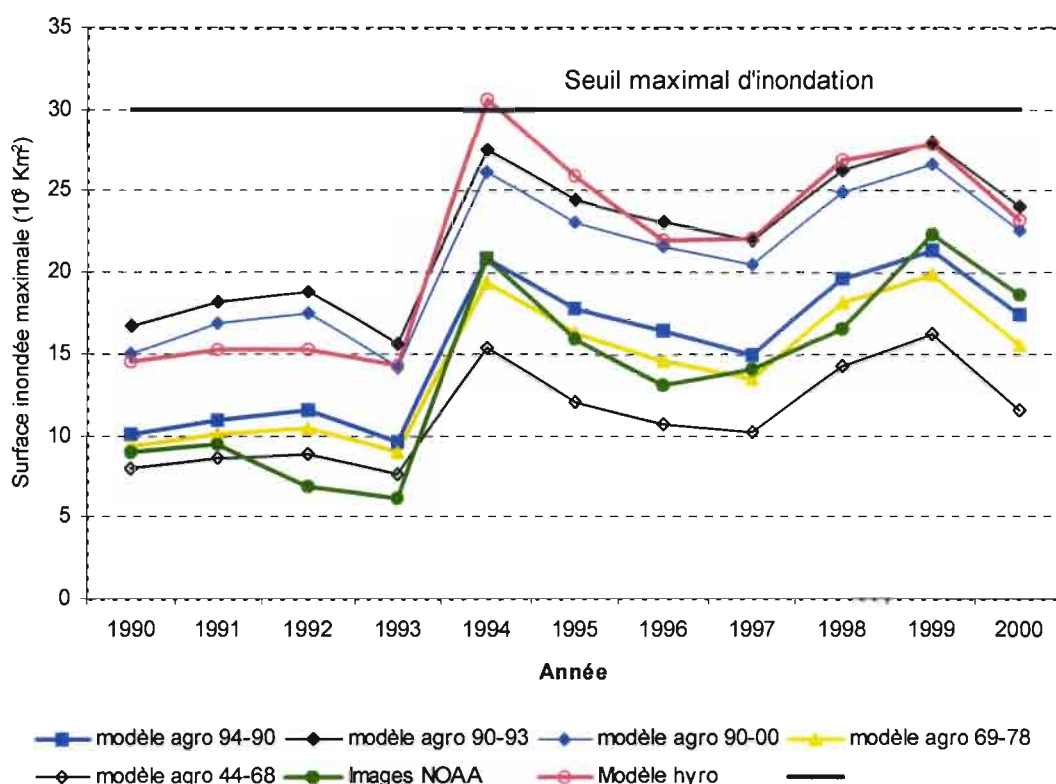


Figure 90 Comparaison des surfaces maximales inondées, selon les modèles d'inondation et les images NOAA, durant la période 1990-2000 dans le delta intérieur du Niger.

Les modèles agro-écologiques selon les climax 1969-78 et 1994-00 donnent des estimations très voisines de celle des images. Ces résultats ont été corrélés et les coefficients de régression R valent tous 0,95 (équations 6.6 et 6.7). Le modèle statistique (6.6) construit à partir du modèle agro-écologique 1969-78 pour reconstituer, sur la période antérieure à 1990 jusqu'en 1953, les surfaces inondées maximales telles qu'elles auraient été estimées à partir des images NOAA.

$$S_{\text{NOAA}} = 1,31\text{Modèle_agro}_{69-78} - 4,66 \quad (R = 0,9546) \quad (6.6)$$

$$S_{\text{NOAA}} = 1,21\text{Modèle_agro}_{94-00} - 4,81 \quad (R = 0,9535) \quad (6.7)$$

La figure 96 illustre l'évolution de cette chronique de surfaces inondées maximales. Le modèle hydrologique semble surestimé les surfaces par rapport aux images, notamment en années humides où les estimations dépassent le seuil maximal d'inondation¹² (30 000 km²).

¹² Enveloppe extérieure des inondations maximales observée par photographie aérienne (Orange *et al.*,

Par ailleurs les images semblent donner des surfaces plus faibles par rapport aux deux modèles agro-écologiques ("climax" 1969-78 et 1994-00) en en années sèches (1972-73, 1977, 1982-93) et des valeurs plus élevées en années humides (1953-67). Toute fois l'écart entre le modèle hydrologique et les images paraît plus élevé en années sèches (1972, 1982-93) qu'en années humides.

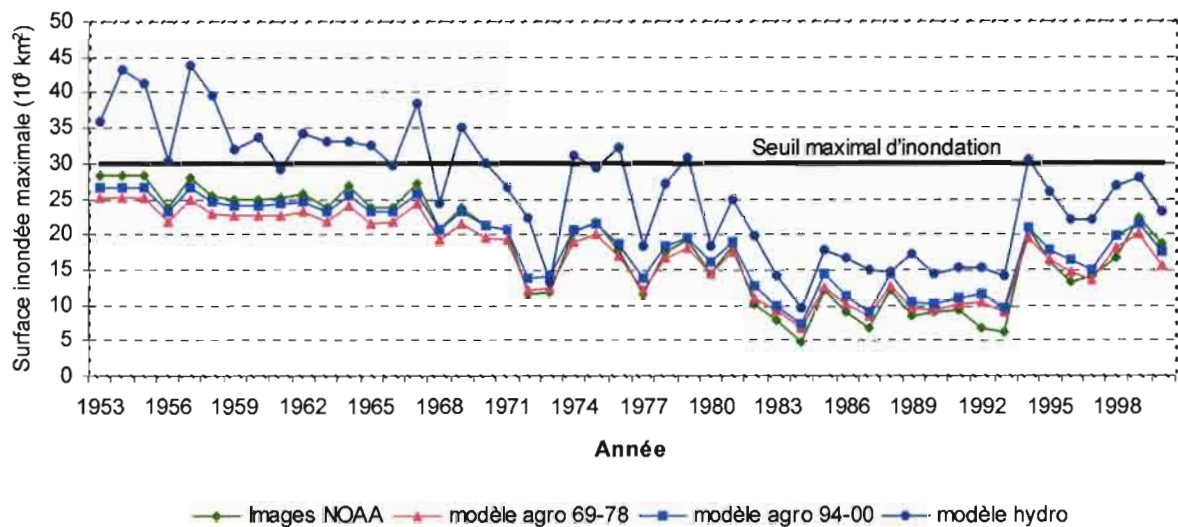


Figure 91 Comparaison des surfaces maximales inondées, selon les modèles d'inondation et les images NOAA, durant la période 1953-2000 dans le delta intérieur du Niger.

Chapitre 7
Relations hauteur d'eau et surfaces
inondées dans le Delta

Chapitre 7 Relations hauteur d'eau et surfaces inondées dans le Delta

Le régime hydrologique du Delta intérieur du Niger au Mali dépend des ressources en eau provenant des régions beaucoup plus arrosées de l'amont, et donc des régimes hydroclimatiques des bassins supérieurs du Niger et du Bani (en moyenne 93.5%) et de la pluie (en moyenne 6.5%) (Mahé *et al.* 2002). La maîtrise des calendriers de mise en place des eaux d'inondation, par les agriculteurs notamment en période de semis, est problématique car les variables climatiques locales ne sont pas complètement liées au climat des zones amont où est générée la crue.

Dans ce contexte d'incertitude dont peut dépendre l'issue de toute une campagne rizicole, la prédiction des surfaces inondées dans le Delta paraît indispensable. Cette mesure d'anticipation, qui s'inscrit dans le cadre global d'une meilleure gestion des ressources en eau de surface, peut aussi être utilement exploitée dans les domaines de gestion de la pêche, de l'élevage et du trafic fluvial dans la région.

La prédiction des surfaces inondées va s'appuyer sur la recherche de relations entre les hauteurs d'eau mesurées sur les stations du Delta et les surfaces inondées d'après les images NOAA disponibles. La géomorphologie assez particulière, le réseau très dense et complexe de bras, de défluent, de plaines d'inondation élargissant considérablement le lit majeur et les chapelets de lacs en rive droite et gauche du Niger (Brunet-Moret *et al.*, 1986) imposent au processus d'inondation du Delta une dynamique variable dans le temps et l'espace. L'inondation progresse du Sud vers le Nord. Le débordement des lits mineurs est suivi par le remplissage des plaines et dépressions latérales. La progression de l'inondation s'accompagne d'un vidange des zones amont (au Sud) au profit des zones aval (au Nord) de façon que les surfaces maximales inondées sont décalées dans le temps. A cet égard le Delta intérieur du Niger peut être découpé en différentes entités hydrologiques (Kuper *et al.*, 2000).

En premier lieu nous avons considéré le Delta amont et le Delta aval tels que nous les avons décrit au chapitre II. Puis un second découpage des zones amont et aval s'appuyant sur les principaux bras et défluent a permis de délimiter cinq régions sur l'ensemble du Delta (fig.97) pour lesquelles nous avons construit des masques.

Le Delta amont (25 739 km²) comporte trois régions :

- la Mésopotamie (9 750 km²) qui s'étend au Sud de Douna sur le Bani à la ligne Ké-Macina-Tilembeya-Kouakourou et Mopti sur le Niger,
- le Delta amont-Est (4 203 km²) le long du Niger entre Mopti jusqu'aux lac centraux,
- le delta amont-Ouest (11 786 km²) de part et d'autre du Diaka de Ké-Macina aux lacs centraux ;

La limite entre ces deux derniers quoique arbitraire, notamment au niveau des lacs, semble marquer une zone où convergent les eaux des bras du Niger (entre Mopti et Akka) et du Diaka en période des hautes eaux.

Le Delta aval (36 415 km²) est découpé en :

Delta aval Est (16 313 km²) zone drainée par le bras central du Niger (Bara Issa), le Koli-Koli et les lacs de la rive droite ;

Delta aval-Ouest (20 102 km²) qui délimite la zone balayée par le bras principal du Niger (Issa Ber) et les lacs de la rive gauche.

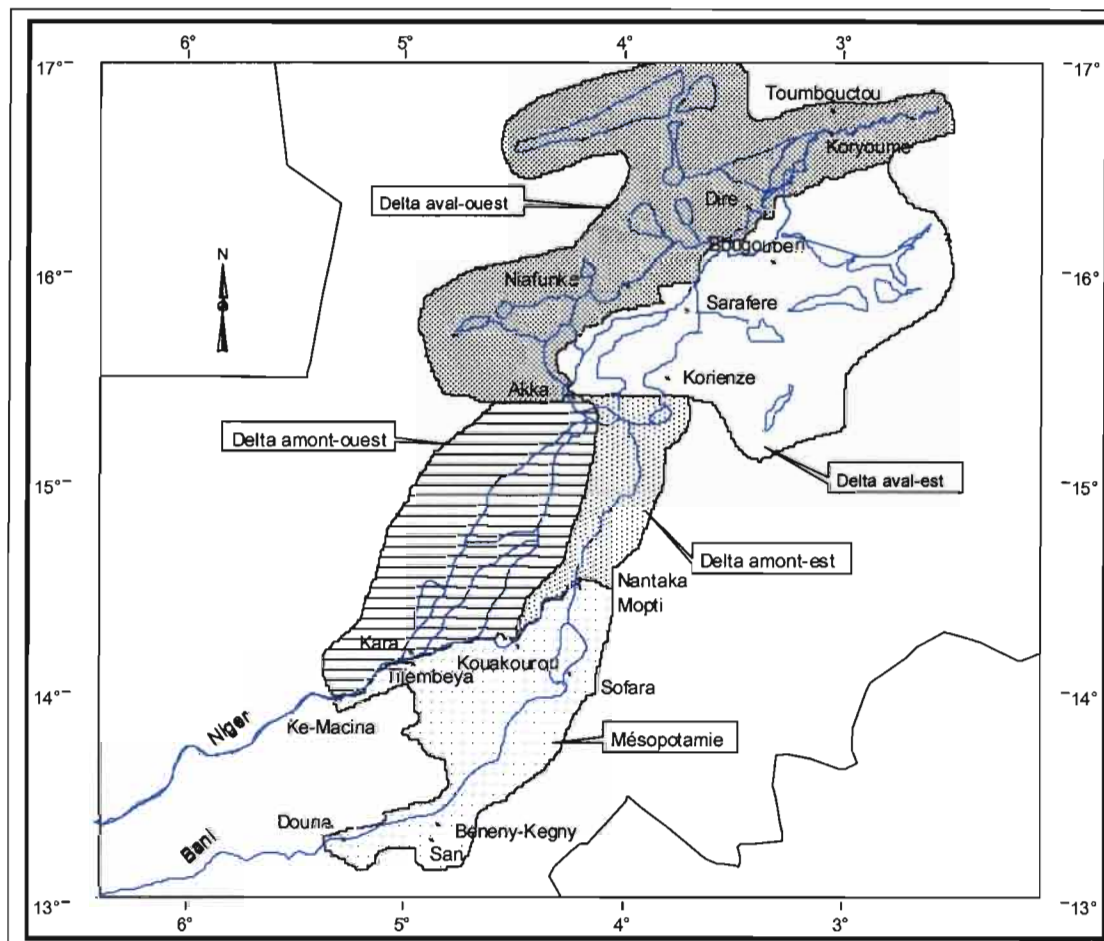


Figure 92 Carte de découpage du Delta en zones d'inondations.

A chaque découpage sont associées une ou plusieurs stations hydrométriques, qui permettent l'analyse des relations hauteurs/surfaces inondées par région ou sous-région. La station dont les hauteurs d'eau ajustent le mieux les surfaces inondées d'une sous-région est retenue. La classification de l'image construite à partir des indices développés permet d'estimer les surfaces inondées pour l'ensemble du Delta. Quant aux régions et sous-régions leurs surfaces inondées sont obtenues après application, des masques respectifs, à l'image classée.

7.1 Prédiction des surfaces inondées dans les différentes zones du Delta

Considérant que l'étendue de l'inondation dans le Delta est étroitement liée à la montée des eaux mesurable aux différentes stations, une relation est recherchée entre les surfaces inondées (km²) et les hauteurs d'eau (cm) dans le Delta intérieur du Niger. Le modèle utilisé est représenté par une relation fonctionnelle de type $Y = A \cdot \text{EXP}(BX)$ en période de crue et $Y = A \cdot \text{Ln}(x) + B$ en période de décrue. X et Y représentent les hauteurs d'eau (cm) et les surfaces inondées (Km²) qui sont respectivement les variables d'entrée et d'état du système. A et B sont les paramètres.

La construction du modèle prédictif des surfaces inondées dans le Delta a été conduite en deux étapes : l'estimation des paramètres ou la calibration et la validation du modèle (Delécolle *et al.*, 1996). Les données sur la période 1990-2000, liées à la disponibilité des images sont utilisées. Ces données ont été divisées en deux groupes d'importance variable selon les zones et les périodes de crue ou de décrue. Le premier groupe de données a été utilisé pour estimer les paramètres et le second pour tester la validité ou la qualité prédictive du modèle.

La qualité de l'estimation des paramètres est évaluée en faisant une validation en réplique¹³ (goodness-of-fit en anglais) qui se base sur une comparaison entre les sorties du modèle (surfaces inondées calculées) et les données expérimentales (surfaces inondées observées d'après les images NOAA) utilisées pour la calibration.

La validation prédictive repose quant à elle sur la comparaison entre un jeu de surfaces inondées calculées (en se servant du modèle et des hauteurs d'eau du second groupe de données) et un jeu de données expérimentales (second groupe : surfaces inondées observées d'après les images NOAA) réservé pour la validation. L'estimation des biais introduits dans le modèle est donnée par la formule suivante :

$$\frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{surface}_{\text{calculée}} - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{surface}_{\text{observée}}}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{surface}_{\text{observée}}}$$

7.1.1 Delta complet

Le modèle pour l'ensemble du Delta donne des résultats satisfaisants avec des coefficients de corrélation R² variant de 0,78 à 0,97 (fig.98). Il est plus faible au niveau de la validation que dans le cas de la calibration et cela apparaît plus marqué en décrue. Le test de Student's sur les moyennes des surfaces inondées observées et calculées dans la calibration et la validation (177 et 428 respectivement) indique une différence peu significative. Il faut

¹³ Performance de la calibration

noter que le modèle sous estime les surfaces avec des biais respectifs de 2 % (calibration) et 7 % (validation). Le biais sur toute la série 1990-2000 est 5 % (fig.99)

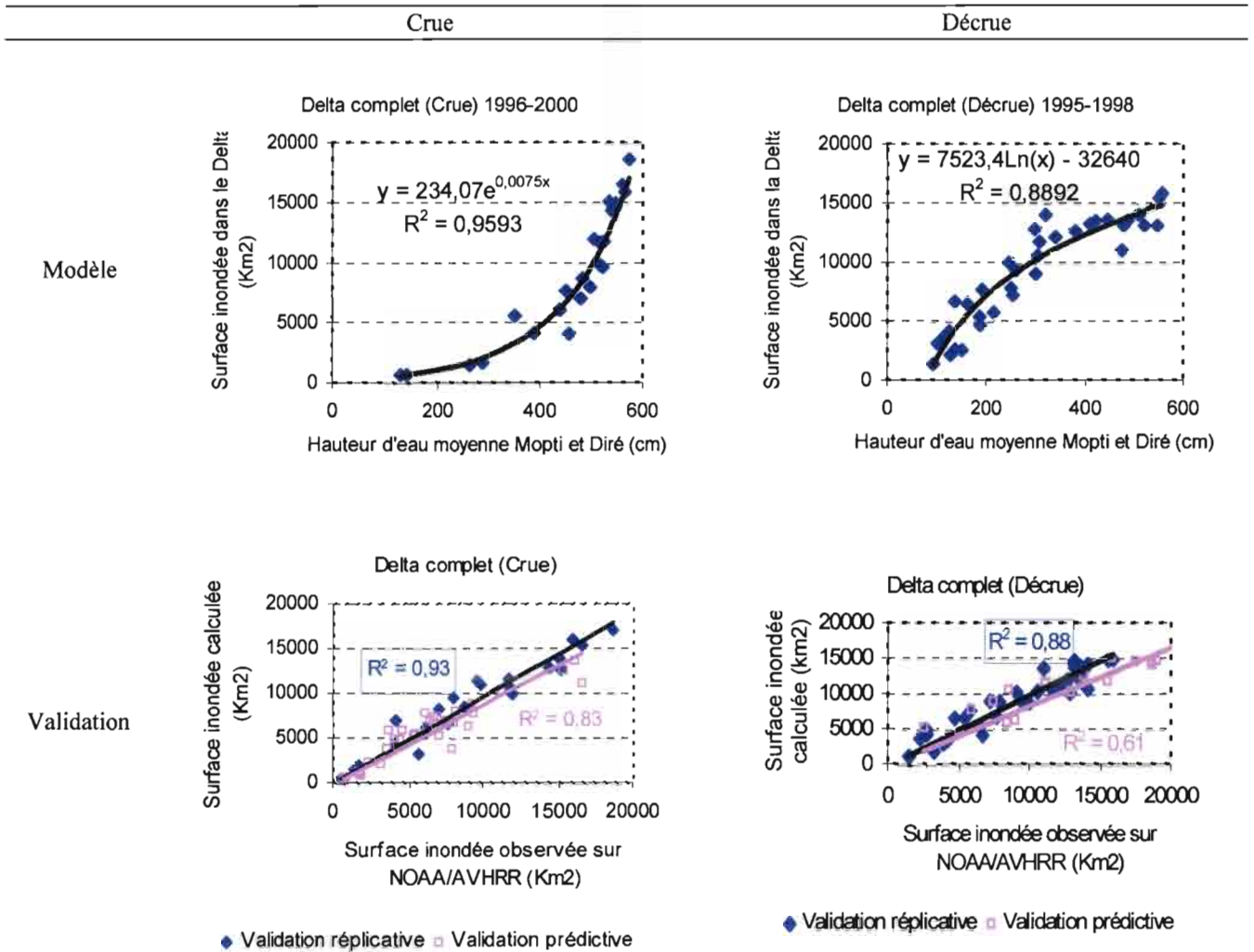


Figure 93 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta complet.

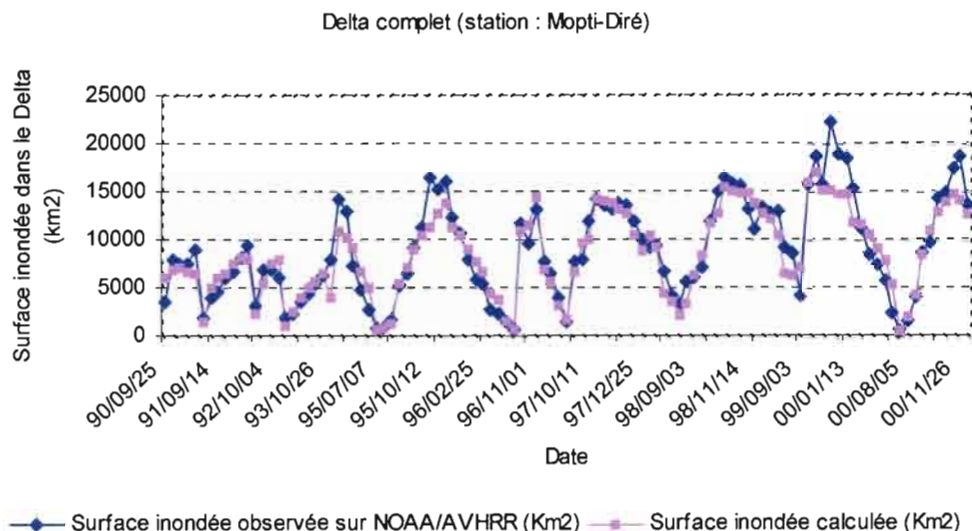


Figure 94 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta complet.

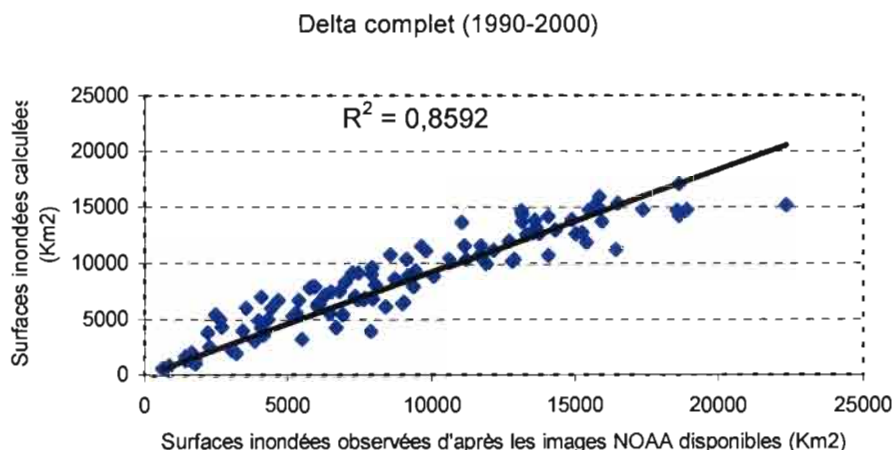


Figure 95 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Complet.

7.1.2. Delta Amont

Les données de 1994-2000 et de 1998-2000 sont respectivement utilisées pour la détermination des paramètres du modèle pendant la période de crue et de décrue. Les données complémentaires respectives sur la période d'étude servent à la validation. La capacité des modèles à reproduire les surfaces inondées (km²) à partir des hauteurs d'eau moyennes (cm) des stations de Mopti et de Akka est meilleure en crue qu'en décrue. Les coefficients de corrélation R de la droite de régression entre les surfaces inondées observées et calculées

pendant la crue sont 0.93¹⁴ pour la calibration (validation réplivative) et 0.90 pour la validation prédictive (fig.101). Pendant la décrue ces coefficients respectifs sont 0.87 et 0.80. Sur l'ensemble de la série les surfaces sont connues avec un R égal à 0.91 (fig.102 et 103). Ces résultats semblent assez satisfaisants. Toutefois les surfaces sont légèrement surestimées en crue avec des biais de 3 % à 18 % et sous-Estimées en décrue avec un biais de 8 %.

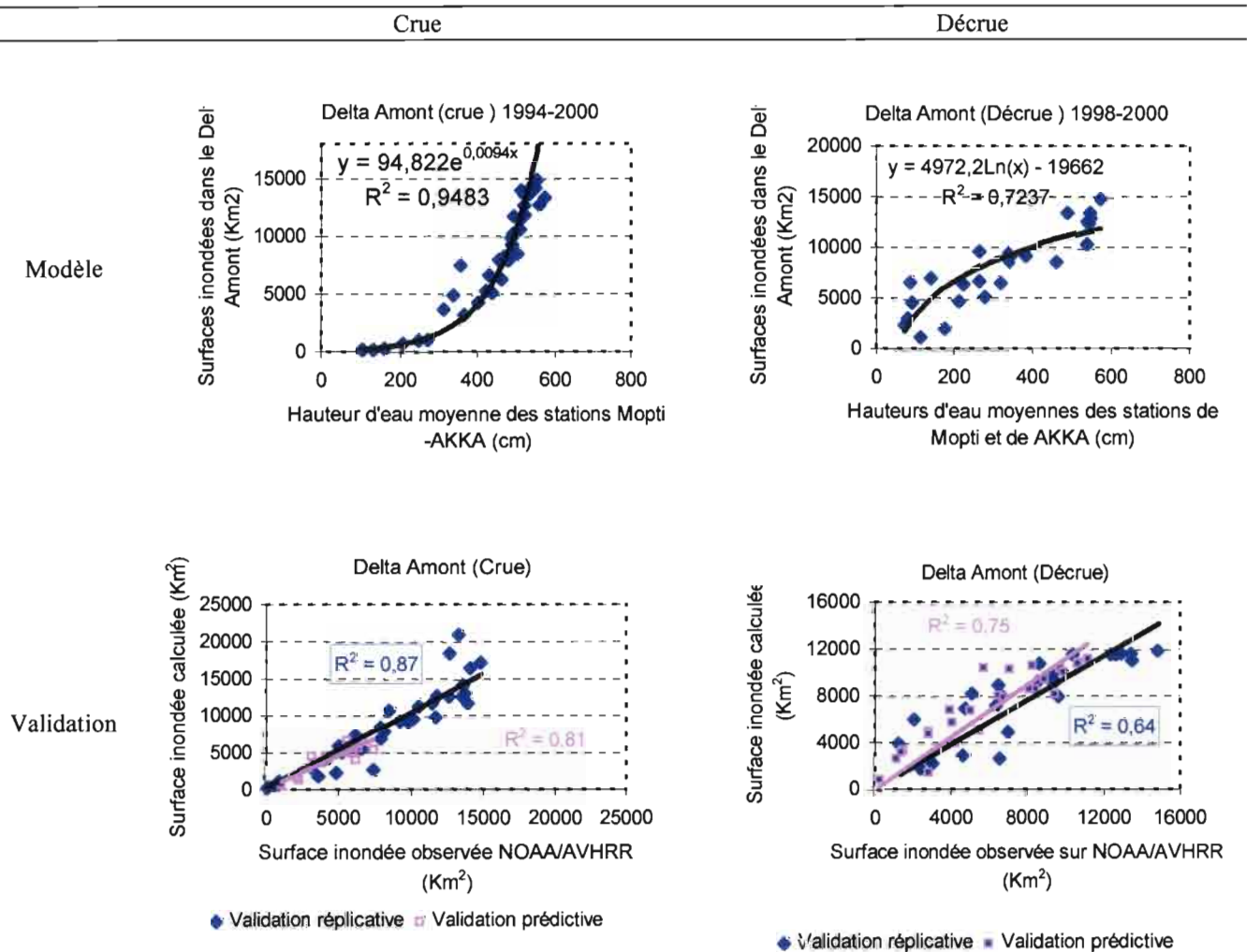


Figure 96 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Amont.

¹⁴ R = 0.93 (coefficient de corrélation) ≠ R² = 0.87 (coefficient de détermination)

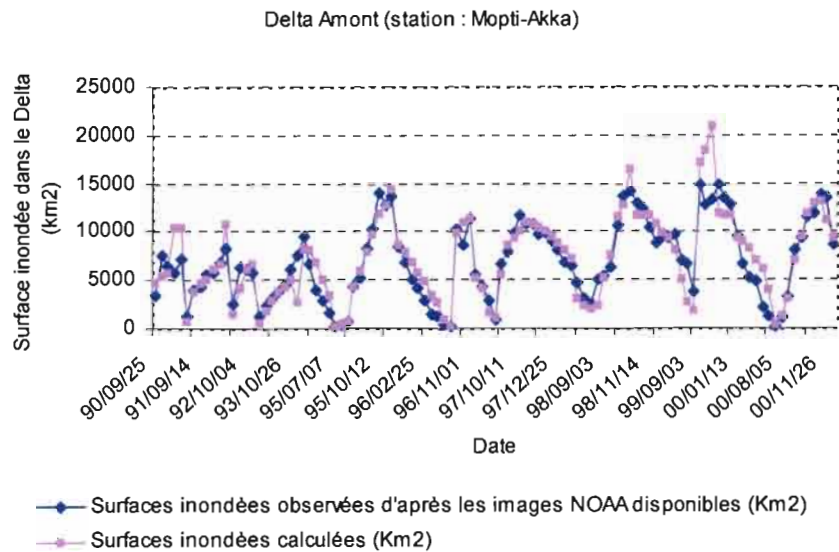


Figure 97 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA disponibles et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta complet.

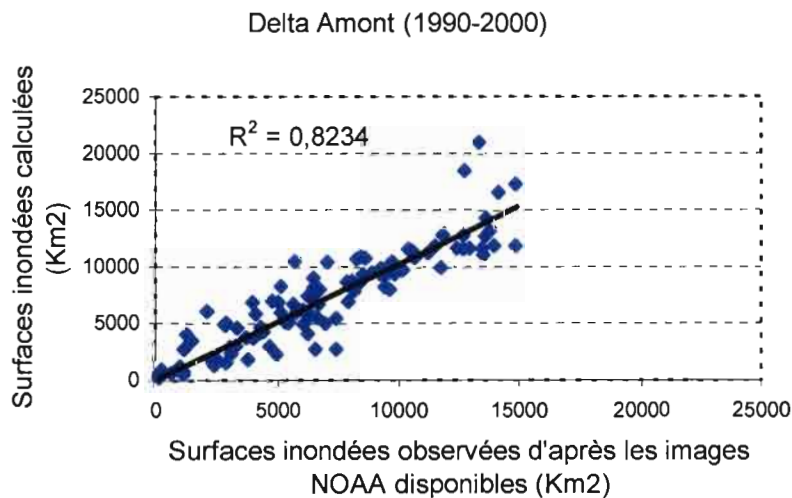


Figure 98 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Complet.

7.1.3. Amont-Est

Les données de 1990-1997 et de 1995-96 et 2000 sont respectivement utilisées dans la calibration en période de crue et de décrue. La validation s'est appuyée sur les données complémentaires respectives sur la période d'étude. La performance des modèles à reproduire les surfaces inondées (km^2) à partir des hauteurs d'eau moyennes (cm) des stations de Akka est meilleure en crue qu'en décrue (fig.104, 105 et 106). Le coefficient de corrélation R^2 de la droite de régression entre les surfaces inondées observées et calculées pendant la crue est 0.83

pour la calibration (validation répliquative) et 0.94 pour la validation prédictive. Pendant la décrue ces coefficients plus faibles valent respectivement 0.67 et 0.74. Le problème d'estimation des valeurs extrêmes reste posé en crue et en décrue. Les surfaces sont surestimée en crue (biais : 33 %) et sous-Estimées en décrue (biais : 25 %). Notamment sur les années 1998-99. Ailleurs le modèle permet un ajustement satisfaisant. Sur l'ensemble de la série l'ajustement des surfaces calculées aux surfaces inondées est moins bonne dans le delta amont-Est que dans le Delta amont.

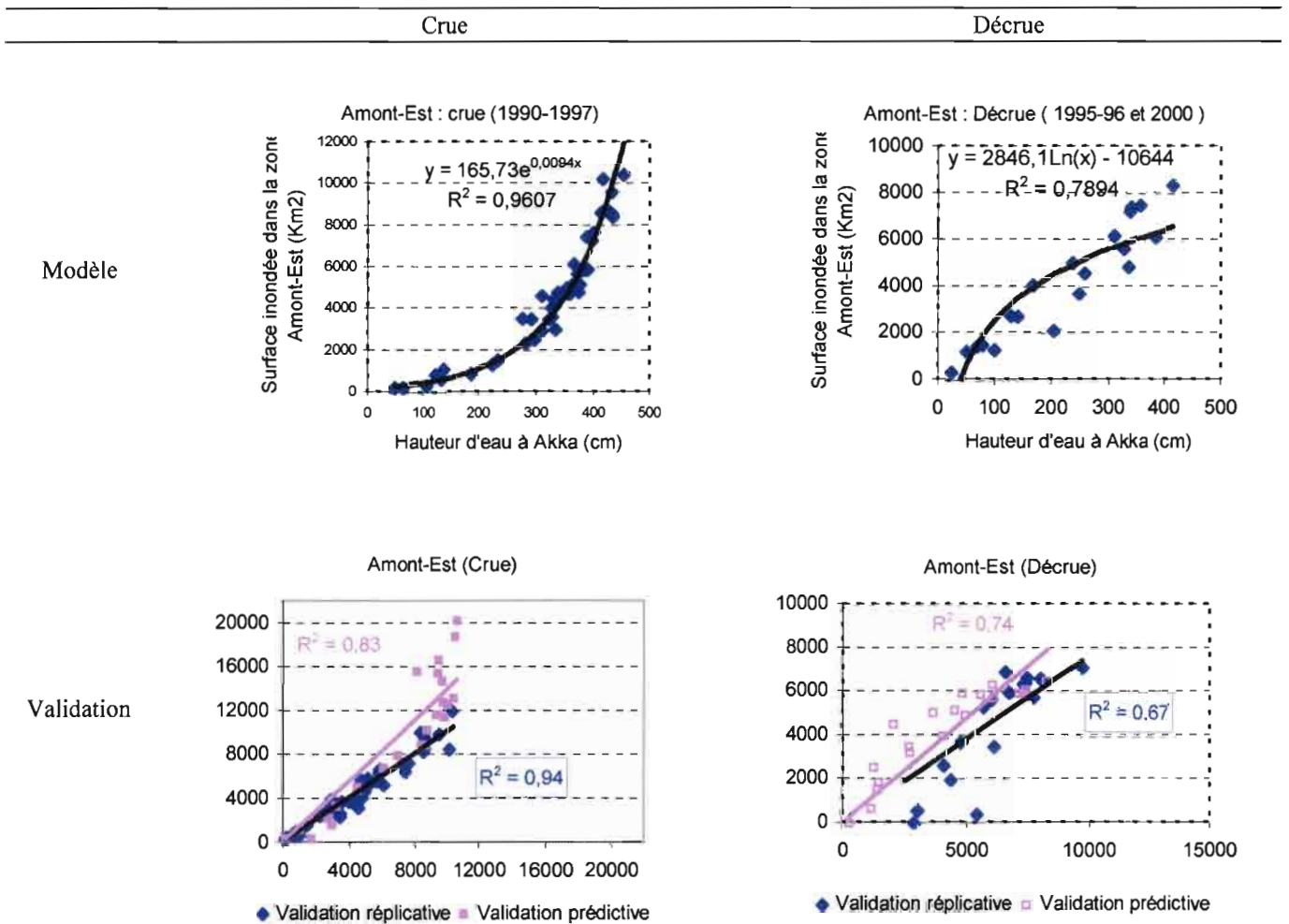


Figure 99 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Amont-Est.

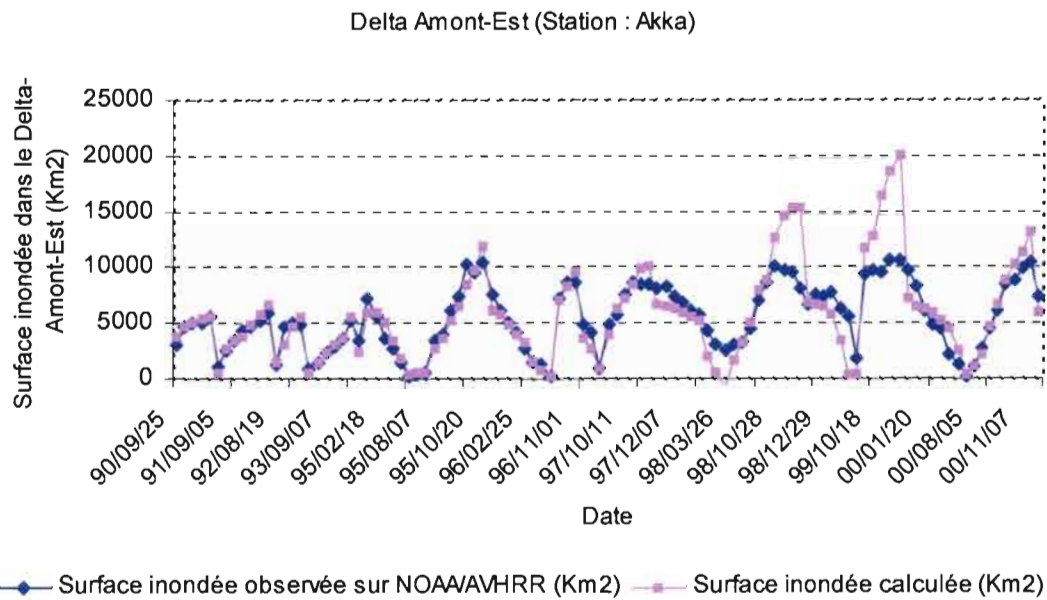


Figure 100 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA disponibles et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Amont-Est.

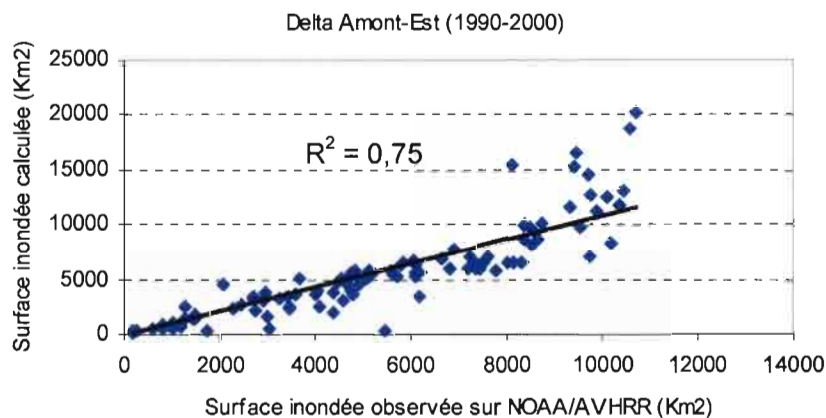


Figure 101 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Amont-Est.

7.1.4 Amont-Ouest

Les données de 1990-2000 pour la crue et de 1995-96 pour la décrue ont permis de calibrer les modèles avec un biais respectif de +4 % et près de presque 0% (fig.107). Quant à la validation effectuée sur les données complémentaires respectives de la période d'étude, les biais respectifs sont -3% et +27 %. En effet en début de décrue notamment les années 1998 et

1999 les surfaces inondées, calculées sont surévaluées comme l'illustrent les figures 108 et 109. Ailleurs sur la série la concordance entre surfaces inondées calculées et observées est assez remarquable.

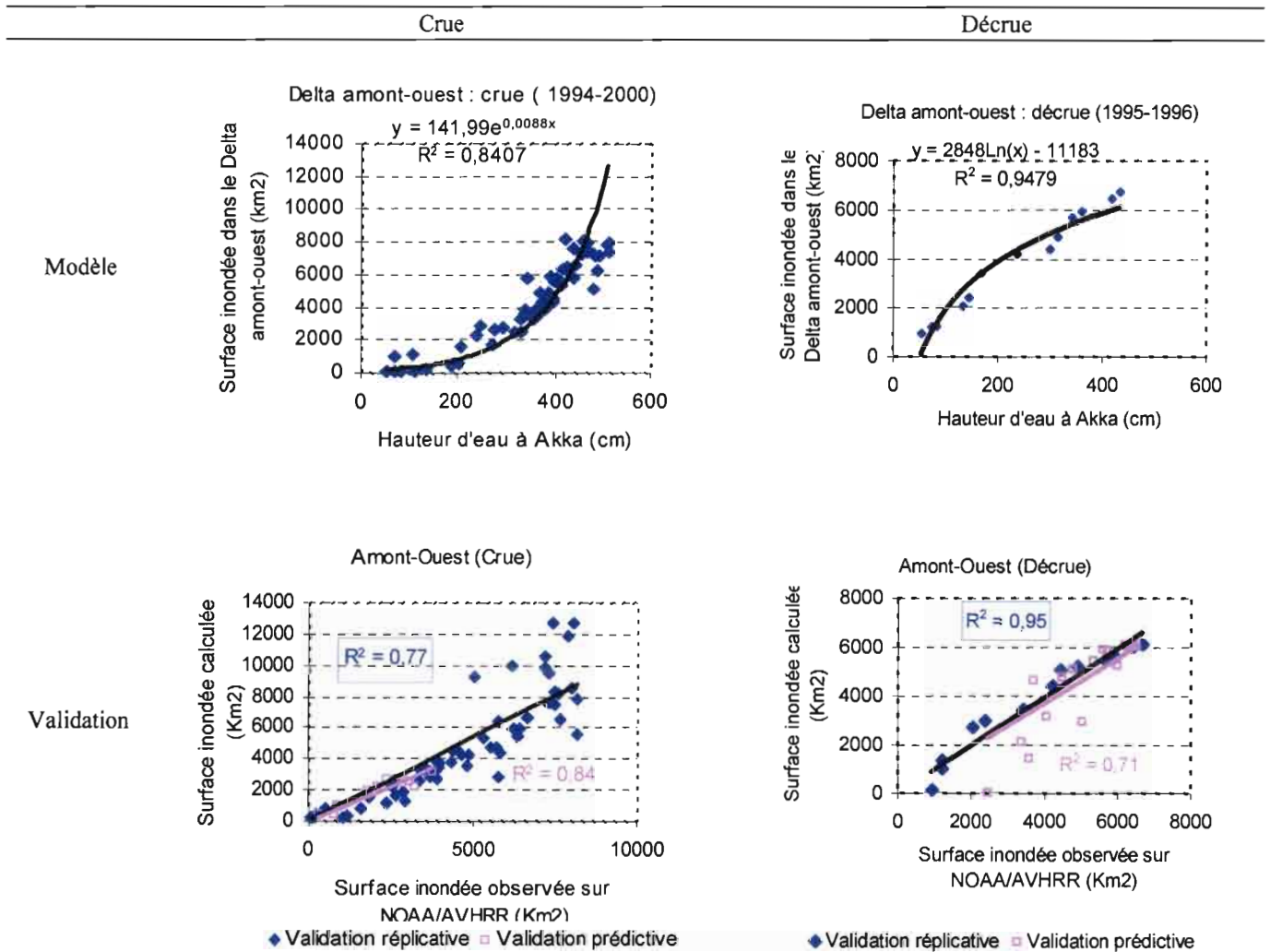


Figure 102 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Amont-Ouest.

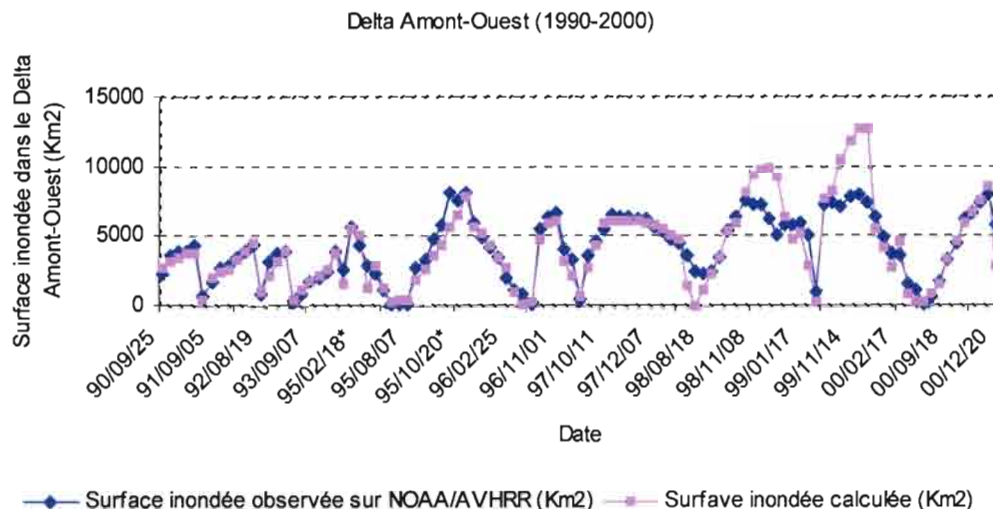


Figure 103 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA disponibles et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Amont-Ouest.

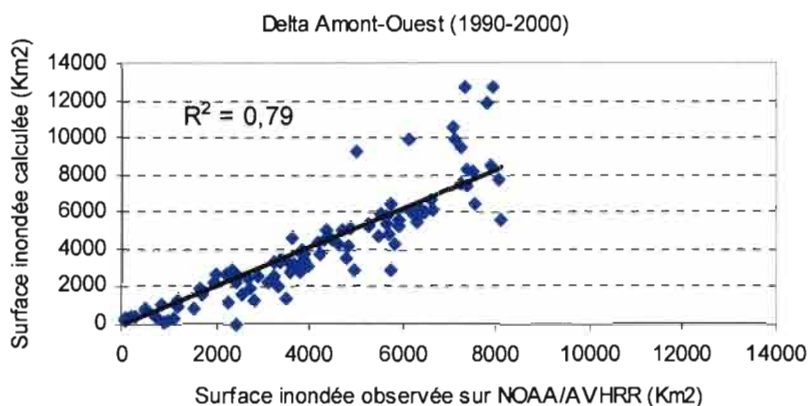


Figure 104 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Amont-Ouest.

7.1.5 Mésopotamie

L'ajustement des hauteurs d'eau de la station de Ké-Macina aux surfaces inondées de la Mésopotamie est peu satisfaisant. La calibration peu appréciable aussi bien en crue qu'en décrue donne des coefficients de corrélation respectifs de 0.64 et 0.49 (fig.110). Les surfaces sont surestimées en période de crue (fig. 111 et 112). On observe 10 % d'augmentation à la calibration et 43 % à la validation prédictive. Les surfaces inondées sont par contre sous-estimées à la décrue notamment durant la validation avec un biais de 29 %. Le décalage entre les valeurs observées et calculées sur la figure 111 et la dispersion des points illustre la qualité moins bonne du modèle.

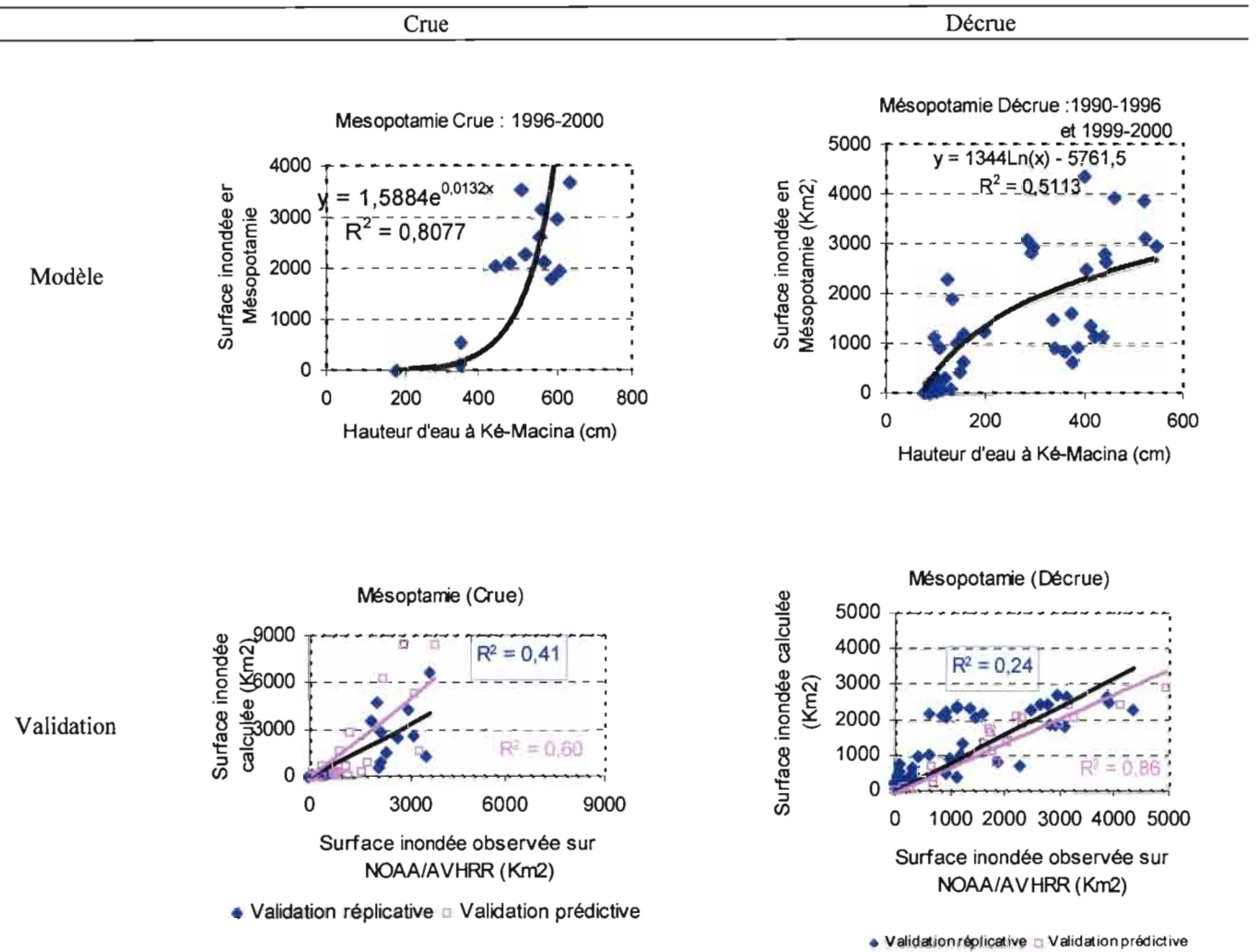


Figure 105 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans la Mésopotamie.

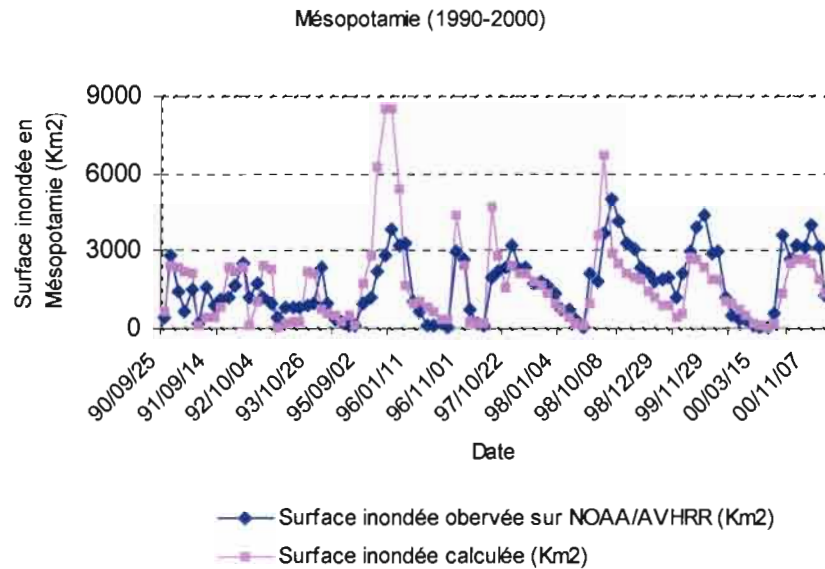


Figure 106 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans la mésopotamie.

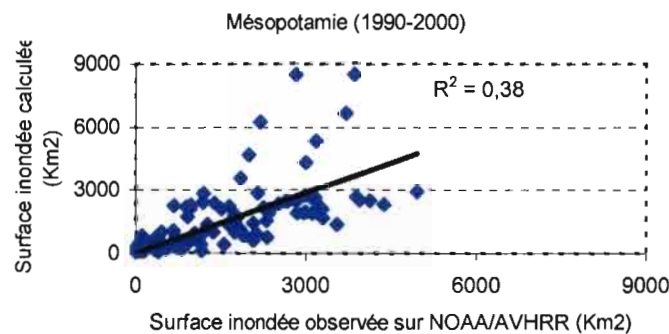


Figure 107 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans la Mésopotamie.

7.1.6 Aval

Les hauteurs d'eau à Diré s'ajustent mieux aux surfaces inondées du Delta aval avec des surfaces calculées légèrement inférieures à celles observées sur les images. Les coefficients de corrélation R de la régression entre les surfaces inondées observées et calculées varient entre 0.75 et 0.95. On note une différence non négligeable dans la validation avec un biais de -18 % en crue et +7 % en décrue. Les résultats sont illustrés par les figures 113, 114 et 115.

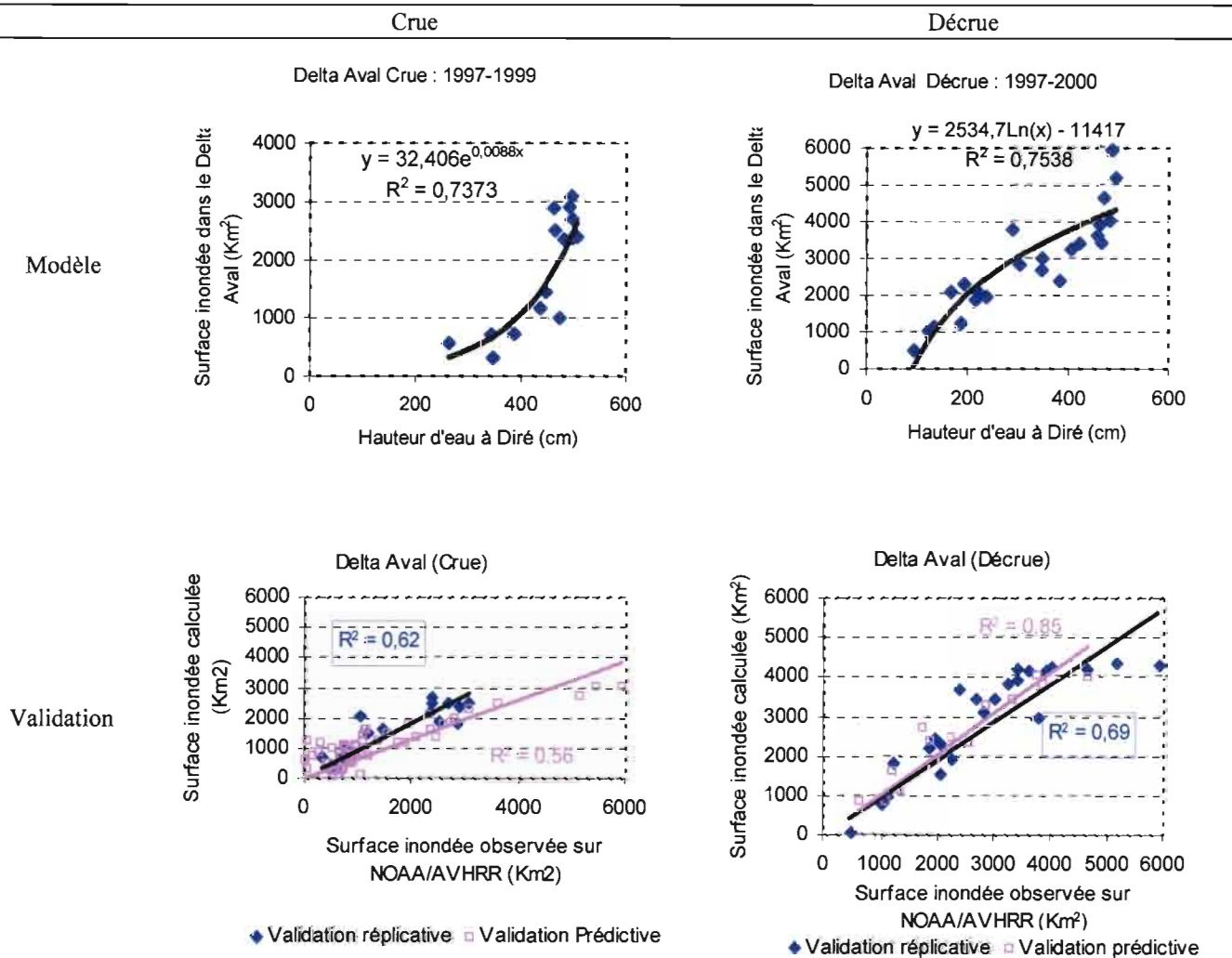


Figure 108 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Aval.

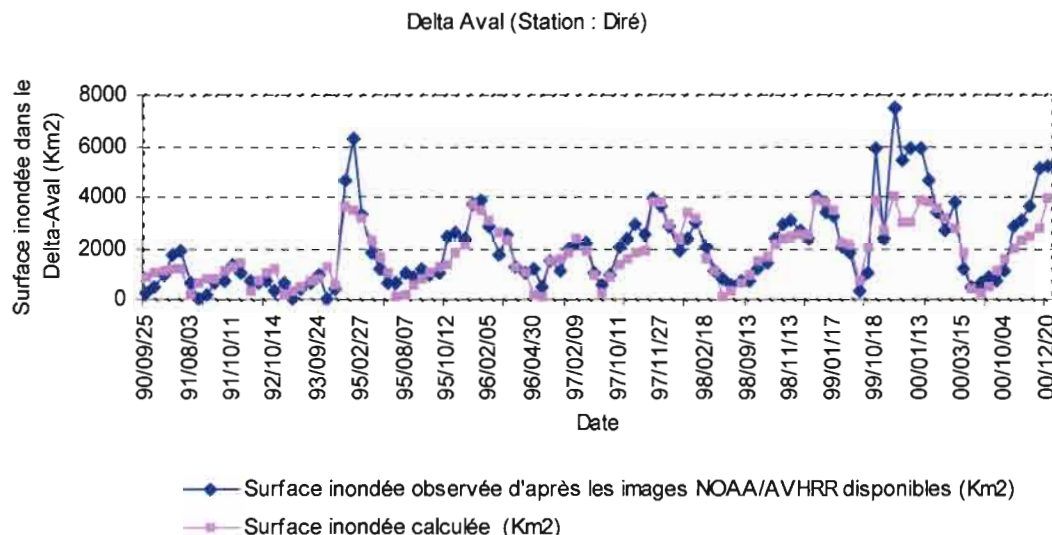


Figure 109 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Aval.

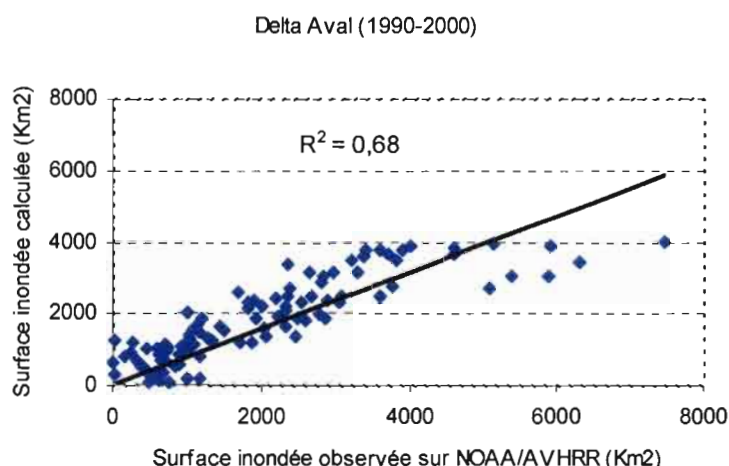


Figure 110 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Aval.

7.1.7 Aval-Est

Le modèle de prédiction des surfaces inondées dans le Delta Aval-Est à partir des hauteurs d'eau de Bougoubéri en amont de Diré présente un comportement presque comparable à celui observé dans le Delta aval. La validation ne semble pas confirmer la qualité du modèle qui présente un coefficient de corrélation R de 0.93 en crue et 0.83 en décrue (fig.116). En crue les surfaces inondées sont sous-Estimées avec des biais de -14 % (calibration) et -11 % (prédiction). En décrue on observe une légère surestimation des

surfaces inondées avec un biais de +14 %. Il apparaît qu'au dessous de 1800 km² les surfaces sont généralement surestimée et au delà, elles sont sous-Estimées (fig.117 et 118).

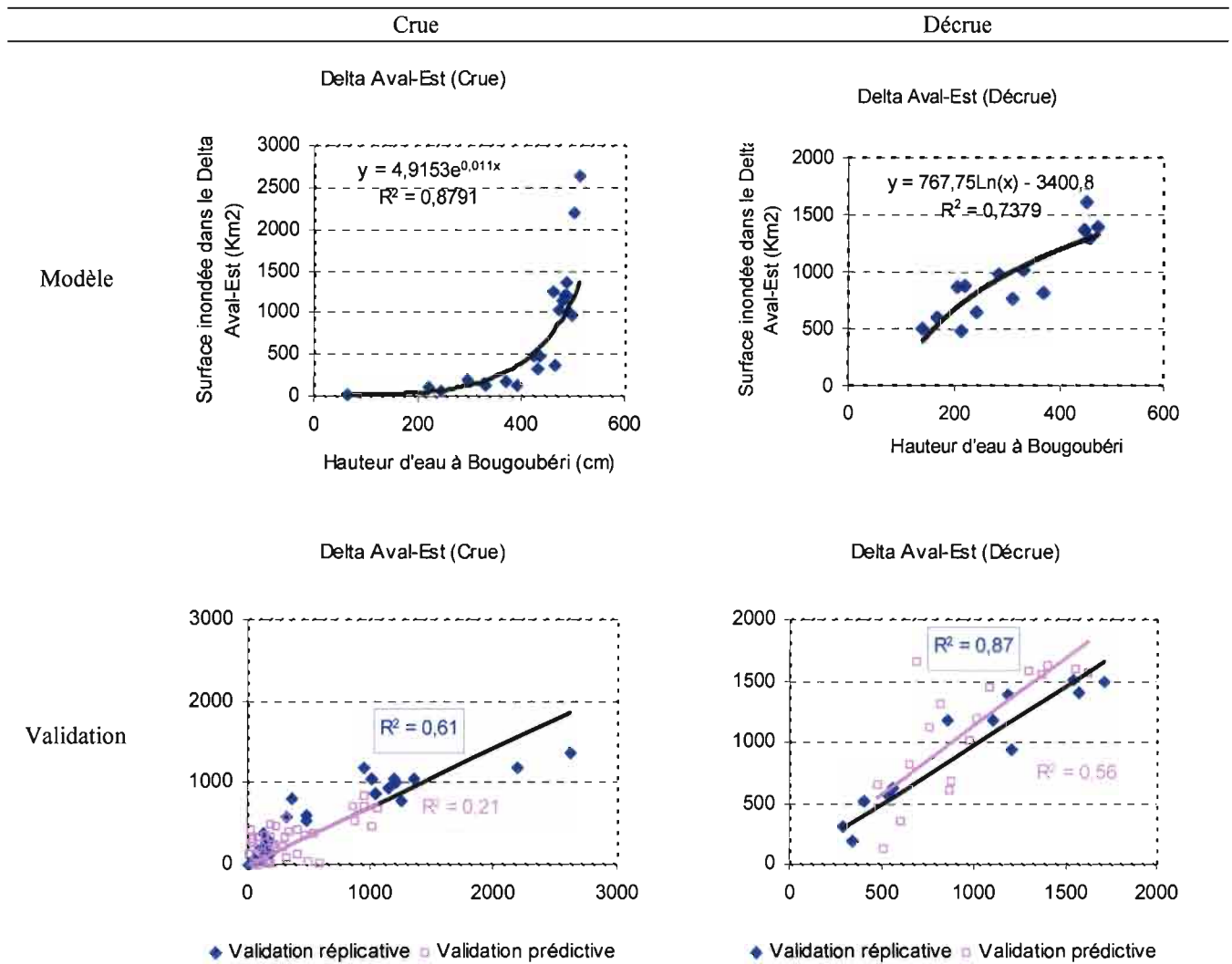


Figure 111 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Aval-Est.

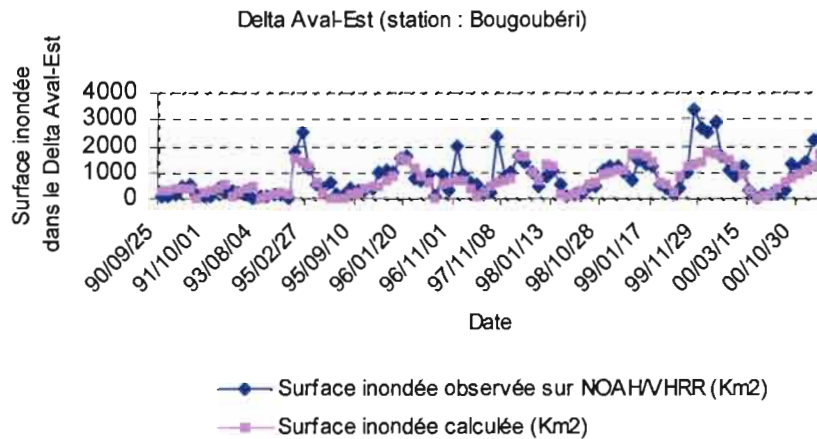


Figure 112 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Aval-Est.

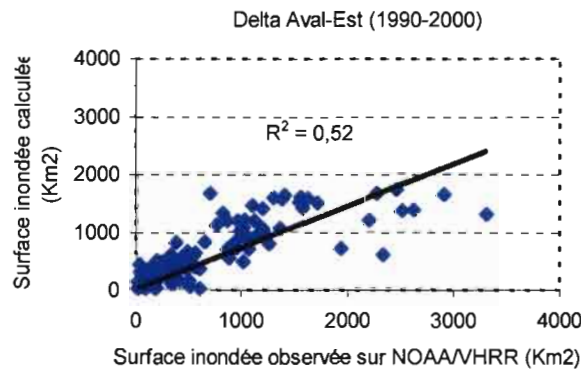


Figure 113 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Aval-Est.

7.1.8 Aval-Ouest

Le modèle semble reproduire les surfaces observées notamment à partir de l'année 1994. Dans le cas des surfaces inférieures à 1000 km² (1990-93) les surfaces calculées restent inférieures à celles observées (fig.119, 120 et 121). En crue on observe alors un biais considérable de -56 % à la calibration et -16 % à la prédiction. En décrue, on note une petite surestimation correspondant à un biais de +3 %. (fig.120).

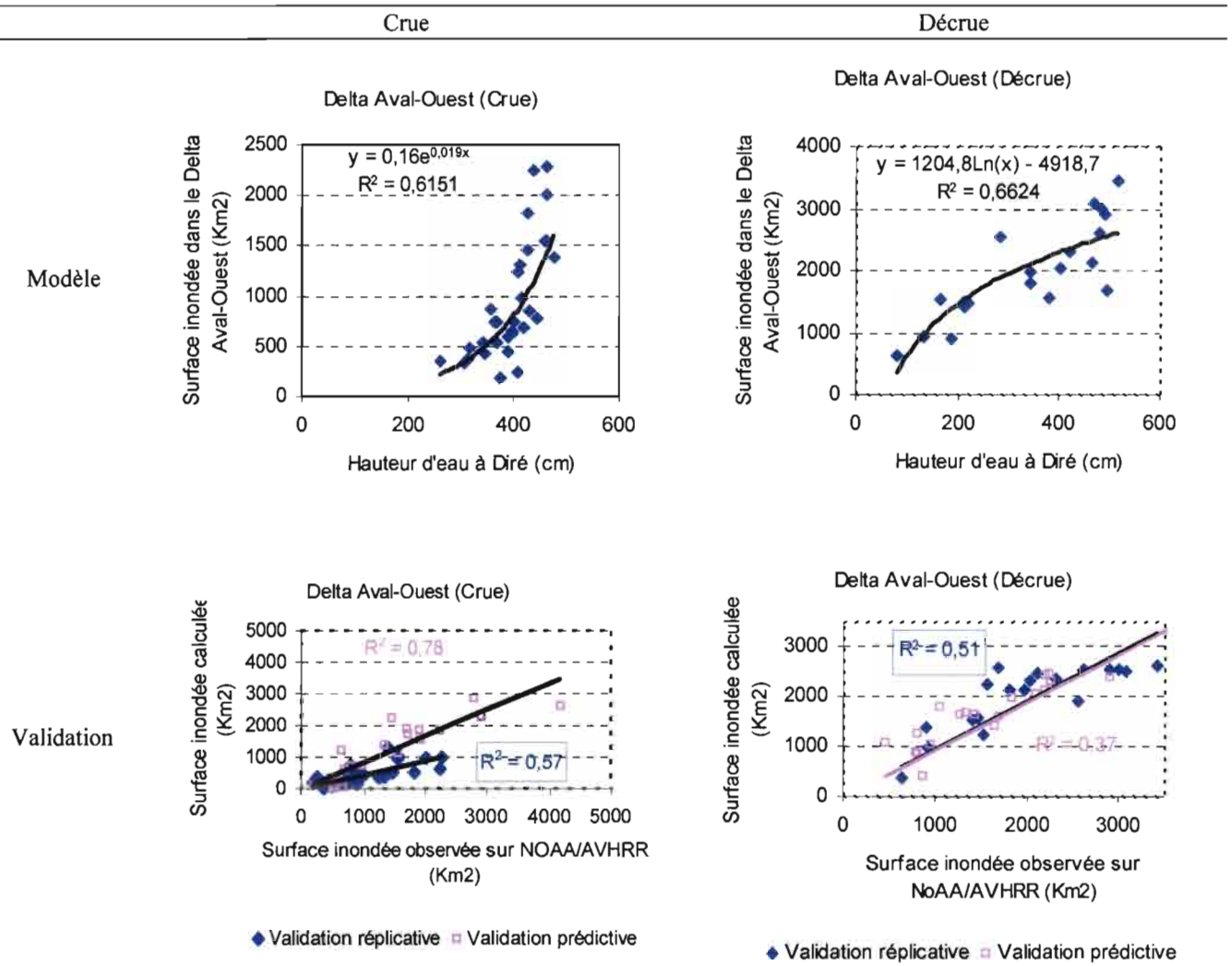


Figure 114 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Aval-Ouest.

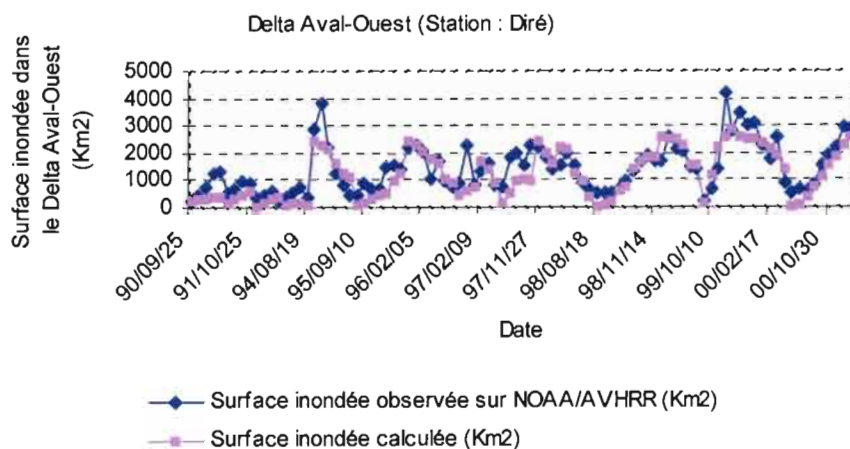


Figure 115 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Aval-Ouest.

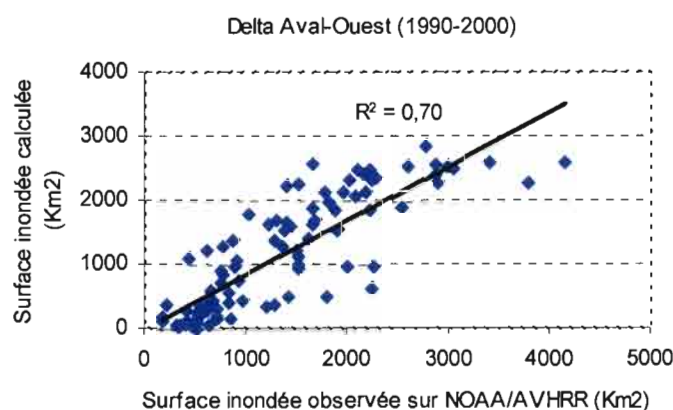


Figure 116 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Aval-Ouest.

7.2 Etude comparative des surfaces inondées selon le découpage : Delta complet, Amont+Aval et 5 régions¹⁵

La variabilité spatio-temporelle de l'inondation dans le Delta peut poser le problème de l'estimation de la superficie maximale inondée à l'échelle de l'année hydrologique. Quand la décrue s'amorce, vers novembre/décembre dans le Delta amont, les plaines lointaines du Delta aval continuent encore à être envahies par les eaux d'inondation. Au même moment la

¹⁵ Somme des 5 sous-régions (Mésopotamie, Delta amont-est, Delta amont-ouest, Delta aval-est et Delta aval-ouest)

montée des eaux se fait sentir de plus en plus dans le Delta aval où le maximum est atteint en janvier/février selon l'hydraulicité de l'année. Le maximum de l'étalement des eaux se trouve alors décalé dans le temps selon les différentes régions du Delta. L'estimation de la surface maximale inondée à partir des images satellitaires donne l'état de l'inondation à un rythme défini par le passage du satellite et très souvent par la présence de la couverture nuageuse. Pour essayer de surmonter cette difficulté liée à la nature de l'ensemble des processus d'acquisition des données, nous avons testé différentes méthodes d'estimation des surfaces maximales inondées.

Nous avons retenu, par rapport aux découpages régionaux, trois entités dont le Delta complet, le Delta Amont plus le Delta Aval et enfin les cinq régions regroupées. L'estimation des surfaces maximales inondées s'appuie sur les surfaces extraites des images et celles issues des modèles présentés plus haut. Le tableau 34 résume les données statistiques sur la variation des surfaces inondées dans les trois entités et sur la période d'étude 1990-2000. Les statistiques avec la mention observée indiquent les surfaces inondées tirées des images et celle avec la mention calculée concerne les surfaces inondées d'après les modèles (tableau 34).

Les surfaces inondées observées sont assez voisines dans les trois entités avec une augmentation légère dans la Delta Amont et Aval, plus marquée dans les 5 régions.

Une comparaison dans le Delta complet entre les surfaces maximales inondées observées et calculées indique par rapport aux premières une légère sous-estimation entre 5 et 19 % en années à tendance "humide" et une surestimation de 3 à 28 % en années à tendance "sèche". Dans le Delta Amont et Aval plus l'année est "humide" plus le calcul s'approche d'une valeur plus forte avec un biais atteignant 24 %. C'est le même constat en 1992 sans qu'on puisse l'attribuer à un apport plus important d'eau. Dans les 5 régions par contre les surfaces calculées restent exagérées avec des biais pouvant atteindre 95 voire 100 %.

En Considérant les surfaces inondées issues des modèles, le Delta complet et le Delta Amont + Aval donnent des valeurs presque identiques en années "sèches" (1990-1993) avec des biais inférieurs à 3 %. Par contre en années "humides" (1994-2000) les surfaces inondées d'après le Delta Amont+Aval restent élevées avec une différence variable de l'ordre de 22 à 43 %. Les 5 régions comparées au Delta complet donnent dans tous les cas des valeurs très élevées (fig.122). L'accroissement vaut en moyenne 50 % en années "sèches" (1990-1993) et se situe entre 113 et 173 % en années "humides" (1994-2000).

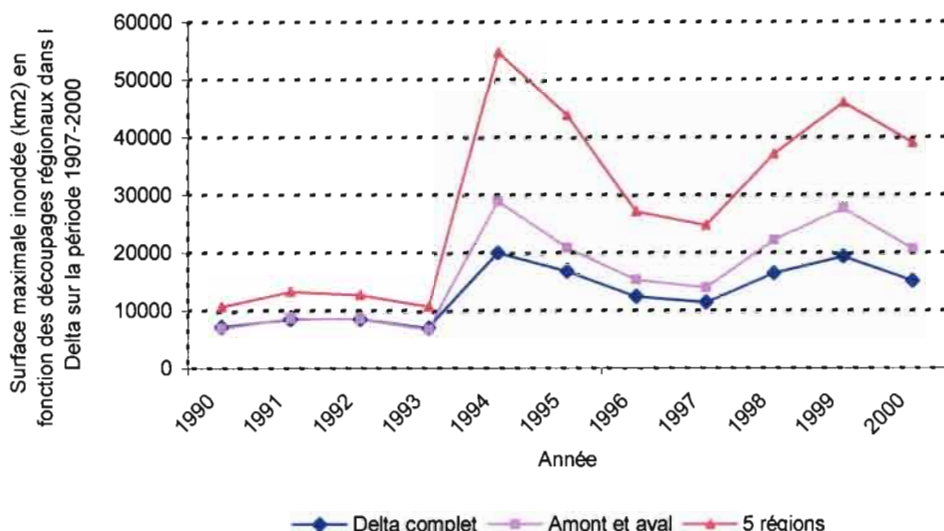


Figure 117 Comparaison des surfaces maximales inondées calculées selon le découpage : Delta complet, Amont+Aval et les 5 régions sur la période 1990-2000.

Il faut rappeler que le découpage initial en 5 régions unitaires a été fait selon des considérations hydro-géomorphologiques. Si ces unités semblent plus ou moins nettes les limites adoptées dans le cadre de cette étude n'ont pas été établies de façon rigoureuse. Avec la montée des eaux la part de l'inondation liée à la montée des eaux à la station considérée peut être difficile à établir. D'autre par le choix initial de la station de mesure du niveau d'eau est faite sur la base de la proximité puis en fonction des coefficients de corrélation hauteurs d'eau/surfaces inondées sans qu'il soit établi que la station soit au bon endroit par rapport à la sous-région donnée.

Par ailleurs les surfaces inondées obtenues avec les 5 régions doublent celles issues du modèle hydrologique de Olivry (1995) connu pour ses résultats surévalués. Le modèle de Olivry donne par exemple une surface de 30 000 et 44 000 km² les années 1994 et 1997 contre 55 000 et 130 000 km² les mêmes années avec le découpage 5 régions. Il faut noter aussi que les surfaces inondées calculées d'après la méthode des 5 régions sont largement supérieures, en années de forte hydraulité, au "pseudo bassin versant" du Delta estimé à 80 000 Km² par Brunet-Moret *et al.*, (1986) et plus récemment à 74 000 Km² par Bamba *et al.*, (1997).

Ces éléments nous amènent à considérer que la méthode basée sur les 5 régions n'est pas adaptée pour une estimation raisonnable des surfaces maximales inondées dans le Delta intérieur du Niger au Mali.

Tableau 34 Statistiques des surfaces inondées en fonction des découpages régionaux du Delta intérieur du Niger et d'après les images NOAA/AVHRR disponibles sur la période 1906-2000.

Année	Surface inondée (km ²) en fonction des découpages régionaux											
	Delta complet				Amont et Aval				5 Régions			
	Moyenne observée	Maximum observée	Maximum calculée	Minimum observée	Moyenne observée	Maximum observée	Maximum calculée	Minimum observée	Moyenne observée	Maximum observée	Maximum calculée	Minimum observée
1990	7096	9025	7401	3597	7096	9383	7250	3597	7096	10344	10865	3595
1991	5786	9400	8729	1804	5786	9683	8887	1193	6011	9683	13480	1713
1992	5661	6855	8761	3113	5736	7063	8729	2707	5736	7938	12854	2519
1993	3924	6165	7236	1831	3924	7049	7038	1218	4134	7049	10897	1598
1994	-	-	20068	-	-	-	28961	-	-	-	54869	-
1995	8333	16463	16888	808	8330	20304	20996	808	8643	16821	43921	878
1996	6986	13198	12511	686	6986	15080	15488	686	7443	15966	27185	691
1997	9808	14103	11607	1482	9966	15668	14124	1482	10212	16380	24840	1790
1998	10392	16533	16512	3256	10392	18197	22332	3067	10392	19042	37198	2916
1999	14477	22359	19402	4140	14477	22359	27777	4140	14672	26301	46118	2937
2000	9750	18666	15205	686	9711	19715	20771	686	9809	19568	39130	686

Quant au Delta Amont et Aval il faut rappeler que le maximum de l'inondation se passe à des moments différents, en Amont d'abord puis en Aval entre un à deux mois d'intervalles. La surface maximale inondée d'après ce découpage correspond à la surface inondée maximale annuelle. Cette surface comprend l'ensemble des surfaces balayées par les eaux d'inondation dans l'ensemble du Delta au cours d'une année hydrologique (mai à avril). En effet le Delta complet (une seule vue de l'ensemble du Delta) ne permet pas d'obtenir à partir d'une seule image la maximale inondée à la fois en Amont et en Aval. La méthode d'estimation basée sur cette entité semble la meilleure. Comment ces résultats interviennent par rapport aux modèles hydrologiques ?

7.3 Étude comparative de la méthode Amont et Aval avec les méthodes hydrologiques (Olivry, 1995 ; Cissé & Gosseye, 1992).

Toutes les méthodes citées ici servent à l'estimation des surfaces inondées maximales dans le Delta intérieur du Niger au Mali. Dans le chapitre 6 nous avons déjà comparé les surfaces inondées maximales issues des méthodes hydrologiques avec celles extraites des images NOAA/AVHRR disponibles pour la période 1990-2000. Dans ce qui suit nous nous proposons de comparer la surface inondée maximale du Delta selon la méthode basée en additionnant la surface inondée maximale des deux zones Amont et Aval avec celles obtenues d'après les méthodes hydrologiques. La surface inondée maximale dans les zones Amont et Aval est calculée en appliquant à l'entrée des modèles respectifs (présentés plus haut) la hauteur maximale annuelle : la hauteur maximale moyenne des stations de Mopti et d'Akka est utilisée pour la zone Amont, et celle de Diré pour la zone Aval.

Toutes les méthodes reproduisent la même variabilité interannuelle. Elles permettent toutes de bien distinguer les années "sèches" (1990-1993) des années "humides" (1994-2000).

Ceci semble appuyer la validité des différentes approches. La méthode d'Olivry, basée sur le bilan hydrologique surestime les surfaces inondées sur toute la période d'étude. La méthode Cissé & Gosseye qui se réfère aux hauteurs lues à Mopti entre 1944 et 1968 sous-estime par contre les mêmes surfaces. Les deux méthodes donnent des surfaces moyennes respectives de 14700 (± 500) et 8200 km² (± 580 km²) en années "sèches" et en années "humides" ces chiffres sont portés respectivement à 25 500 (± 3200) et 13500 km² (± 3600 km²). Les chiffres entre parenthèses désignent l'écart-type. L'écart entre ces deux méthodes se resserre en années "sèches" (fig.123).

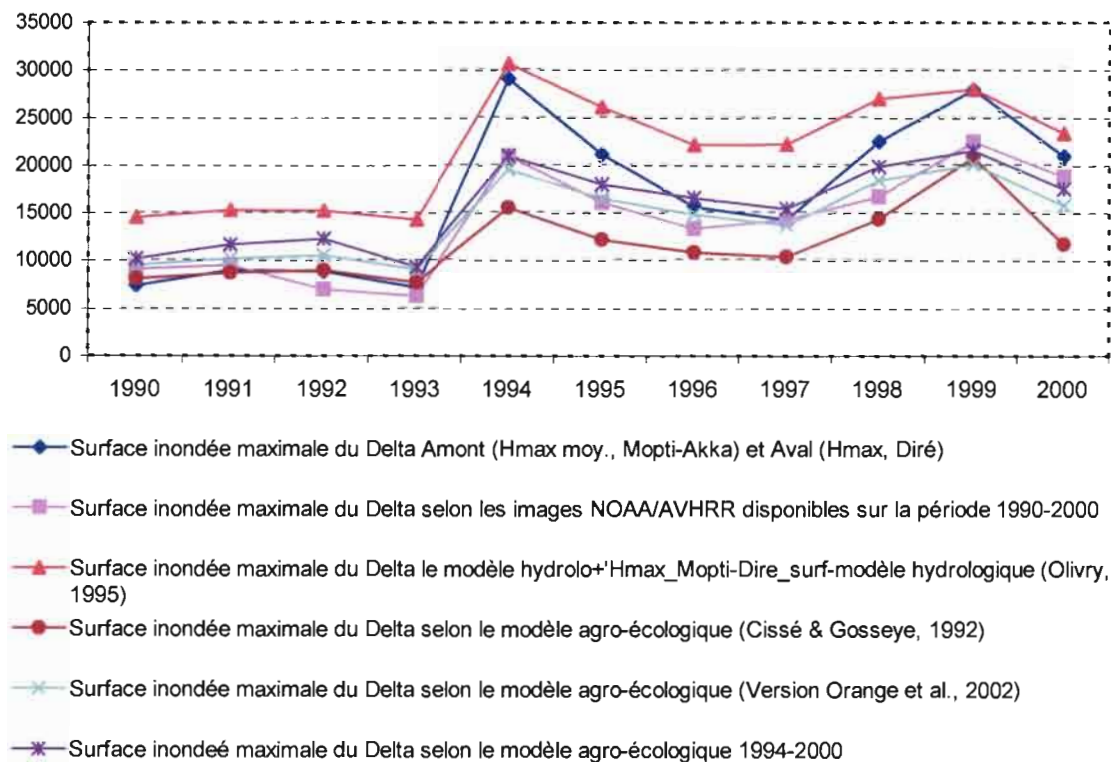


Figure 118 comparative de la méthode Amont et Aval avec les méthodes hydrologiques (Olivry, 1995 ; Cissé & Gosseye, 1992).

Pour les deux autres méthodes (Cissé & Gosseye) se référant aux données de 1969-78 (Orange *et al.*, 2002) et 1994-2000 (cette étude), les surfaces maximales d'après les images disponibles et les résultats de la méthode Amont+Aval donnent des valeurs voisines comprises entre celles précédemment cités. Toutefois la méthode Amont+Aval donne des surfaces de même ordre de grandeur que le modèle de Olivry (1995) notamment les années "plus humides" (1994 et 1999). Les cotes à Mopti durant ces années ont été respectivement 655 et 662 cm, supérieur au seuil de 630 cm au delà duquel les lacs sont inondés (Orange *et al.*, 2002). Ceci contribue à une augmentation des surfaces inondées globales confirmée par l'importance relative des pertes en eau estimées respectivement à 13,3 km³ et 6,6 km³ dans le Delta Aval.

La méthode Amont+Aval semble, hormis la méthode Olivry (1995), mieux estimer les surfaces maximales inondées, les années de bonne hydraulicité. Durant les années à faible hydraulicité elle donne des valeurs différentes de celles obtenues avec les méthodes Olivry (1995) et Cissé & Gosseye (1992) tout en restant dans les mêmes gammes de valeurs fournies par les versions Cissé & Gosseye utilisées par Orange *et al.* (2002) et dans cette étude. La méthode Amont+Aval semble donner l'avantage d'approcher des surfaces maximales inondées raisonnables quelque soit l'hydraulicité de l'année.

L'application de ces différentes méthodes aux données anciennes jusqu'au début du siècle dernier aidera à les tester d'avantage et à apprécier la dynamique interannuelle de l'inondation sur une longue série temporelle.

7.4 Analyse rétrospective des surfaces maximales inondées du Delta (1907 à 2000)

La figure 124 illustre la variabilité interannuelle des surfaces maximales inondées durant le siècle dernier dans le Delta Intérieur du Niger. Il faut noter que les mesures hydrométriques sur les stations de Mopti et de Diré remontent à l'année 1924. Les données manquantes ainsi que d'autres répertoriées au sein de la série de Mopti (1930-33 et 1937-42) sont complétées par la méthode de la régression en se servant des données de Koulikoro qui remontent à l'année 1907. Les données statistiques (moyenne et écart-type) des surfaces maximales inondées selon un découpage en années humides et sèches sont fournies dans le tableau 35.

On peut déjà remarquer que la méthode Amont+Aval donne des surfaces maximales inondées relativement importantes. Ce modèle élaboré à partir des données de la période globalement déficitaire 1990-2000, peut ne pas être bien adapté pour les périodes humides. Cependant ces estimations étant inférieures à la capacité maximale de l'étale des eaux dans le Delta estimé à 80 000 Km² par Brunet-Moret *et al.*, (1986) et plus récemment à 74 000 Km² par Bamba *et al.*, (1997), elles peuvent être considérées comme raisonnables.

La distinction entre période humide d'avant 1970 et période sèche après cette même date apparaît de façon remarquable. La moyenne de la série, d'après la méthode Amont et Aval, vaut 32 000 ± 16000 km², celle de la période humide 40 000 ± 13 000 km² et en période sèche, elle chute à 16 000 ± 8000 km². La période sèche des années 1940-44 est comparable à celle des années 1994-2000.

La méthode Cissé & Gosseye bien qu'établie à partir des données de 1940-1968, elle semble sous-estimer les surfaces maximales inondées même en période humide. Les modèles agro-écologiques semblent ne pas être adaptés aux années humides. En effet ils donnent des valeurs de surface maximale inondée inférieures à 30 000 km² ce qui ne paraît pas assez réaliste notamment en années très humides (la décennie 50 par exemple).

Au vue de ces résultats on peut penser que le modèle basé sur la somme des surfaces maximales inondées des zones Amont et Aval peut être retenue comme méthode d'estimation

des surfaces maximales inondées dans des limites raisonnables dans le Delta intérieur du Niger au Mali.

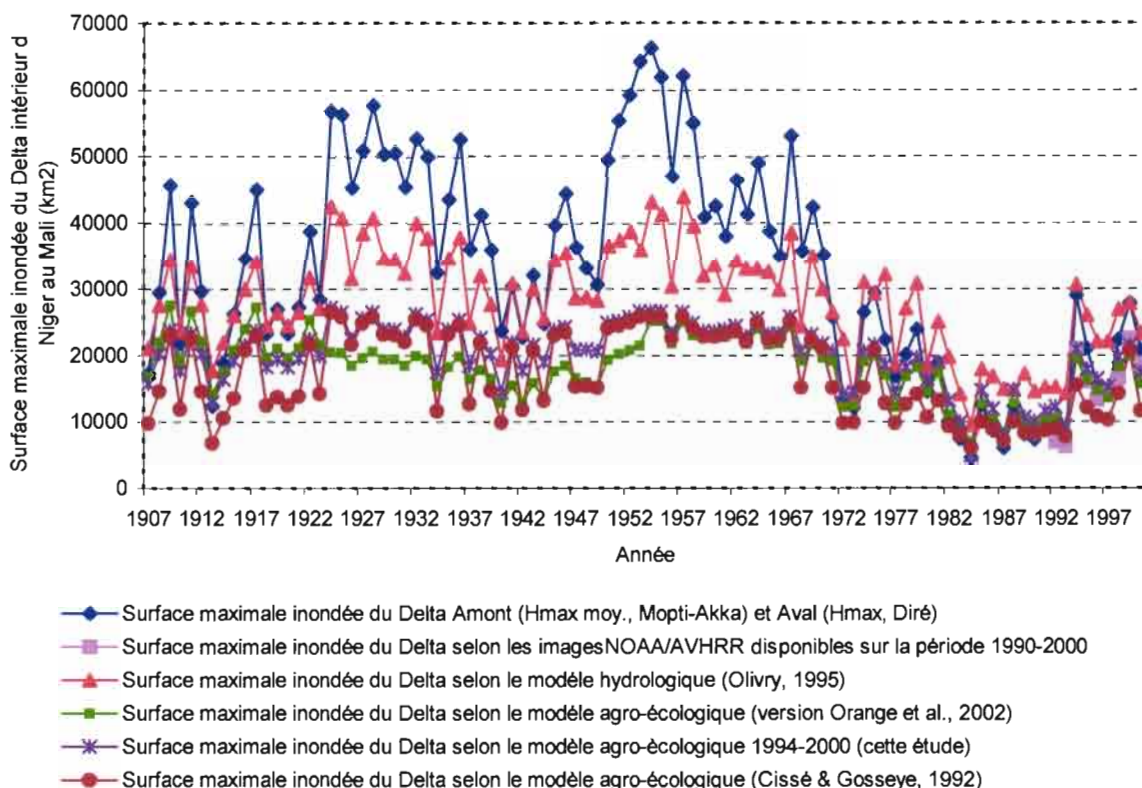


Figure 119 Comparaison rétrospective des surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger au Mali sur la période 1907-2000.

Tableau 35 Statistiques des surfaces maximales inondées dans le Delta intérieur du Niger (Mali) d'après les méthodes dérivées de l'observation des images satellitaires et hydrologiques sur la période 1907-2000.

Année	Amont+Aval		NOAA/AVHRR		Modèle hydro. (Olivry, 1995)		Modèle agro. (Orange <i>et al.</i> , 2002)		Modèle agro. (Cette étude)		Modèle agro. (Cissé & Gosseye, 1992)	
	moyenne	Ecart-type	moyenne	Ecart-type	moyenne	Ecart-type	moyenne	Ecart-type	moyenne	Ecart-type	moyenne	Ecart-type
1907-2000	32579	16102			26973	8803	18108	4620	20018	4924	17105	6312
1940-1944	26719	4245			35640	6002	14101	1416	18862	3088	15348	5271
1907-1969	40512	12730			30512	7829	20110	3428	22279	3285	19819	5438
1970-2000	16458	8251			19782	5816	14041	4046	15425	4508	11591	3938
1990-1993	7976	967	7861	1593	14768	502	9719	664	10754	1364	8281	579
1994-2000	21493	5584	17391	3408	25507	3222	16813	2432	18423	2305	13538	3657
1990-2000	16578	8093	13925	5554	21602	5972	14233	4061	15634	4326	11626	3893

L'estimation des surfaces maximales inondées du Delta nécessite la connaissance de la hauteur maximale sur les stations de Mopti et Akka (zone Amont) et de Diré (zone Aval). Ces informations sont connues généralement en octobre-novembre à Mopti dans 94 % des cas et à Diré entre novembre et janvier dans 97 % des cas. A partir de cette période la connaissance de

la surface maximale inondée ne suscite pas beaucoup d'intérêt pour un agriculteur car il aurait besoin d'avoir les informations sur l'inondation peu avant la période des semis. D'où la nécessité d'adopter une autre démarche pouvant être utile aux agriculteurs. Compte tenu du temps de propagation moyen de la crue, d'un mois entre Mopti et Diré un système de prévision à ce pas de temps assez raisonnable pour des préparatifs de champs de riz par exemple peut être envisagé pour la partie Aval du Delta sur la base des données recueillies à Mopti.

7.5 Prédiction des surfaces maximales inondées dans le Delta Aval

La prévision des surfaces maximale inondées dans le Delta Aval va s'appuyer sur la connaissance de la hauteur maximale d'eau lue à Mopti et le temps de propagation de l'onde de crue entre Mopti et Diré.

7.5.1 Prédiction de la hauteur maximale à Diré

Nous avons utilisé 54 couples de Hauteurs maximales annuelles dont 17 dans la construction du modèle et 37 réservées à la validation. La relation entre les deux stations est assez forte avec un coefficient de corrélation $R = 97$ ($R^2=0,93$).

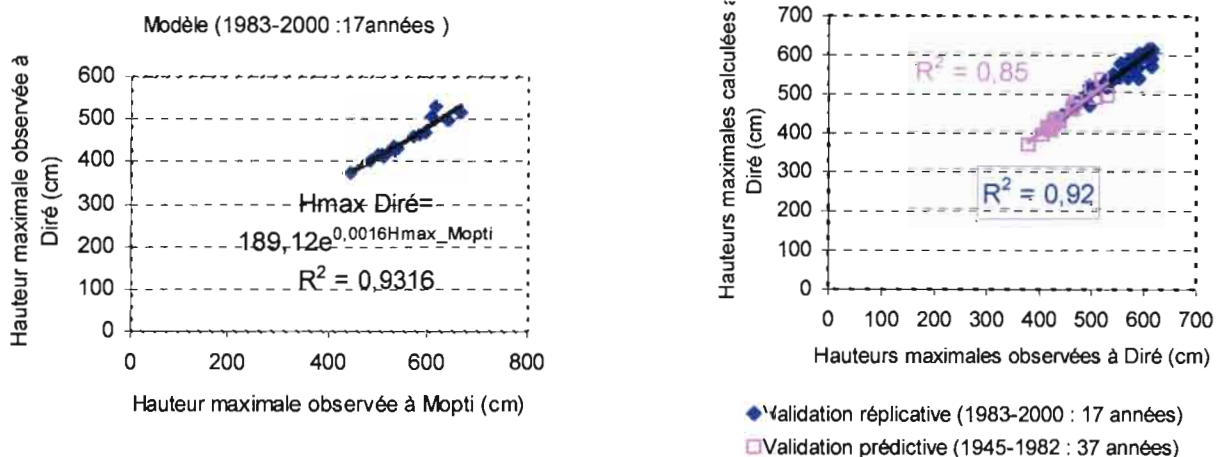


Figure 120 Relation entre la hauteur maximale d'eau annuelle des stations de Mopti et Diré.

La validation est meilleure, $R^2= 92$. Les hauteurs maximales sont connues à Diré avec un écart type de 40 cm.

7.5.2 Temps de propagation de l'onde de crue entre Mopti et Diré.

Les temps de propagation initiaux sont obtenus par une simple différence entre les temps d'apparition de la pointe de la crue à Mopti et à Diré. La relation de type exponentielle est assez forte, avec un coefficient de corrélation $R = 0,98$ (fig.126). Le temps de propagation moyen depuis 66 ans est 50 jours, il passe à 43 jours depuis 1970 et 46 jours à partir de 1990, début de notre période d'étude.

La validation du modèle semble acceptable avec $R = 0,91$. Les temps sont estimés avec un écart type de 10 jours.

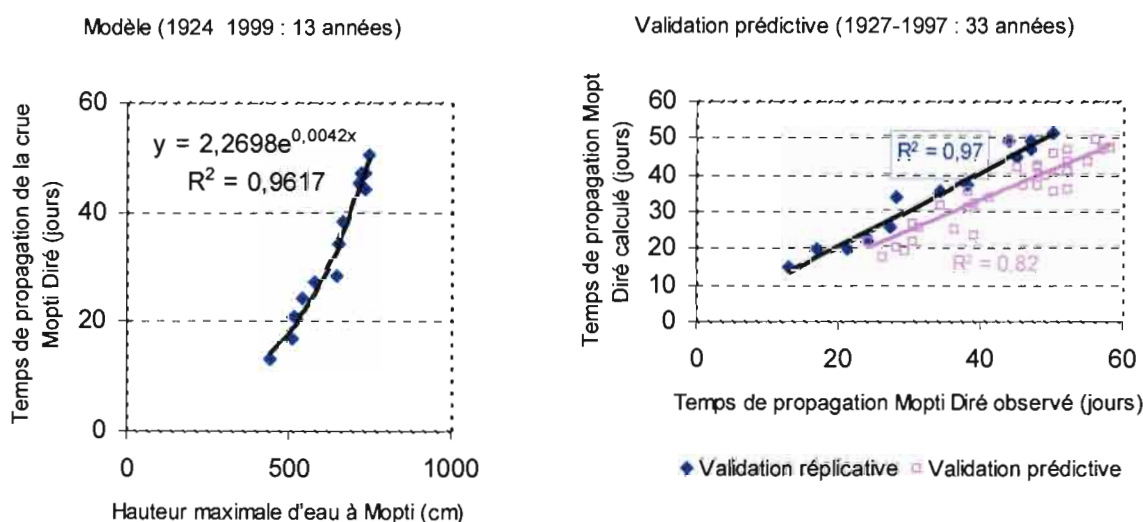


Figure 121 Modélisation du temps de propagation en nombre de jours de l'onde crue entre Mopti et Diré.

Connaissant la hauteur maximale d'eau à Mopti et en estimant le temps nécessaire pour que la hauteur maximale soit atteinte à Diré, il sera possible prévoir la surface maximale inondée avec une certaine marge d'erreur et pouvoir se prononcer sur les limites géographiques probables de l'inondation à partir d'abaques qui fera très prochainement l'objet d'un travail complémentaire.

Il est souhaitable de pouvoir pousser la prévision en se servant des hauteurs des stations en amont du Delta, notamment à partir de Koulikoro où les mesures remontent jusqu'au début du siècle dernier (1907). A ce titre il peut être intéressant d'anticiper la montée quotidienne des eaux à Mopti, considérée comme la station représentative du Delta Amont.

7.2 Prédiction des hauteurs d'eau de Mopti.

La prévision des hauteurs d'eau journalières nécessaire au calcul des surfaces inondées qui en sont liées, peut être faite de plusieurs manières :

soit par une approche hydraulique basée sur les équations des écoulements non permanents de Saint Venant dont la résolution, essentiellement par voie numérique, s'effectue soit par la méthode des différences finies à l'aide de schémas explicites ou implicites, soit par la théorie des caractéristiques (Amein, 1966 ; Harvey *et al.*, 2001) ;

soit par une approche hydrologique utilisant le principe de continuité et une relation entre le débit et le stockage temporaire de l'eau lors de la crue.

La première se heurte au caractère fortement non linéaire des phénomènes qui requièrent une bonne caractérisation du milieu, et notamment de la topographie ainsi qu'une mise en oeuvre numérique complexe. La topographie du delta intérieur du Niger est très mal connue et l'estimation de la surface inondée lors de la propagation d'une crue qui dépend de la hauteur maximale atteinte, ne peut à l'heure actuelle faire appel aux méthodes hydrauliques.

La seconde plus simple, se basant principalement sur les hauteurs et les débits observés en amont et en aval d'un bief, existe sur le delta intérieur du Niger (Sutcliffe & Parks, 1989 ; Olivry, 1995). Ces méthodes ne donnent pas toujours de résultats satisfaisants (Shaw, 1994).

Les méthodes hydrauliques sont souvent combinées aux calculs statistiques pour modéliser la propagation des ondes de crues à partir de l'analyse de temps de propagation (Thirriot & Habaieb, 1987 ; Thirriot *et al.*, 1988 ; Lamagat *et al.*, 1993 ; Morel-Seytoux *et al.*, 1993 ; Sambou & Lamagat, 1997). Ces procédures de calcul utilisent les données hydrologiques aux extrémités des biefs. Des lois d'ajustement statistiques prenant en compte l'influence des paramètres hydrauliques du lit majeur sur l'écoulement (Lamagat *et al.* 1996) et les modèles ARMA (Auto Regressive Moving Average) associés aux techniques de filtrages (Wang *et al.*, 1987) ont été utilisées de façon satisfaisante pour modéliser le laminage des crues.

Les méthodes statistiques plus simples, utilisant les données hydrologiques (hauteurs d'eau journalières) observées sur le bief Koulikoro-Mopti sur le Niger, sont utilisées dans cette étude pour prévoir les hauteurs d'eau journalières à Mopti en vue de projeter les surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger.

L'objectif de ce travail est double. En premier lieu, connaissant la hauteur d'eau à la station amont de Koulikoro, il s'agit d'estimer le temps de propagation de l'onde de crue sur le bief Koulikoro-Mopti. En second lieu il faut déterminer la hauteur d'eau à l'arrivée de la crue à Mopti.

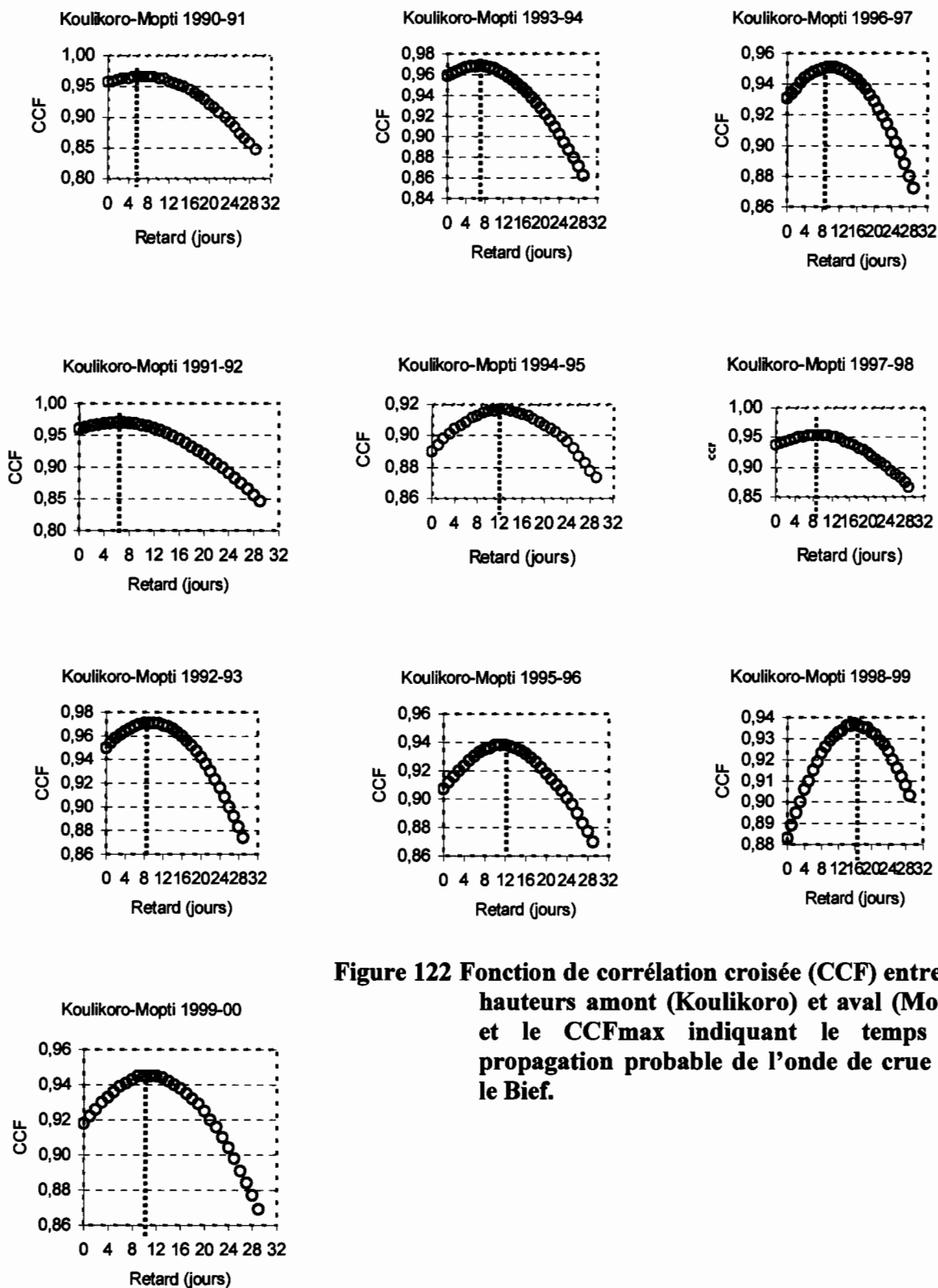


Figure 122 Fonction de corrélation croisée (CCF) entre les hauteurs amont (Koulikoro) et aval (Mopti) et le CCFmax indiquant le temps de propagation probable de l'onde de crue sur le Bief.

Le temps de propagation de la crue sur le bief Koulikoro-Mopti est estimé de façon stochastique. Pour chaque année hydrologique on calcule la fonction de corrélation croisée $CCF(t)$ entre les hauteurs amont H_k (à Koulikoro) et les hauteurs aval H_m (à Mopti) au pas de temps (décalage ou retard) journalier. Les hauteurs d'eau de juillet à décembre des deux stations sont utilisées dans la corrélation croisée. Le tracé de $CCF(t)$ en fonction du retard permet de construire des corrélogrammes (fig.127). Le temps en nombre de jours correspondant au maximum de la courbe $CCF(t)$ est considéré comme le temps le plus probable de la propagation de la crue sur le bief (Sambou et Lamagat ; 1997).

L'ajustement des hauteurs moyennes sur la période de juillet à décembre (à Koulikoro) aux retards (tableau 36) considérés comme temps de propagation de l'onde de crue permet de modéliser ce dernier. Le temps de propagation moyen est de 10 jours avec un écart type de trois jours. Le temps moyen durant les années "sèches" et "humides" vaut respectivement 7 et 12 jours. Notre période d'étude s'étend sur 10 années ce qui nous ramène à 10 couples de valeurs.

Tableau 36 Temps de propagation probable de l'onde de crue sur le bief Koulikoro Mopti selon les corrélogrammes par année hydrologique sur la période 1990-2000.

année hydrologique	CCF (jours)	année hydrologique	CCF (jours)
1990/91	7	1996/97	10
1991/92	7	1997/98	9
1992/93	8	1998/99	16
1993/94	7	1999/00	11
1994/95	12	(1990/91-1993/94)	7.25
1995/96	12	(1994/95-1999/00)	11.67

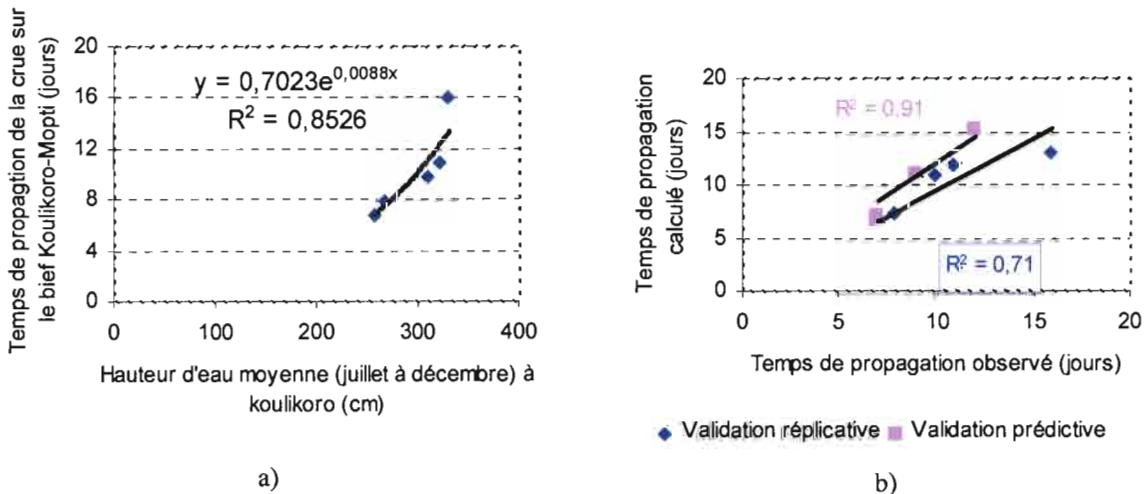


Figure 123 Courbes de modélisation a) et de validation du temps de propagation de l'onde de crue sur le bief Koulikoro-Mopti sur la période 1990-2000.

Nous avons utilisé les années 1990-91, 1992-93, 1996-97, 1998-99 et 1999-00 pour modéliser le temps de propagation de l'onde de crue sur le bief Koulikoro-Mopti (fig.128a). Les quatre autres années sont utilisées pour la validation (fig.126b).

Le nombre de points retenus pour le modèle et la validation est assez limité. Toutefois le lien assez fort entre les hauteurs et le temps de propagation d'une part et entre les temps de propagation observés et calculés semblent montrer la capacité du modèle à anticiper de façon satisfaisante le temps de parcours de l'onde. Il faut par contre noter que le modèle donne pour l'année 1994 un temps de propagation très élevé. Il n'est peut être pas adapté aux années humides. Sachant le temps de transit de la crue sur le bief, il reste à déterminer la hauteur d'eau à Mopti, le jour de son arrivée.

Les séries temporelles des hauteurs d'eau moyennes journalières se caractérisent par une dépendance entre observations successives (Thirriot, 1991). Les modèles ARMA (3, 2) par leur conception, permettent de les modéliser. Ces modèles expriment la quantité à prévoir comme une combinaison linéaire des observations antérieures (trois à l'aval et deux à l'amont du bief) comme suit :

$$H_m^{cal}(t^*) = a_1 H_m(t-1) + a_2 H_m(t-2) + a_3 H_m(t-3) + b_0 H_k(t) + b_1 H_k(t-1) + b_2 H_k(t-2)$$

où a_1, a_2, a_3, b_0, b_1 et b_2 sont des paramètres invariant dans le temps avec la contrainte $\sum_{i=1}^3 a_i + \sum_{j=0}^2 b_j = 1$, H_m^{cal} : hauteur d'eau calculée à Mopti au temps t^* correspondant au temps t à la quelle est observée la hauteur d'eau à Koulikoro (H_k) augmenté du temps de propagation de la crue sur le bief Koulikoro (en amont)- Mopti (en aval).

Les paramètres a_1, a_2, a_3, b_0, b_1 et b_2 sont calculés en minimisant la somme des carrés des résidus ou différences entre les hauteurs observées $H_m^{obs}(t)$ et les hauteurs estimées

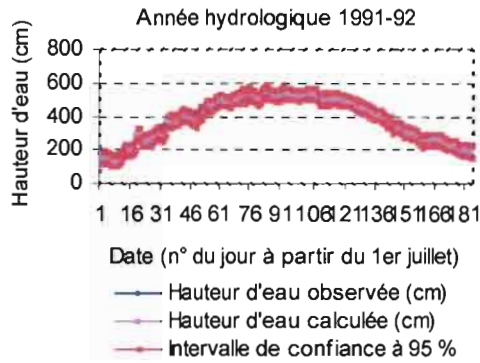
$$H_m^{est}(t) \text{ à la station de Mopti sous la contrainte } \sum_{i=1}^3 a_i + \sum_{j=0}^2 b_j = 1$$

$e(t) = H_m^{obs}(t) - H_m^{est}(t)$ $H_m^{est}(t) = AX$ avec $A = [a_1 a_2 a_3 b_0 b_1 b_2]^T$ (T désigne la transposée de la matrice A) et X est la matrice du modèle ARMA (3, 2) définie comme suite :

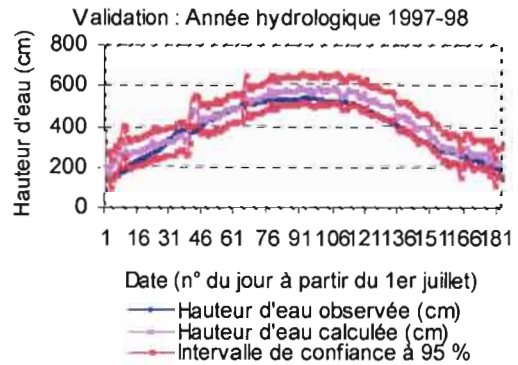
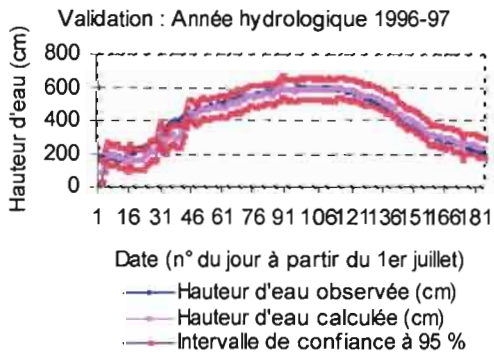
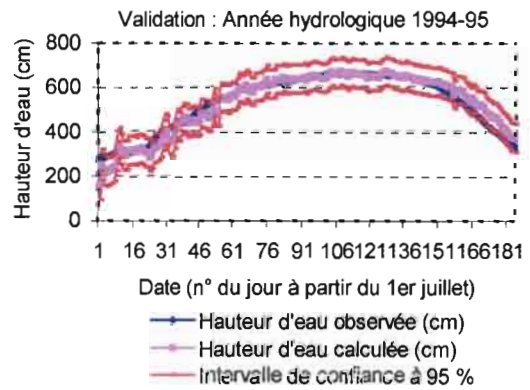
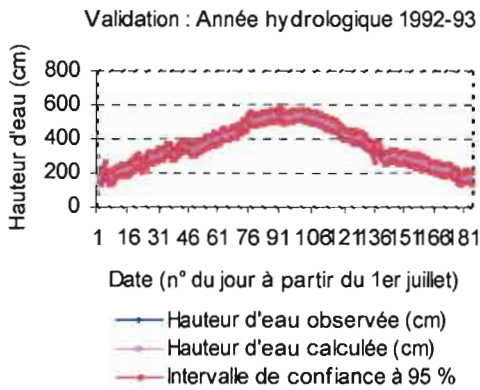
$$X = \begin{bmatrix} H_m(t-1) & H_m(t-2) & H_m(t-3) & H_k(t) & H_k(t-1) & H_k(t-2) \\ H_m(t) & H_m(t-1) & H_m(t-2) & H_k(t+1) & H_k(t) & H_k(t-1) \\ H_m(t+1) & H_m(t) & H_m(t-1) & H_k(t+2) & H_k(t+1) & H_k(t) \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ H_m(n-1) & H_m(n-2) & H_m(n-3) & H_k(n) & H_k(n-1) & H_k(n-2) \end{bmatrix}$$

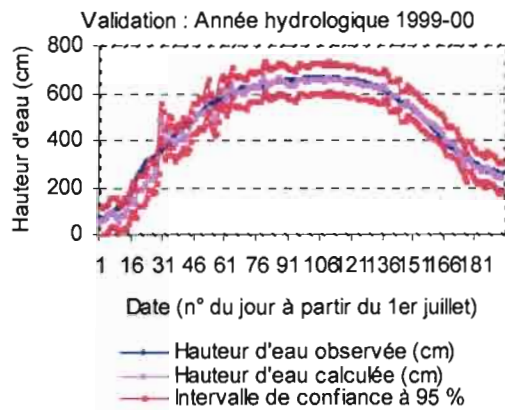
En application, le modèle ARMA est testé su les données de l'année hydrologique 1991-92.

Les paramètres sont ci-dessous définis avec les marges d'erreur. Ces paramètres sont ensuite validés sur cinq années. La figure 129 illustre le tracé des hauteurs d'eau observée et calculée à Mopti avec les intervalles de confiance. Les coefficients de corrélation R sont tous supérieurs à 0,95 ($P < 0,001$). Les biais sont très faibles.



	Coefficient	Std. Error	t	P
a1	4,98	0,62	8,04	<0,001
a2	-3,05	1,13	-2,7	0,008
a3	-0,96	0,58	-1,67	0,097
b0	0,15	0,2	0,77	0,444
b1	0,58	0,36	1,64	0,103
b2	-0,7	0,21	-3,35	<0,001





Résultats de la validation			
année	R	P	Biais
1992-93	0,99	<0,001	-1 %
1994-95	0,97	<0,001	0 %
1996-97	0,98	<0,001	-1 %
1997-98	0,96	<0,001	10 %
1990-00	0,97	<0,001	-0,02 %

Figure 124 Comparaison des hauteurs d'eau observées et calculées (selon le modèle ARMA) à la station de Mopti.

Les méthodes statistiques utilisées permettent de modéliser le temps de propagation de la crue du Niger sur le bief Koulikoro-Mopti et d'estimer à l'avance les hauteurs d'eau à la station de Mopti. Cette donnée permet, à partir du modèle d'estimation des surfaces inondées, de se prononcer avec une marge d'erreur satisfaisante sur l'étendue des eaux d'inondation dans le Delta intérieur du Niger au Mali.

7.3 Conclusion

Différentes méthodes d'estimations des surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger sont testées dans le cadre de cette étude et comparées à celles rencontrées dans la littérature. L'objectif est de parvenir à une meilleure méthode d'estimation des surfaces inondées pouvant servir d'outil d'aide en matière de gestion des ressources en eau dont le problème de sa disponibilité durable reste une préoccupation partagée par les utilisateurs, les politiques et le monde de la recherche.

Les méthodes hydrologiques, les premières à être appliquées au Delta, donnent par rapport aux images NOAA/AVHRR des estimations extrêmes : surestimation s'agissant du modèle Olivry (1995) et sous-Estimation pour le modèle Cissé & Gosseye (1992). Elles sont orientées vers le calcul des surfaces inondées maximales.

Les images satellitaires permettent, quand elles sont disponibles et moins perturbées, une meilleure estimation et un suivi plus ou moins régulier de la dynamique spatio-temporelle de l'inondation dans le Delta. Trois méthodes d'estimation des surfaces inondées selon un découpage régional sont testées. La méthode dite Delta complet assure une meilleure estimation de l'état quotidien de l'inondation. Puisque l'étale maximale dans le Delta Amont et Aval est différée dans le temps cette méthode ne permet pas à partir d'une seule image d'évaluer la superficie maximale inondée. Deux images (l'une pour le Delta Amont et la seconde pour la partie Aval) restent alors nécessaires pour connaître la surface maximale inondée. D'où la méthode dite Amont et Aval destinée à la recherche de la surface annuelle maximale inondée. Cette méthode s'est avérée plus raisonnable. En utilisant les données hydrologiques anciennes il a été possible d'obtenir durant les années humides (décennie 50 par exemple) des surfaces maximales inondées voisines de celle du "pseudo bassin versant" du Delta telle que définie par Brunet-Moret *et al.* (1986) et Bamba *et al.* (1997). La connaissance de la surface maximale inondée peut être exploitée à des fins de planification, modélisation de scénario et de gestion des ressources naturelle de la région du Delta malien.

Enfin la méthode basée sur les 5 régions s'est avérée inadaptée. Les surfaces inondées d'après cette méthode dépasseraient les limites de la zone inondable du Delta.

Ces modèles méritent d'être testés en temps réel afin de corriger les insuffisances probables et pour assurer leur opérationnalité en tant qu'outils d'aide en matière de gestion des eaux de surface voire des autres ressources naturelles dans le Delta intérieur du Niger au Mali.

Conclusion

Description physique

Vaste zone endoréique d'environ 50 000 km², le Delta intérieur du Niger (DIN) s'étire selon un axe SO-NE long de 450 km sur 125 km de large, entre les parallèles 13° et 17° N et les méridiens 2°30 et 6°30. Caractérisé par un réseau dense et hiérarchisé de défluent alimentés par le fleuve Niger et son confluent le Bani qui le rejoint à Mopti, le DIN se distingue en Delta amont (entre Ké-Macina et Douna au Sud et les lacs centraux Wallado-Débo et Korientzé) et Delta aval (des lacs centraux à Tombouctou au Nord) aux caractéristiques géomorphologiques bien distinctes. Le Delta amont présente une morphologie caractérisée par de nombreux méandres, chenaux, plaines et mares bordant le Bani, le Niger et son défluent le Diaka. Le Delta aval comporte dans sa partie centrale un immense champ de dunes mortes dénommé "erg de Niafunké" traversé à partir du lac Débo par le Niger (Issa Ber) et son bras central le Bara-Issa et à partir du lac Korientzé par le Koli-Koli à l'Est. Le long des deux rives apparaissent de grands lacs dont le remplissage est lié à l'importance des apports amont. Installé dans la zone de transition entre l'infrcambrien tabulaire du plateau mandingue au Sud et l'infrcambrien plissé du Gourma au Nord, le DIN repose sur les formations du Continental intercalaire et terminal ainsi que du quaternaire dominées par des horizons argileux sableux favorisant les échanges entre les eaux de surfaces et les eaux souterraines.

Caractérisé par une pluviométrie peu abondante, 600mm/an au Sud à 200 mm/an au Nord, le DIN est dominé par l'harmattan, vent provenant de l'Est et du Nord-Est qui souffle en saison sèche et la mousson venant du Sud-Ouest et du Sud qui souffle en saison des pluies. Ces vents, dont l'interaction avec les eaux d'inondation exerce une action modératrice sur la température et l'humidité relative faisant du DIN une région particulière, présentent des vitesses moyennes mensuelles variant du demi mètre à la seconde à 3,5 voire 4 m/s avec une tendance à la hausse depuis les années 1950 sur les stations de Mopti et de Tombouctou. L'inverse cependant s'observe cependant aux stations de Ségou et de San. Les températures moyennes décennales (°C) sont caractérisées par deux minima (entre 30 et 38°C en août et entre 25 et 32°C en janvier) et deux maxima (entre 35 et 40 °C en octobre, et 40 à 45 °C en avril-mai). L'amplitude thermique de ces variations saisonnières atteint 15°C voire plus. Ces fortes températures favorisent l'ETP qui peut atteindre 9 à 11 mm/jour en avril mai.

La végétation influencée par le rythme saisonnier de la crue du Niger et du Bani est dominée par des formations herbeuses comprenant les Vétiveraies (40 %), Oryzaies ou riz sauvage (21 %), Eragrostaies (11,5 %) et le Bourgou ou Echinochloa (10 %). Ce dernier particulièrement recherché par les éleveurs peut fournir entre 20 et 30 tonnes de matières sèches à l'hectare. Les peuplements d'arbustes dominés par les acacias occupent les faibles dépressions convoitées par les agriculteurs.

Enjeux économiques et environnementaux

Près de 10 % de la population malienne (environ 1 million selon le recensement de 1998) avec un taux d'accroissement de 3,2 %, vivent en agriculteurs, éleveurs et pêcheurs dans la région du Delta.

L'agriculture est orientée vers la production de riz inondé et de sorgho de décrue. Les rendements en zone non aménagée restent faibles grâce à l'absence de maîtrise de l'eau, le caractère aléatoire de la pluviométrie d'une part et de l'imprévisibilité de la crue d'autre part. Environ 10 % des productions annuelles sont écoulées sur le marché (Kupper *et al.*, 2002).

La région recèle près de 24 % des effectifs nationaux du cheptel soit 20 % du PIB malien et près de la moitié de la valeur des exportations (Granier, 1980).

Variable selon l'hydraulicité du Niger et du Bani (Lae *et al.* 2002) la production annuelle de poisson peut atteindre 40 000 à 130 000 tonnes/an (Kodio *et al.* 2000) soit plus de 3 % du PNB.

Suite à l'augmentation de la population engagée dans une agriculture itinérante couplée à un élevage de transhumance de plus en plus pressant avec la reconstitution des effectifs du cheptel (après la grande sécheresse des années 70), 23,3 % des effectifs nationaux de bovins, 23,74 % de ceux d'ovins et 24,3 % de ceux de caprins (PNAE/PAN-CID, 1998), le couvert végétal ligneux et herbacé pérenne a été affecté réduisant les capacités biotiques de la zone d'inondation et donc l'abondance des ressources halieutiques.

L'ensemble de ces pratiques peu adaptées peut conduire à terme à des problèmes environnementaux compromettant toute action de développement durable. La connaissance de la dynamique des ressources en eaux, indispensable à la prévision des surfaces inondables qui fait l'objet de cette étude, reste un préalable à l'exploitation judicieuse et durable des potentialités naturelles du Delta.

Fonctionnement hydrologique et processus de l'inondation dans le Delta.

L'hydrologie du Delta est tributaire des régimes hydroclimatiques des bassins supérieurs du Niger et du à (Olivry, 1995) ; des conditions morphologiques (topographie caractérisée par des pentes très faibles, microrelief, forme et altitude des plaines, lacs, cuvettes...) propres au Delta central, régissant les écoulements et enfin des conditions climatologiques (pluie, évaporation, infiltration) qui entrent en considération dans le bilan hydrologique du Delta intérieur dans un rapport de 5 à 10 % des apports amont (Mahé *et al.*, 2002).

Le stockage des eaux dans le Delta entretenu par la propagation longitudinale (d'amont en aval) et transversale (vers les plaines) de la crue se traduit par l'amortissement de la crue annuelle (Olivry, 1995 ; Picouet, 1999) caractérisé par un étalement des hydrogrammes et un décalage du maximum pour les stations aval (Diré à la sortie du Delta). Le décalage variable avec l'hydraulicité atteint en moyenne un mois entre l'entrée et la sortie du Delta.

La crue s'étale dans le Delta entre juillet et décembre. En premier lieu les abords du fleuve Niger notamment au niveau du complexe Djenné-Kouakourou, à l'amont de Mopti (point de rencontre Niger-Bani), le long du Diaka à mi-parcours Tenenkou et le lac Débo. Ensuite sont envahies les autres plaines lors des années de forte hydraulité, par déversement des eaux des mayos par-dessus les levées. Les levées récentes et les buttes gréseuses demeurent exondées durant l'étale de la crue.

Dans le Delta amont, zone de riziculture et de pêche, de nombreux aménagements hydrauliques "artisansaux" peuvent changer les modalités de mise en eau et de drainage des plaines inondées (Chamard *et al.*, 1997). Les chenaux secondaires ou plus petits, voient leur cours s'inverser selon les phases de remplissage ou de drainage des cuvettes inondables avec lesquelles ils communiquent.

Variabilité hydroclimatique dans le DIN

La question de la disponibilité des ressources en eau liée à la situation pluviométrique a toujours constitué un sujet de préoccupation autant pour les populations que pour le monde de la recherche scientifique. De nombreuses études (Carbonnel et Hubert, 1992 ; Morel, 1993 ; Bamba, *et al.*, 1996a, 1996b ; Gautier *et al.*, 1998 ; Paturel *et al.*, 1998 ; Servat *et al.*, 1999 ; Mahé *et al.* 2001 ; Ouedraogo, 2001) ont indiqué une baisse sensible de la pluviométrie dans la région à partir des années 1970. Les déficits pluviométriques estimés par rapport à la période 1951-1969 ont atteint dans la boucle du Niger 36% (Mahé *et al.*, 2001) avec un déplacement des isohyètes vers le Sud (Bamba, *et al.*, 1996a, 1996b). Ainsi Diré situé au niveau de l'isohyète 300 mm avant la rupture de 1970 se trouve aujourd'hui en dessous de l'isohyète 200 mm. Durant la période d'étude (1990-2000) elle est globalement déficitaire dans le Delta avec une moyenne annuelle de 645 mm contribuant à l'écoulement dans une proportion relativement faible 4 à 6% (Mahé *et al.* 2001).

Les déficits pluviométriques se sont traduits dans la région par des déficits de débit moyen annuel de 22 à 40 voire 60% selon les périodes considérées (Sircoulon, 1976, 1987 ; Mahé et Olivry, 1995, 1999 ; Olivry *et al.*, 1993 ; 1998 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Servat *et al.*, 1998) et un déficit chronique de l'écoulement de base (Olivry *et al.*, 1995, 1998 ; Bricquet *et al.*, 1996, 1997 ; Mahé *et al.*, 2000). Toutefois à partir de 1981 on observe un accroissement des débits d'étiage sur le Niger qui semble provenir de l'effet de soutien du barrage de Sélingué situé en amont sur le Sankarani. L'analyse de l'écoulement dans le Delta durant la période 1990-2000, montre un emboîtement de la variabilité du régime hydrologique caractérisé par des années relativement sèches (1990-1993), et humides (1994-2000) avec des débits moyens de $2800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à $5800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ soit un rapport de 2.

Les pertes annuelles en eau (différence entre écoulement entrant et écoulement sortant) sont en moyenne plus fortes dans la cuvette Nord ($10,2 \text{ km}^3$) que dans la cuvette Sud ($8,3 \text{ km}^3$), cette dernière étant pourtant 4 fois plus grande en surface totale – ou 2,5 fois en

surface "deltaïque". Elles sont plus fortes en années humides (près de 41 %) qu'en années sèches (près de 31 %).

Traitement et exploitation des images NOAA/AVHRR (1km)

Les images satellitaires permettent de renseigner à l'échelle de grands domaines sur l'état de la surface terrestre avec une grande répétitivité. Cependant les données doivent répondre à un certain nombre de critères de qualité pour assurer leur exploitabilité. Les données utilisées dans cette étude n'ont pas échappé à cette règle. La couverture nuageuse et la dégradation géométrique des pixels sur les bordures de la scène constituent des entraves sérieuses à l'exploitation des images. Les images utilisées dans le cadre notre travail ont été soumises aux deux critères suivants : l'absence de nuages et la position de la zone d'étude (le DIN) au 1/3 central de la scène (Nadir et voisinages immédiats). Les images répondant à ces critères soient 15 % des images couvrant le Delta sur la période d'étude ont été utilisées.

Les images ont été soumises à des traitements préliminaires (calibration, géoréférencement) puis traitement du bruit résiduel. Les images ainsi "propres" ont servi à tester des indices spectraux, de reconnaissance d'objets géographiques en zones inondées du DIN. Le teste sur les indices rencontrés dans la littérature et ceux développés dans le cadre de ce travail à permis de retenir les plus pertinents : l'indice de Brillance dans le thermique IBT (sensible à l'humidité), l'indice de végétation NDVI (bon indicateur de la végétation verte) et le rapport de canaux thermique/visible R_c (sensible à la présence des surfaces en eau libre).

L'image construite avec les trois indices ou néo-canaux a permis, après une analyse visuelle de sa projection en composition colorée et statistique de son comportement spectral, de discriminer de façon satisfaisante trois objets : eau libre végétation inondée et sols exondés couverts ou nus. **Cette étude a permis de mettre en évidence de l'eau d'inondation sous un couvert végétation essentiellement herbacé.**

Ce travail est validé en s'appuyant sur des relevés de sites géoréférencés et d'une image Landsat ETM avec une résolution spatiale de 30 m. Les signatures multispectrales des sites sur les images NOAA/AVHRR et Landsat ETM et les histogrammes bidimensionnels construits à partir de ces dernières confirment le caractère discriminatoire des trois objets géographiques par les indices retenus.

La classification supervisée de l'image issue des trois indices en utilisant la méthode du maximum de vraisemblance a permis d'extraire les surfaces inondées comprenant les surfaces en eau libre et les surfaces en végétation inondée. Les résultats de classification sont obtenus avec un coefficient Kappa (estimateur de la précision) supérieur ou égal à 90 %.

Variabilité spatio-temporelle de l'inondation dans le DIN

La cartographie des surfaces inondées a permis de suivre la variabilité interannuelle de l'inondation dans le DIN. L'impact de la variabilité hydroclimatique sur l'inondation dans le DIN est mis en évidence. Ainsi selon les images disponibles les années 1990-1993 ("sèches") avec une surface maximale moyenne de 8 000 km² se distinguent assez nettement des années 1994-2000 ("humides") où les surfaces maximales inondées atteignent en moyenne 17 000 km².

Le Delta amont et Aval présentent un comportement différent. La surface maximale inondée et atteinte dans le Delta Amont en octobre-novembre et en Aval en novembre – janvier. La végétation inondée occupe en moyenne plus de 60 % des superficies inondables dans le Delta amont et près de 20% dans le Delta aval. Elle occupe en moyenne 4300 km² et 330 km² respectivement dans le Delta amont et le Delta aval.

Modélisation et Prévision des surfaces inondées dans le DIN

L'étude comparative des surfaces maximales inondées d'après les images NOAA/AVHRR avec les modèles hydrologique Olivry (1995) et agro-écologique Cissé & Gosseye (1992) semble indiquer un comportement extrême pour les modèles. Le modèle Cissé et Gosseye, qui se réfère à la hauteur d'eau maximum décadaire moyenne de Mopti, semble sous-Estimer les superficies inondées tandis que le modèle Olivry, basé sur un fonctionnement unique pour l'ensemble du Delta ne semble pas adapté pour les très hautes eaux à cause des valeurs des surfaces maximales excessives.

En vue d'anticiper les surfaces inondables s'inscrivant dans une politique de meilleure gestion des ressources en eau et exploitables dans les domaines de l'agriculture, la pêche, l'élevage voire du trafic fluvial, la recherche d'une relation fonctionnelle de type $Y = A \cdot \text{EXP}(BX)$ en période de crue et $Y = A \cdot \text{Ln}(x) + B$ en période de décrue liant les hauteurs d'eau (x en cm) et les surfaces inondées (Y en Km²) est réalisée sur différents découpages régionaux du DIN.

Dans les régions Delta complet et Delta Amont +Aval les surfaces estimées présentent par rapport à celles observées sur les images un biais moyen inférieur à 10 %. Dans les autres découpages (5 sous-régions) par contre le biais atteint 20 % voire plus.

Les surfaces maximales estimées selon le Delta complet et Delta Amont +Aval semblent plus raisonnables avec des valeurs voisines (< 10 000 km²) en années "sèches" (1990-1993) et plus fortes dans le cas du Delta Amont +Aval (28 900 en 1994 et 27 700 en 1999 km²) en années "humides" (1994-2000). Contrairement au Delta complet, le Delta Amont+Aval intègre le mode de fonctionnement différent des zones Amont et Aval. Ce découpage semble donner de meilleurs résultats de surfaces maximales inondées.

L'analyse rétrospective des surfaces maximales inondées du Delta sur la période 1907-2000 confirme la rupture des années 70. La moyenne avant la rupture vaut 40 000 km² contre 16 000 km² après, soit une diminution de 60 %. La décennie 50 reste la plus humide avec près de 66 000 km² inondée dans le DIN en 1954.

En vue d'une prévision des surfaces maximales inondées dans le Delta Aval, nous estimons la hauteur maximale d'eau à Diré à partir de celle de Mopti et le temps de propagation de la crue sur le Bief Mopti-Diré avec des coefficients de corrélation $R > 0,90$. Les hauteurs maximales et le temps de propagation sont connus avec des écart types respectifs de 40 cm et 10 jours.

Un essai de modélisation des hauteurs d'eau de Mopti à partir de celle de Koulikoro situé à 293 km en amont du Delta à l'aide du modèle ARMA donne des résultats intéressants, avec des coefficients de corrélation $R > 0,90$ ($P > 0,001$) pour de faibles biais ($\leq 10\%$). Cela devrait permettre l'anticipation suffisamment à l'avance les surfaces inondées dans le DIN.

Perspectives

Nous venons de faire un premier travail d'estimation des surfaces inondées dans le DIN à partir l'imagerie NOAA/AVHRR et de mise en évidence de l'eau d'inondation sous un couvert végétal. La recherche de lien fonctionnel entre les surfaces inondées et les hauteurs d'eau aux différentes stations du DIN a permis d'ouvrir la voie vers la prévision des surfaces inondables indispensable pour une meilleure planification de l'utilisation des eaux de surface dans le DIN. Les résultats sont prometteurs, il reste cependant plusieurs points à travailler :

- construire des abaques : un des objectifs futurs suite à notre travail consiste à mettre en place un outil d'aide capable d'améliorer les méthodes de gestion des ressources naturelles peu adaptées dans le contexte actuel de changement climatique et de poussée démographique et de contribuer au développement durable de la région seul moyen de freiner une pauvreté croissante de la population. Ces abaques qui seront mise en œuvre très prochainement devraient permettre dans le cadre de la décentralisation de doter les communes de la région d'outil opérationnel en matière de prévision des surfaces inondées.
- améliorer l'estimation des surfaces inondées : d'autres méthodes ou produits méritent d'être expérimentés en vue d'améliorer notre approche. On pourra faire appel par exemple au paramètre température, aux images hautes résolutions et au radar en vue d'approcher de plus près la réalité du terrain.
- annoncer suffisamment les crues à l'avance : on peut s'orienter vers la modélisation pluie-débit en intégrant les données du bassin amont du Niger collectées depuis le territoire de la Guinée. Cela devrait permettre de se prononcer deux à trois mois à l'avance sur la dynamique probable de l'inondation dans le DIN.

Notre objectif dans le cadre de ce travail était de contribuer à une meilleure connaissance de la dynamique de l'inondation et à la mise en place un outil d'aide à la gestion des ressources naturelle du DIN. Nous avons fait un pas dans ce sens. Nous espérons que nos résultats en matière d'estimation des surfaces inondées à partir de l'imagerie satellitaire et de leur prévision en utilisant les données hydrologiques pourront servir de référence dans la perspective d'un futur observatoire du Delta intérieur du Niger au Mali.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Correspondance amplitude de fluctuation piézométrique en fonction de la.....	29
Tableau 2	Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (en mm) dans le Delta	42
Tableau 3	Dates d'apparition et décalage des maximums de crue (en nombre de jours) entre différentes stations du Delta pour la période d'étude (Picouet, 1999 complété).....	55
Tableau 4	Dates d'apparition et décalage des maximums de crue au pas de temps décadaire entres différentes stations du Delta intérieur sur la période d'étude.....	56
Tableau 5	Débit maximum décadaire des principales stations du Delta sur la période 1990-2000.....	56
Tableau 6	Temps d'occurrence des valeurs de débit décadaire supérieur ou égal aux seuils de 1000 m ³ .s-1 (t1) et 2000 m ³ .s-1 (t2) aux principales stations du Delta sur la période 1990-2000.....	57
Tableau 7	Temps d'occurrence des valeurs de débit décadaire supérieur ou égal aux seuils de 1000 m ³ .s-1 (t1) et 2000 m ³ .s-1 (t2) aux principales stations du Delta sur la période 1990-2000.....	57
Tableau 8	Evolution des indices pluviométriques calculés par rapport à la période de référence 1920-1997 (Ouedrago, 2001).....	63
Tableau 9	Stations pluviométriques principales du delta et les surfaces de Thiessen.....	69
Tableau 10	Étude comparative des écoulements aux stations de Koulikoro, de l'entrée(Ké-Macina+Douna) et de la sortie (Diré) du Delta sur la période commune 1953 à 2000.....	71
Tableau 11	Évolution des indices des débits moyens calculés par rapport à la référence 1955-2000.....	72
Tableau 12	Évolution des indices des débits de crue calculés par rapport à la référence 1955-2000.....	72
Tableau 13	Variabilité des caractéristiques des hydrogrammes moyens interannuels à la station de Koulikoro depuis le début des observations (1907).....	74
Tableau 14	Comparaison des débits d'étiages de la dernière décennie (90-00) plus sèche avec les périodes antérieures plus humides.....	76
Tableau 15	Débits mensuels moyens du Niger à Koulikoro entre 1982 et 1993 : valeurs observées et naturelles reconstituées. Taux de variation (Diarra <i>et al.</i> , 1997).....	76
Tableau 16	Quelques caractéristiques des hydrogrammes de crue aux stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna, Mopti et Diré pour la période 1990-2000 : module, débits extrêmes de crue et d'étiage (maximum et minimum journaliers), V3mois : pourcentage du volume mensuel écoulé sur les trois mois d'été (Août, Septembre et Octobre: *= septembre, octobre et novembre ; ** = octobre, novembre et décembre).....	80
Tableau 17	Éléments du bilan hydrologique du delta intérieur du Niger de 1907 à 2000, et moyennes interannuelles caractéristique (Mahé <i>et al.</i> 2001, actualisé).....	87
Tableau 18	Éléments du bilan hydrologique du delta intérieur du Niger de 1990 à 2000, et moyennes interannuelles caractéristiques.....	94
Tableau 19	Variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et des pertes dans le Delta sur la période 1990-2000.....	96
Tableau 20	Variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et des pertes dans le Delta amont sur la période 1990-2000.....	100
Tableau 21	Variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et des pertes dans le Delta aval sur la période 1990-2000.....	101
Tableau 22	Valeurs des puissances utilisées dans l'approximation de la loi de Planck, appliquée au capteur AVHRR des satellites NOAA (d'après Becker & Li, 1990).....	112
Tableau 23	Caractéristiques du satellite NOAA 14 et du Capteur AVHRR/2.....	116
Tableau 24	Caractéristiques des bandes spectrales du Capteur AVHRR/2.....	116
Tableau 25	Format des données AVHRR/2.....	117
Tableau 26	Nombres d'images prétraitées.....	122
Tableau 27	Indices utilisés dans la littérature et dans cette étude	128
Tableau 28	Etude comparative des indices testés en niveaux de gris (NG) et en compte numérique (CN) de la réponse spectrale, entre une image de fin de saison sèche (inondation minimale en juin 1999) et une image d'inondation maximale (en décembre 1999).....	130
Tableau 29	Etude comparative des indices testés en niveaux de gris (NG) et en compte numérique (CN) de la réponse spectrale, entre une image de fin de saison sèche (inondation minimale en juin 1999) et une image d'inondation maximale (en décembre 1999).....	132
Tableau 30	Correspondance entre couleurs RVB et bandes utilisées dans la composition colorée des images NOAA/AVRR et Landsat TM.....	136
Tableau 31	Statistiques des surfaces inondées (eau libre, végétation inondée, surface totale inondée) dans le Delta et ces deux unités hydromorphologiques (Delta amont et Delta aval) sur la période 1990-2000 (1990/1993 "plus sèche", 1994/2000 "humide").....	163

Tableau 32	Caractéristiques des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger extraites de (Dembélé, 1999).....	169
Tableau 33	Équivalence entre les limites taxonomiques inondables (décrites par le PIRT, 1983), les formations végétales (décrites par Hiernaux, 1980), leurs hauteurs d'eau supportées et les côtes d'inondation lues à l'échelle de Mopti (H en cm).....	171
Tableau 34	Statistiques des surfaces inondées en fonction des découpages régionaux du Delta intérieur du Niger et d'après les images NOAA/AVHRR disponibles sur la période 19906-2000.....	204
Tableau 35	Statistiques des surfaces maximales inondées dans le Delta intérieur du Niger (Mali) d'après les méthodes dérivées de l'observation des images satellitaires et hydrologiques sur la période 1907-2000.....	207
Tableau 36	Temps de propagation probable de l'onde de crue sur le bief Koulikoro Mopti selon les corrélogrammes par année hydrologique sur la période 1990-2000.....	212

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1 : Situation géographique du Delta intérieur du Niger au Mali.....	22
Figure 2 : Carte lithostratigraphique du Mali (d'après Mali, 1990).....	23
Figure 3 : Localisation schématique des différents types d'aquifères du Mali (d'après Mali, 1990).....	26
Figure 4 : Schéma hydrogéologique type des aquifères du Continental terminal dans le Delta intérieur du Niger au Mali (d'après Mali, 1990).....	27
Figure 5 : Variation des amplitudes de fluctuation piézométrique en fonction de la profondeur de la nappe et de la distance au delta vif.....	30
Figure 6 : Coupe hydrogéologique schématique de la bordure occidentale du Delta intérieur du Niger (d'après Mali, 1990).....	31
Figure 7 : Position des masses d'air : harmattan et mousson (cartes à gauche) et zones types de temps associées au FIT et leur déplacement pendant l'année (schéma à droite) (Kamaté, 1980).....	33
Figure 8 : Evolution de la vitesse moyenne mensuelle du vent durant les périodes 1950-70 (humide), 1971-96 (sèche) et 1990-96 (incluse dans la période d'étude) sur les stations du Delta (San, Mopti, Tombouctou) et de Hombori à l'Est, de Ségou et Sikasso au Sud du Delta.....	36
Figure 9 : Evolution de la température moyenne décadaire (°C) : a) les années 1990-1998, b) l'année 1994 ("humide"), c) l'année 1993 (plus sèche) sur les stations de San, Mopti et Tombouctou situées au Sud, au centre et au Nord du Delta.....	38
Figure 10 : Evolution de l'humidité relative moyenne décadaire (%) : a) les années 1990-98, b) l'année 1994 ("humide") et c) l'année 1993 (plus sèche) sur les stations de San, Mopti et Tombouctou situées au Sud, au centre et au Nord du Delta.....	39
Figure 11 : Evolution de l'ETP journalière moyenne par décadaire sur les périodes 1990-00, 1990-93 (sèche) et 1994-00 ("humide") aux stations a) de Mopti b) de Tombouctou c) et de leurs ETP annuelles.....	41
Figure 12 Réseau hydrographique du Delta intérieur du Niger au Mali.....	48
Figure 13 Circuit d'alimentation et capacité de stockage des lacs de la rive droite (d'après Brunet-Moret <i>et al.</i> , 1986).....	50
Figure 14 Schéma du fonctionnement hydrologique des plaines du Delta intérieur du Niger (A : Chamard <i>et al.</i> , 1997 ; B : CIPEA -ODEM , 1983).....	51
Figure 15 Représentation graphique des entités hydrologiques (chenaux, connections, plaines et lacs du Delta intérieur du Niger (d'après Kuper <i>et al.</i> , 2002)......	53
Figure 16 Représentation de la "cuvette Sud" et de la "cuvette Nord" constitutives du Delta) et des bassins hydrologiques d'alimentation (bassin du Niger et bassin du Bani). (Mahé <i>et al.</i> , 2002).....	54
Figure 17 Amortissement des hydrogrammes au pas de temps décadaire de l'amont vers l'aval pour les années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.....	60
Figure 18 Isohyètes moyennes interannuelles : a) des périodes humide (1951-1970) et sèche (1971-1989) et de toute la période 1951-1989 de la zone comprise entre les latitudes 8° et 16.5° N et les longitudes 2° et 12°W (Bamba <i>et al.</i> , 1996) (Haut bassin du fleuve Niger).....	65
Figure 19 Isohyètes moyennes interannuelles décennales de la zone comprise entre les latitude 8° et 16.5° N et les longitudes 2° et 12° W (Bamba, <i>et al.</i> , 1996a).....	66
Figure 20 Comparaison des isohyètes annuelles sur le delta intérieur du fleuve Niger au Mali entre la période humide 1907-1969 et la période sèche 1970-1995 (Mahé <i>et al.</i> , 2001).....	67
Figure 21 Variation de la pluviométrie annuelle du Sud au Nord du Delta sur la période 1991-2000.....	68
Figure 22 Variation de la pluviométrie interannuelle du Sud au Nord du Delta.....	69
Figure 23 Variabilité interannuelle de la pluie contributive (PCE) aux écoulements du Delta.....	69
Figure 24 Indice des débits moyens interannuels de la station de Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000.....	71
Figure 25 Indices des débits moyens des stations de Koulikoro de l'entrée (Ké-Macina+Douna) et de la sortie (Diré) du Delta sur la période commune 1953 à 2000.....	71
Figure 26 Variation de l'écoulement du Niger à Ké-Macina exprimée en écart à la moyenne sur la période 1990-2000.....	73
Figure 27 Mise en évidence de la variabilité des hydrogrammes moyens du Niger à Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000 marquée par des séquences d'années humides et sèches.....	75
Figure 28 Débits du Niger à Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000 sur des séquences d'années humides et sèches et mise en évidence de l'influence du barrage de Sélingué : du jour julien 121 au jour julien 175.....	78
Figure 29 Débits du Niger à Koulikoro depuis le début des observations (1907) à l'an 2000 sur des séquences d'années humides et sèches et mise en évidence de l'influence du barrage de Sélingué : du jour julien 1 au jour julien 120.....	79
Figure 30 Variation interannuelle des modules, débits maximum et pourcentage du volume mensuel écoulé sur les trois mois d'étale (V3 mois) aux stations de Koulikoro, Ké-Macina, Douna, Mopti et Diré sur la période 1990-2000.....	80

Figure 31 Relation Module/Qmax du Niger (Koulikoro, Ké-Macina, Mopti et Diré) et du Bani (Douna) pour la période 1990-2000.....	83
Figure 32 Débit maximum à Diré (sortie du Delta) en fonction des débits maximums Ké-Macina+Douna (entrée du Delta) sur la période 1990-2000.....	83
Figure 33 Hydrogrammes annuels des stations à l'entrée du Delta: a) Ké-Macina sur le Niger, b) Douna sur le Bani de 1990 à 2000.....	85
Figure 34 Hydrogrammes annuels de la station de Diré (sortie du delta) sur le du Niger de 1990 à 2000.....	85
Figure 35 Évolution des volumes d'eau en entrée et en sortie du Delta (barres, km ³), et des précipitations (ligne, mm) de 1907 à 2000 (Mahé <i>et al.</i> 2001, actualisé).....	87
Figure 36 Comparaison entre les pertes en eau entre l'entrée et la sortie du delta entier par rapport aux pertes sur les delta amont et aval. Pertes : différence entre les volumes écoulés amont et aval (Mahé <i>et al.</i> 2001, actualisé). ...	89
Figure 37 Relation entre pertes totales en eau dans le delta intérieur du Niger et les débits entrants du fleuve Niger (somme des débits de Ké-Macina sur le Niger et de Douna sur le Bani), pour la période avant sécheresse (1924-1970) et la période après sécheresse (1971-2000) (Mahé <i>et al.</i> , sous presse).....	89
Figure 38 Cumul des pertes en eau dans le delta intérieur du Niger entre les entrées (Ké-Macina+ Douna) et la sortie (Diré) au pas de temps décadaire pour les années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.....	92
Figure 39 Pertes de volume en eau (km ³) dans le delta intérieur du Niger entre les entrées (Ké-Macina+ Douna) et la sortie (Diré) au pas de temps décadaire pour les années hydrologiques 1993/94 (sèches) et 1994/95 ("humide").....	92
Figure 40 Comparaison des débits décennaux stockés et restitués déduits des hydrogrammes d'entrée et de sortie du Delta intérieur du Niger pour trois années hydrologiques contrastées (1993-94 (sèche), 1994-95 ("humide") et 1997-98 (moyenne)).....	93
Figure 41 Variation interannuelle des apports, sorties, pluie annuelle contributive aux écoulements et des pertes réelles exprimées en lame d'eau (mm) dans le Delta intérieur pour les années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.....	95
Figure 42 Relation entre pertes totales en eau dans le delta intérieur du Niger et les débits entrants du fleuve Niger (somme des débits de Ké-Macina sur le Niger et de Douna sur le Bani), pour la période (1990-2000).....	95
Figure 43 Relation entre volumes restitués et volumes stockés dans le delta intérieur du Niger sur la période (1990-2000).....	96
Figure 44 Variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et les taux de pertes par rapport aux apports dans le Delta sur la période 1990-2000.....	97
Figure 45 Comparaison du cumul des pertes en eau dans le delta amont a) et aval b) du Niger au pas de temps décadaire pour les années hydrologiques 1990/91 à 1999/00.....	99
Figure 46 Rapport des débits entrants (Ké-Macina+Douna) et sortants (Akka+Awoye+Korietzé) pour les années 1994-95/1997-98 (humide).....	99
Figure 47 Pertes en eau dans le Delta pour les années hydrologiques 1990-91 à 1999-00.....	100
Figure 48 Comparaison de la variabilité interannuelle des volumes stockés, restitués et les taux de pertes par rapport aux apports dans le Delta delta amont a) et aval b) du Niger sur la période 1990-2000.....	102
Figure 49 Relation entre pertes en eau dans le delta amont et aval et les débits entrants pour la période (1990-2000).....	102
Figure 50 Propagation de l'onde électromagnétique.....	105
Figure 51 Le spectre électromagnétique.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 52 L'angle solide.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 53 Intensité d'une source ponctuelle.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 54 Intensité d'une source étendue.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 55 Luminance spectrale du corps noir à diverses températures (échelle log log) la ligne droite passant par les maxima correspond à la loi de Wien.....	110
Figure 56 Réflectance bidirectionnelle spectrale.....	112
Figure 57 Réponse spectrale des canaux du visible (canal 1 et 2), de l'infrarouge thermique (canal 3, 4 et 5) du capteur AVHRR à bord du satellite NOAA14.....	115
Figure 58 Mouvement du satellite sur son orbite: tangage, roulis, lacet.....	118
Figure 59 Effets de l'attitude du satellite sur la géométrie de l'image.....	119
Figure 60 L'image du 22 janvier 1998 enregistrée à 14h 24mm 10 s (Quick look) répondant aux critère de choix défini.....	120
Figure 61 Pourcentage d'images retenues sur la période 1990-98 selon l'absence de nuages et la position de la zone d'étude au tiers central de la scène (voisinage du nadir).....	121
Figure 62 Nombre d'images retenues par année hydrologique et par mois sur la période 1990-2000.....	121

Figure 63 Illustration de la méthode de seuillage : a) la bande 5 de l'image NOAA14 du 1er décembre couvrant la partie amont du Delta, b) avec les différentes zones c) inondée, exondée et intermédiaire selon le seuillage appliqué sur l'histogramme de la bande 5.....	127
Figure 64 Comparaison des signatures spectrales des objets sols sableux, eau et végétation entre a) la vérité sol b) et l'enregistrement du capteur AVHRR14.....	127
Figure 65 Représentation géographique du Delta intérieur du Niger (au Mali) et fenêtre d'extraction des images de travail.....	129
Figure 66 Évolution des niveaux de gris entre une image de saison sèche (juin 1999, à gauche) et une image de saison d'inondation (décembre 1999, à droite), selon les indices, NDVI, NDWI, J, Rc et IBt.....	131
Figure 67 Composition colorée du Delta intérieur du Niger en période d'inondation (photo de décembre 1999), réalisée à partir des indices IBT (Rouge), NDVI (Vert) et Rc (Bleu).....	134
Figure 68 Mise en évidence de la limite de la zone d'inondation (IBT), de leau libre (Rc) et de la végétation inondée (NDVI) suivant des profils Est-Ouest (AB, CD et EF) recoupant le Delta.....	135
Figure 69 comparaison visuelle des compositions colorées des images NOAA/AVHRR (pseudo-bande : IBT, NDVI et Rc) et Lansat ETM+ (bandes : 3, 4 et 5) à la date du 29 octobre 2000 dans le Delta intérieur du Niger au Mali.....	137
Figure 70 Mise en évidence des trois objets (eau libre, vegetation inondée et sols exondés(couverts et nus)) d'après a) la valeur des pixels observée sur les deux images ; et d'après la representation bi-dimensionnelle pixel par pixel, entre les bandes affectées.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 71 Statistiques des signatures spectrales des surfaces en eau libre, en végétation inondée et surfaces exondées d'après les données AVHRR dans le delta.....	139
Figure 72 Signatures spectrales caractéristiques des objets géographique dans la zone d'inondation du Delta d'après les images NOAA/AVHRR (résolution =1 km) et Landsat ETM+ (résolution = 30 m).....	140
Figure 73 Comparaison des surfaces inondées (eau libre en bleu et végétation inondée en vert) dans la partie amont du Delta intérieur du Niger au Mali à partir de la classsification des images NOAA/AVHRR et Landsat ETM+ du 29 octobre 2000.....	141
Figure 74 Schema des différentes phases d'amélioration de la qualité de l'image.....	142
Figure 75 Courbe de variation des valeurs propres en fonction des composantes principales (bandes)) de l'image NOAA/AVHRR du 28 octobre 1998.....	143
Figure 76 Comparaison de la bande 3 de l'image NOAA/AVHRR du 28 octobre 1998 avant et après traitement : les points noirs (bruits) notamment dans la partie Nord de l'image originale disparaissent presque totalement sur l'image reconstituée.....	144
Figure 77 Séquences des bandes de l'images originale avec bruits, des composantes avec des fractions de bruits de plus en plus croissantes et l'image originale reconstituée sans bruits.....	144
Figure 78 Amélioration de la qualité visuelle de la composition colorée : élimination du voile nuageux.....	146
Figure 79 Schéma de construction et de la classification de la composition colorée.....	147
Figure 80 Comparaison des plans images : a) Ibt-NDVI, b) Ibt-RC, c) NDVI-Rc.....	148
Figure 81 Classification supervisée : a) l'image avec trois bandes (IBT, NDVI et Rc) affichée en composition colorée, b) Histogramme bidimensionnel d'ordonnée l'indice de brillance IBT et d'abscisse le NDVI avec l'emplacement des sites d'entraînement et de Validation sur l'image.....	149
Figure 82 Comparaison de la composition colorée et du résultat de la classification de l'image du 28 octobre 1998 de la zone inondée du delta intérieur du Niger au Mali.....	151
Figure 83 Exemple de matrice de confusion utilisant les sites de validation comme "vérité terrain".....	152
Figure 84 Variabilité interannuelle de l(inondation dans le Delta intérieur du Niger au Mali d'après les images NOAA/AVHRR disponibles sur la période 1990-2000.....	160
Figure 85 Carte de présentation des deux grandes unités hydromorphologiques du Delta intérieur du Niger au Mali : le Delta amont et le Delta aval.....	161
Figure 86 Evolution interannuelle (année hydrologique) des surfaces inondées dans les différentes zones d'inondation du delta intérieur du Niger d'après les images NOAA/AVHRR disponibles.....	162
Figure 87 Variation interannuelle des surfaces inondées dans le Delta sur la période 1998-2002 à partir des images décadaires NDVI/SPOT4 VEGETATION.....	162
Figure 88 Etude comparative des surfaces en eau libre (a) et végétation inondée (b) dans le Delta amont le Delta aval sur la période 1990-2000.....	164
Figure 89 Variabilité des surfaces en eau libre et végétation inondée dans le Delta et ses des unités hydrogéomorphologiques d'après les images AVHRR analysées sur la période 1990-2000.....	165
Figure 90 Limites géographiques des zones agro-écologiques de la Région V et du Cercle de Niafunké, de la cuvette lacustre définie comme étant l'impluvium et de la limite maximale d'inondation du Delta intérieur du Niger au Mali.....	168

Figure 91 Courbe limnimétrique de la crue moyenne à Mopti sur les périodes de référence a) 1990-1993, b) 1994-2000, avec indication des seuils d'inondation des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger (TI1 et TI7, TI2, TI3 et TI4) et courbes limnimétriques des périodes de référence 1944-1968 (Cissé & Gosseye) et 1969-1979 (Orange <i>et al.</i> , 2002) avec le maximum décadaire moyen correspondant.....	172
Figure 92 Courbe limnimétrique de la crue moyenne à Mopti sur la période de référence 1990-2000, avec indication des seuils d'inondation des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger (TI1 et TI7, TI2, TI3 et TI4) et courbes limnimétriques des périodes de référence 1944-1968 (Cissé & Gosseye, 1990) et 1969-1978 (Orange <i>et al.</i> , 2002).....	173
Figure 93 Abaque d'inondation du Delta intérieur du Niger par un modèle agro-écologique donnant la superficie annuelle inondée en fonction du maximum décadaire lu à Mopti : a) "climax 1990-1993", b) "climax 1994-2000", c) "climax 1990-2000, comparé aux "climax 1944-1968"(Cissé & Gosseye, 1990) et "climax 1969-1978" (Orange <i>et al.</i> 2002).....	174
Figure 94 Exemple d'application du modèle Pertes/Évaporation dans le Delta intérieur du Niger avec détermination du volume mensuel évaporé au maximum de l'inondation (t _{max}) (d'après Olivry, 1993).....	177
Figure 95 Comparaison des surfaces maximales inondées, selon les modèles d'inondation et les images NOAA, durant la période 1990-2000 dans le delta intérieur du Niger.....	180
Figure 96 Comparaison des surfaces maximales inondées, selon les modèles d'inondation et les images NOAA, durant la période 1953-2000 dans le delta intérieur du Niger.....	181
Figure 97 Carte de découpage du Delta en zones d'inondations.....	184
Figure 98 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta complet ..	186
Figure 99 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta complet.	187
Figure 100 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Complet.....	187
Figure 101 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Amont.....	188
Figure 102 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA disponibles et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta complet.....	189
Figure 103 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Complet.....	189
Figure 104 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Amont-Est.....	190
Figure 105 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA disponibles et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Amont-Est.....	191
Figure 106 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Amont-Est.....	191
Figure 107 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Amont-Ouest.....	192
Figure 108 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA disponibles et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Amont-Ouest.....	193
Figure 109 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Amont-Ouest.....	193
Figure 110 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans la Mésopotamie.....	194
Figure 111 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans la mésopotamie.....	195
Figure 112 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans la Mésopotamie.....	195
Figure 113 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Aval.....	196
Figure 114 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Aval.....	197
Figure 115 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Aval.....	197
Figure 116 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Aval-Est.....	198
Figure 117 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Aval-Est.....	199
Figure 118 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Aval-Est.....	199

Figure 119 Courbes d'ajustement des modèles de prédiction et de validation des surfaces inondées dans le Delta Aval-Ouest.	200
Figure 120 Comparaison des surfaces inondées observées d'après les images NOAA et calculées sur la période 1990-2000 dans le Delta Aval-Ouest.	201
Figure 121 Diagramme de dispersion des surfaces inondées calculées en fonction des surfaces inondées observées d'après les images NOAA dans le Delta Aval-Ouest.	201
Figure 122 Comparaison des surfaces maximales inondées calculées selon le découpage : Delta complet, Amont+Aval et les 5 régions sur la période 1990-2000.	203
Figure 123 comparative de la méthode Amont et Aval avec les méthodes hydrologiques (Olivry, 1995 ; Cissé & Gosseye, 1992).	205
Figure 124 Comparaison rétrospective des surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger au Mali sur la période 1907-2000.	207
Figure 125 Relation entre la hauteur maximale d'eau annuelle des stations de Mopti et Diré.	208
Figure 126 Modélisation du temps de propagation en nombre de jours de l'onde crue entre Mopti et Diré.	209
Figure 127 Fonction de corrélation croisée (CCF) entre les hauteurs amont (Koulikoro) et aval (Mpoti) et le CCFmax indiquant le temps de propagation probable de l'onde de crue sur le Bief.	211
Figure 128 Courbes de modélisation a) et de validation du temps de propagation de l'onde de crue sur le bief Koulikoro-Mopti sur la période 1990-2000.	212
Figure 129 Comparaison des hauteurs d'eau observées et calculées (selon le modèle ARMA) à la station de Mopti.	215

Bibliographie

- ABOU A., 1999. Variabilité des précipitations et des ressources en eau en région sahélienne: Un bilan. In: *Les ressources en eau de l'Afrique Actes d'un atelier* (GASH, J. H. C. ODADA, E. O. OYEBANDE, L., SCHULZE, R. E.), Nairobi, Kenya, pp. 67-72, Octobre 1999.
- ALOUSSEINI M., DIABATE D., MARIKO A., ZAMOLO, VIGOUROU P., 1987. Hydraulique villageoise en zone doléritique : éléments de décision pour l'implantation de forage d'eau, *Hydrogéologie* N°2, pp. 79-85.
- AMEIN M., 1966. Streamflow routing on computer by characteristics, *Water Resources Research*, Vol. 2, N° 1, pp. 123-130.
- ARANYOSSY J.F., 1989. Quelques exemples pratiques d'application des isotopes de l'environnement aux études hydrogéologiques. *Hydrogéologie*, n.3, pp.159-166.
- ARANYOSSY J.F., GUERRE A., SIDORO M., 1989. Étude par les isotopes de l'environnement des dépressions piézométriques : premières données sur des exemples du Mali. *Hydrogéologie*, n.3, pp.151-158.
- AUVRAY C., 1960. Monographie du Niger, B : la cuvette lacustre. Paris, ORSTOM.
- BAJJOUK, T., POPULUS, J., AND GUILLAUMONT, B., 1998. Quantification of subpixel cover fractions using principal component analysis and a linear programming method : Application to the coastal zone of Roscoff (France). *Remote Sensing of Environment*, Vol. 64, N° 2, pp.153 –165.
- BAMBA F., DIABATE M., MAHÉ G., DIARRA M., 1996a. Rainfall and runoff decrease of five river Bassins of the tropical upstream part of the Niger river over the period 1951-1989. In : *Global hydrological change*, EGS XXith Roald L.A.(Ed.) : Gen. Ass., La Haye Pays Bas, 6-10 mai 1996 16p.
- BAMBA F., DIABATE M., MAHE G., DIARRA M., 1997. Bilans hydrologiques pour des affluents majeurs du fleuve Niger: le Bani, le Sankarani, le Tinkisso et le Milo. *Atelier Scientifique FRIEND-AOC UNESCO/PHI*, Cotonou, 14-15 déc. 1995, Documents Techniques en Hydrologie, UNESCO PHI-V, no16, pp. 65-82.
- BAMBA F., MAHÉ G. BRICQUET J.P., OLIVRY J.C., 1996b. Changement climatique et variabilité des ressources en eau des bassins du Haut Niger et de la Cuvette Lacustre. In : *Réseaux hydrométriques, réseaux télématiques, réseaux scientifiques : nouveaux visages de l'Hydrologie Régionale en Afrique*. XIIèmes Journées Hydrologie de l'ORSTOM (Montpellier, 10-11 octobre 1996), 21p.

Bibliographie

- BANNARI A, MORIN D., BONN, F., HUETE A., 1995b. A review of vegetation indices, *Remote Sensing of Reviews*, N° 13, pp. 95-120.
- BANNARI, A., HUETE, A.R., MORIN, D., ZAGOLSKI, F., 1996. Effets de la couleur et de la brillance du sol sur les indices de végétation. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 17, N°. 10, p. 1885-1906.
- BAUMANN P., 1993. http://employees.oneonta.edu/baumanpr/geosat2/Flood_Management/FLOOD_MANAGEMENT.htm
- BECKER F., LI Z.-L., 1990. Temperature independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Enviornment*. Vol. 32 pp. 17-33.
- BELTRANDO G., 1986. Variations spatio-temporelles des précipitations sahéliennes de l'Atlantique à l'Ouest du massif éthiopien. *La Météorologie*, VII^e série 30: pp. 1-8.
- BELTRANDO G., CHARRE J., DOUGUEDROIT A., 1986. Régionalisation des variations temporelles récentes des précipitations de la zone soudano-sahélienne (de l'océan Indien à l'océan Atlantique). in: INQUA/1986 DAKAR SYMPOSIUM "Changements globaux en Afrique". ORSTOM, éd. pp. 25-28.
- BIED-CHARRETON M., CRUETTE J., DANDOY G., DUBEE G., LAMAGAT J.-P., NOEL J., 1977. Etude du Delta central du fleuve Niger projet "SAPHYR" (Satellite Projet Hydrology Research), 4th Canadian symposium on Remote Sensing, Québec City, May 1997.
- BLANCK J.P., 1993. Étude diachronique de l'inondation dans le système laguno-dunaire du Bara (Mali) par la crue du Niger en 1973. *Revue de Géomorphologie dynamique*, t. XLII, N°4, pp.113-121.
- BLANCK J.P., TRICART J.L.F., 1990. Quelques effets de la néotectonique sur la géomorphologie dans la région du Delta Central du Niger (Mali). *C.R. Acad. Sci. Paris, série géographie physique*, t.310, série II, pp.309-313.
- BO-CAI G., 1996. NDWI A Normalized Difference Water Index for Remote Sensing of Vegetation Liquid Water From Space. *Remote Sensing of Environment*, 53, 3, 257-266.
- BRICQUET J.P., BAMBA F., MAHÉ G., OLIVRY J.C., 1996. Changements climatiques récents et modifications du fleuve Niger à Koulikoro (Mali). In : *L'Hydrologie Tropicale. Géoscience et outil pour le développement* (Colloque J. Rodier 2-3 mai 1995), AISH, Publ. 238, pp.321-337.
- BRICQUET J.P., BAMBA F., MAHÉ G. TOURE M., OLIVRY J.C., 1997. Évolution récente des ressources en eau de l'Afrique atlantique. *Revue des sciences de l'eau*, Vol.3, pp.321-337.

Bibliographie

- BRUNET-MORET Y., CHAPERON P. LAMAGAT J. P., MOLINIER M., 1986. Monographie hydrologique du fleuve Niger. *Coll. Monogr. Hydrol.* N°8, ORSTOM, Paris. Tome I : Niger supérieur 396 p., Tome II Cuvette Lacustre et Niger moyen 506p.
- BUIHAND T.A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of hydrology*, Vol. 58, pp. 11-27.
- BUIHAND T.A., 1984. Tests for detecting a shift in the mean of hydrology time series. *Journal of hydrology*, Vol. 58, pp. 51-69.
- CARBONNEL J.P., HUBERT P., 1992. Pluviométrie en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne : remise en cause de la stationnarité des séries. In : *L'aridité : une contrainte du développement : caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés*, Source Le Floch, E.(Ed.), Grouzis, Michel(Ed.), Cornet, Antoine (Ed.), Bille, Jean-Claude (Ed.), ORSTOM, Paris, pp. 37-51.
- CARBONNEL J.P., HUBERT P., CHAUCHE A., 1987. Sur l'évolution séquentielle de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest depuis le début du siècle. C.R.Acad.Sci, Paris, série II, t.305, pp.62 5-628.
- CHAMARD P.C., COUREL M.-F., ADESIR-SCHILLING M., DIAKITÉ C.H., 1997. L'inondation des plaines du delta du Niger (Mali). Tentative de contrôle : la réalité et les risques. *Sécheresse*, Vol.8, N°3, pp.151-156.
- CIHLAR J., 1996. Identification of contaminated pixels in AVHRR composite images for studies of land biosphere *Remote Sensing of Environment* 56: 149-163.
- CIPEA-ODEM, 1983. Recherche d'une solution au problème de l'élevage dans le delta intérieur du Niger au Mali, Vol1 Les pâturages de la zone d'étude, 133 p.
- CISSE S., GOSSEYE P. A., 1990. Compétition pour des ressources limitées : le cas de la cinquième région du Mali, rapport 1. Centre des recherches agrobiologiques (Cabo), Wageningen, Pays.Bas, 170 p.
- CLARK, R.N., G.A. SWAYZE, A.J. GALLAGHER, T.V.V. KING, AND W.M. CALVIN, 1993. The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns, U.S. Geological Survey Open File Report 93-592, 1340 pages.
- COUREL M.F., 1992. Albédo et pluviométrie dans le Sahel. in: *L'aridité, une contrainte au développement*. Le FLOCH, E., GROUZIS, M., CORNET, A., BILLE, J.C., éd. Didactique. ORSTOM éd., pp.95-104.
- DALE A.Q., NINA S.N.L., HONG-LIE Q., WEI Z., 1997. Image Characterisation and Modeling System ICAMS, : A Geographic Information System for the

Bibliographie

- Characterisation and Modeling of Multiscale Remote Sensing Data. *In : Scale in Remote Sensing and GIS*, 295-308.
- DANTE Y.N.T., 1995. Description des acteurs concernés par le devenir du fleuve Niger au Mali sur les problèmes d'environnement. Projet RAF/95/G45/GEF/PDF. Assistance Préparatoire sur le Fleuve Niger ONU-DADSG-PNUD, 39 p.
- DELECOLLE R., LOUBET B., TCHAMITCHIAN M., 1996. Calibration, Sensibilité, Validation des modèles. *In : Actes de l'Ecole-Chercheurs INRA en Bioclimatologie Le Croisic, 25-29 mars 1996. Tome 2 : Du Couvert Végétal à la Région*, pp. 285-303.
- DEMAREE G.R., NICOLIS C., 1990. Onset of the Sahelian drought viewed as a climatic fluctuation induced transition. *Quarterly Journal of the Royal meteorological Society*, N° 116, pp. 221- 238.
- DEMBELE L., 1999. Synthèse analytique des modèles d'inondation dans le Delta intérieur du Niger au Mali. École Normale supérieure (DER Histoire et Géographie). Bamako, Université du Mali: 58 p.
- DIARRA A., SOUMAGUEL A., 1997. Influence du barrage de Sélingué sur le régime hydrologique du Fleuve Niger. *In : Sustainability of water resources under increasing Uncertainty (Proceeding of the Rabat Symposium, April 1997)*, AISG N° 240, pp. 227-286.
- DIARRA B., 1999. Evolution de la pluviométrie et ses impacts au Mali. In: Manaus'99- Hydrological and geochemical Processes in Large Scale Rivers Basins, 9 p.
- DIARRA S, ORANGE D., BONTE P., 2002. Fonctionnement hydrosédimentologique du lac Débo. Le rôle du bourgou. In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*, Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000 Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp.315-328.
- DRAKE, N.A., MACKIN, S., AND SETTLE, J.J., 1999. Mapping vegetation, soils and geology in semiarid shrublands using Spectral matching and mixture modeling of SWIR AVIRIS imagery. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 68, N° 1, pp.12-25.
- DRAMR, 1998. Rapport-Bilan campagne 1998, région de Mopti et Tombouctou. Ministère du développement rural et de l'eau. Bamako, Mali.
- DRAMR, 1999. Rapport-Bilan campagne 1999, région de Mopti et Tombouctou. Ministère du développement rural et de l'eau. Bamako, Mali.
- DUCHEMIN B., 1999. NOAA/AVHRR bi-directional reflectance : modelling and application for the monitoring of a temperate forest. *Remote Sensing of Environment* N° 67, pp. 51-67.

Bibliographie

- DUDHIA, A., 1989. Noise characteristics of the AVHRR infrared channels. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 10, N°s. 4 and 5, pp. 637-644.
- FAURE H., GAC J.Y., 1981. Will the Sahelian drought end in 1985? *Nature*, vol.291, pp.475-478.
- FOLLAND C.K., PALMER T.N., PARKER D.E., 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, 320: 602-607.
- FONTAINE B., 1986. Précipitations Soudano-Sahélienne et circulation estivale sur l'Afrique Occidentale et l'Atlantique Nord. In : P.Pagny, S.Nieuwolt, "*Études de climatologie tropicale*", recherche en géographie, Masson, pp.65-78.
- FONTAINE B., 1991. Variations pluviométriques et connexions climatiques: les aires de mousson indienne et Ouest-Africaine. *Sécheresse*, vol.2, n.4, pp.259-264.
- FONTAINE B., BIGOT S., 1993. West African rainfall deficits and sea surface temperatures. *International Journal of Climatology*, vol.13, pp.271-285.
- FONTES J.C., ANDREWS J.N., EDMUNDS W.M., GUERRE A., TRAVI A., 1991. Paleorecharge by the Niger River (Mali) Deduced from Groundwater Geochemistry. *Water Resources Research*, vol.27, n.2, pp.199-214.
- FOODY G.M., 2002. Status of land cover classification accuracy assessment. *Remote sensing of Environment*, 80 185-201.
- GAC Y., FAURE H., 1987. Le "vrai" retour à l'humide au Sahel est-il pour demain. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, série II, t.305, pp.777-781.
- GALLAIS J., 1967. Le delta intérieur du Niger et ses bordures. Étude morphologique. Mémoires et documents. Centre de recherches et documentation cartographiques et géographiques. Paris, CNRS, 153 p.
- GALLAIS J., 1979. Étude morphologique au niveau du lac Débo. In : *Détermination des causes de l'anomalies de la crue du Niger*. Rapport ORSTOM, Paris, pp. 38-46
- GALLAIS J., 1980. Le Delta intérieur du Niger : In : Atlas du Mali 64p. : cartes, graph., tabl.
- GAO B.-C., 1996. NDWI- A Normalized Difference Water Index for remote sensin of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, n° 58, pp. 257-266.
- GAUTIER F., LUBES-NIEL H., SABATIER R., MASSON J.M., PATUREL J.E., SERVAT E., 1998. Variabilité du régime pluviométrique de l'Afrique de l'Ouest non sahélienne entre 1950 et 1989. *Journal des Sciences hydrologiques*, vol. 43, N°6, pp. 921-935.

Bibliographie

- GIRARD M-C, GIRARD C. M., 1999. Traitement des données de télédétection, Dunod, 530p.
- GRANIER C., 1980. Biogéographie. In : *Atlas du Mali*, les éditions J.A. pp. 18-22.
- GREEN A.A., BERMAN M., SWITZER P., CRAIG M.D. 1998. A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 26, N°1, 65-74.
- GUERRE A, ARANYOSSY J.F., 1990. Synthèse des ressources en eau du Mali. Résultats et interprétation des analyses isotopiques. II. : Les aquifères fracturés. Rapport du Projet Régional Africain *RAF/8/012*. 49p.
- GUERRE A., ARANYOSSY I.F., 1989. Synthèse des ressources en eau du Mali. Résultats et interprétations des analyses isotopiques. Rapport du projet régional africain *RAF/8/012*, 82p.
- GUILLOUX, P., 1996. Application de la télédétection radar à la gestion des inondations en Camargue. *Université d'été internationale*, Toulouse.
- GUIRAUD R., TRAVI Y., 1990. Hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. Ministère de la Coopération et du Développement, Paris. 147p.
- HARRIS A. R., MASON I. M., 1989. Lake area measurement using AVHRR. A case study, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 10 N°s 4 and 5, pp. 885-895.
- HARVEY E.J., P.E., Member, ASCE, 2001. Predicting river travel time from hydraulic characteristics, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 127, N°11, pp. 911-918.
- HASSANE A., KUPER M., ORANGE D., 2000. Influence des aménagements hydraulique et hydro-agricoles du Niger supérieur sur l'onde de crue du delta intérieur du Niger au Mali. *Sud Sciences et Technologie*, N°5, pp. 16-31.
- HESS L., MELACK J., FILOSO S. AND WANG Y., 1995. Delineation of inundated area and vegetation along the Amazon floodplain with the SIR-C synthetic aperture radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol.33, N°4, pp. 896-904.
- HESS, L., MELACK, J. AND SIMONETT, D., 1990. Radar detection of flooding beneath the forest canopy: a review. *International Journal of Remote Sensing*, Vol.11, N°7, pp. 1313-1325
- HIERNAUX P., 1980. La carte des ressources fourragères des parcours du delta intérieur du Niger. Notice, Cipéa.Odem, Bamako, Mali, 98 p.

Bibliographie

- HIERNAUX P., CISSE M. I., DIARRA L., COULIBALY M., 1983. Recherche d'une solution aux problèmes de l'élevage dans le delta intérieur du Niger au Mali ; volume I : les pâturages de la zone d'étude. Cipéa.Odem, Bamako, Mali, 132 p.
- HIERNAUX P., DIARRA L., 1986. Bilan de cinq années de recherches (sept. 1979. sept. 1984) sur la production végétale des parcours des plaines d'inondation du fleuve Niger au Mali central. Cipéa.Odem, Bamako, Mali, 66 p.
- HUBERT P., CARBONNEL, J.P., 1986. Approches statistiques de l'étude des séries pluviométriques de longue durée de l'Afrique de l'Ouest. in: INQUA/1986 DAKAR SYMPOSIUM "Changements globaux en Afrique". ORSTOM éd., pp.199-202.hydrologique du fleuve Niger. *Coll. Monogr. Hydrol.* N°8, ORSTOM, Paris. Tome I : Niger supérieur 396 p., Tome II Cuvette Lacustre et Niger moyen 506p.
- HUBERT P., CARBONNEL, J.P., CHAOUUCHE, A., 1989. Segmentation des séries hydrométriques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest, *Journal of Hydrology*, Vol. 110, pp.349-367.
- HUBERT P., CARBONNEL, J.P.,1987. Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, Vol.95, pp.165-183.
- HUETE A. R., HUA G., QI J., CHEHBOUNI A., VAN LEEUWEN W. J. D., 1992. Normalization of multidirectional Red and NIR reflectances with the SAVI, *Remote Sensing of Environment*, N° 41, pp. 143-154.
- JACKSON R.D., 1983. Spectral indices in *n*-space. *Remote Sensing of Environment*, n° 13, pp. 409-421.
- KAMATE C., 1980. Climat. In : *Atlas du Mali*, les éditions J.A. pp. 14-17.
- JENSEN J. R., HODGSON M. E., CHRISTENSEN E., HALKARD E., MACKEY Jr., TINNEY L. R., SHARITZ R., 1986. Remote sensing inland wetlands : A multispectral approach, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 52, N° 1, pp.87-100.
- JIN Y-Q., 1999. A flooding index and its regional threshold value for monitoring floods in China from SSM/I data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 20, N°. 5, 1025-1030.
- JUSTICE C.O., ECK T.F., TANRE D., HOLBEN B. N., 1991. The effect of water vapour on the normalized difference vegetation index derived for the Sahelian region from NOAA AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 12, N°6, pp. 1165-1187.

Bibliographie

- KHRONOSTAT 1.0, 1998. Logiciel d'analyse statistique des séries chronologiques, ORSTOM éd.
- KODIO A., MORAND P., DIENEPO K., LAE R., 2002. Dynamique de la pêcherie du delta intérieur du Niger revisitée à la lumière des données récentes. Implication en terme de gestion. In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*, Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000 Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp.431-453.
- KUPER M., MULLON C., PONCET Y., BENGA E., MORAND P., ORANGE D., MAHÉ G., ARFI R., BAMBA F., 2002. La Modélisation intégrée d'un écosystème inondable : le cas du Delta Intérieur du Niger (Mali). In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*, Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000 Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp.773-798.
- KUPER M., MAIGA H., 2002. Commercialisation du riz traditionnel dans le Delta Intérieur du Niger (Mali). In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*, Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000 Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp.637-660.
- L'HÔTE Y., MAHÉ G., SOME B., TRIBOULET J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences-Journal- des Sciences Hydrologiques*, Vol. 47, N° 4, pp 563-572.
- LAE R., MAHE G., 2002. Crue, inondation et production halieutique : un modèle prédictif des captures dans le Delta intérieur du Niger In : *Orange D., Arfi R., Kuper M., Morand P., Poncet Y. (éd.) : Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales, actes du colloque Girnzit*, Bamako, 20-23 juin 2000 pp. 865-882. Paris, IRD, coll. *Colloques et séminaires*.
- LAE R., 1992. Impact des barrages sur les pêcheries artisanales du delta central du Niger. *Cahiers Agricultures*, Vol.1992.2, Paris, pp. 14-21.
- LAMAGAT J.P., 1983. Analyse de la vitesse de propagation des crues. Application à la prévision des crues et des étiages. *ORSTOM* Bamako, 37 p.
- LAMAGAT J.P., 1987. Modèle des propagations des crues du Niger entre Koulikoro et Niamey. *ORSTOM-CEE-ABN*, Paris 93p.
- LAMAGAT J. P., MOREL-SEYTOUX H.J. ALBERGEL J., 1993.) : Analyse de la propagation des ondes de crue. *Hydrologie continentale*, Vol. N° 2, pp.113-137.
- LAMAGAT J. P., SAMBOU S., ALBERGEL J., 1996. Analyse statistique de l'écoulement d'un fleuve dans une plaine d'inondation : application aux cotes maximales du Niger dans la cuvette lacustre. In : *L'Hydrologie tropicale. Géoscience et outil pour le développement* (Paris 3-4 mai 1995). AISH, Publ.238. pp. 367-379.

Bibliographie

- LAMAGAT J. P., MOLINIER M., 1983. Étude des anomalies des crues du Niger. Travaux et documents, ORSTOM éd.
- LAMB P.J., 1982. Persistence of sub-Saharan drought. *Nature*, Vol.299, pp.46-48.
- LAMB P.J., 1982. Sub-Saharan rainfall update for 1982: continued drought. *Journal of climatology*, Vol.3, pp 419-422.
- 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*, Vol. 19, N°4, pp. 503-506.
- LE HEGARAT-MASCLE S., ZIBRI M., OTTLE C., 2001. Quelques applications de la télédétection à la physique des surfaces continentales, *Annales des Télécommunications*, 56 (11-12) pp. 617-631, November-December 2001.
- LEBEL T., AMANI A., CAZENAVE F., LECOCQ J., TAUPIN J.-D., ELGUERO E., GREARD, M., LE BARBE L., LAURENT H., D'AMATO N., ROBIN J., 1996. La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel : apports de l'expérience EPSAT-Niger. In : *L'Hydrologie tropicale. Géoscience et outil pour le développement* (Paris 3-4 mai 1995) AISH, Publ.238. pp. 77-98.
- LEBEL T., LE BARBE L., 1997. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel: 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology*, pp 97-122.
- LEROUX M., 1983. Le climat de l'Afrique tropicale. Champion éd., 2 vol., 633p.
- LEROUX M., 1996. La dynamique du temps et du climat. Masson, Paris, 310 p.
- L'HOTE Y., MAHÉ G., 1996. Afrique de l'Ouest et Centrale, Précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). Echelle 1/6 000 000^{ème}. Coll. Cartes, ORSTOM Ed.
- LIU Z., HUANG F., LI L., WAN E., 2002. Dynamic monitoring and damage evaluation of flood in north-west Jilin with remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 23, N°18, pp. 3669-3679.
- MAHÉ G., OLIVRY J.C., 1991. Les changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale, du mensuel à l'interannuel. In : *Hydrology for the water Management of Large Rivers Basins. Proceeding of the Vienna Symposium*, August 1991. AISH, Publ. n° 201, pp. 163-172.
- MAHÉ G., OLIVRY J.C., 1995. Variation des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse* N°1, Vol.6, pp. 109-117.
- MAHE G., OLIVRY J. C., 1999. – Assessment of freshwater yields to the ocean along the intertropical Atlantic coast of Africa. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, série II a, 328 : 621-626.

Bibliographie

- MAHÉ G., 1993. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Étude des éléments du bilan Hydrique et variabilité annuelle. Analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. *Colloques Études et Thèses*. ORSTOM, Paris, 438 p.
- MAHE G., BAMBA F., ORANGE D., FOFANA L., KUPER M., SOUMAGUEL A., CISSE N., 2002, Dynamique hydrologique du delta intérieur du Niger (Mali) In : *Gestion Intégrée des Ressources naturelles en Zones Inondables Tropicales* Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000, Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp. 179-195
- MAHE G., BAMBA F., SOUMAGUEL A., ORANGE D., OLIVRY J.C., (sous presse). Water losses in the Niger river inner delta : water balance and flooded surfaces. *Hydrological Processes Journal*.
- MAHÉ G., BRICQUET J.P., SOUMAGUEL A., BAMBA F., DIABATE M., HENRY DES TUREAUX T., KONDE C., LEROUX J.F., MAHIEUX A., OLIVRY J.C., ORANGE D., PICOUET, C., 1997. Bilan hydrologique du Niger à Koulikoro depuis le début du siècle. In : *FRIEND'97. Proceeding of Ljubljana* 15-18 1997. Pp. 191-200.
- MAHE G., L'HOTE Y., OLIVRY J.-C., WOTLING G., 2001. Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa, 1951-1989. *Hydrological Sciences Journal*, 46 (2) : 211-226.
- MAHE G., OLIVRY J.-C., DESSOUASSI R., ORANGE D., BAMBA F., SERVAT E., 2000. Relations eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, série II a, 330 : 689-692.
- MAHÉ, G. DESSOUASSI, R., CISSOKO B., OLIVRY J.C., 1998. Comparaison des fluctuations interannuelles de piézométrie, précipitation et de débit sur le bassin versant du Bani à Douna au Mali. In : *Water resource variability in Africa during the XXth Century. Proc. Abidjan*, Nov. 1998. Côte d'Ivoire. IAHS Publ. N°. 252, pp. 289-296.
- MALI, 1990. Schéma directeur de mise en valeur des ressources en eau du Mali. Ministère de l'Industrie de l'Hydraulique et de l'Énergie du Mali, Programme des Nations Unies pour le Développement, préparé par le Département de la Coopération Technique et pour le Développement, projet MLI/84/005, Exploitation, évaluation et gestion des ressources en eaux souterraines. Volume I: Rapport, 289 p., volume II, annexes, 113 p.
- MARIE J., 2002. Enjeux spatiaux et fonciers dans le delta intérieur du Niger (Mali) Delmasig, un SIG à vocation locale et régionale In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*, Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000 Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp.557-586.
- MARIEU B., 2000. Etude hydrologique de la mare de Batamani. Etudes et rapports Gihrex, ER46, IRD, Bamako, Mali, 28 p.

Bibliographie

- MARIEU B., BAMBA F., BRICQETBRICQUET J.P., Cisse N., GREARD M., MAHÉ G., MAHIEUX A., OLIVRY J.C., ORANGE D., PICOUEY C., 1998. Actualisation des données Hydrométriques du fleuve Niger au Mali. *Rapport interne ORSTOM* (PEGI/GBF/EQUANIS Volet Hydrologie), Bamako, 81p.
- MARIKO A., MAHE G., ORANGE D., ROYER A., NONGUIERMA A., AMANI A., 2002. Suivi des zones d'inondation du Delta Intérieur du Niger : Perspectives avec les données basse résolution NOAA/AVHRR. In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*, Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000 Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp.231-244.
- MARIKO A., MAHE G., ORANGE D., NONGUIERMA A., SERVAT E., 2003. Monitoring of flood propagation into the Niger Inner Delta : Prospects with the low resolution NOAA/AVHRR Data (submitted to International Journal of Remote Sensing).
- McCARTHY T.S., 1993. The great inland deltas of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, Vol.19, No.3, pp.275-291.
- MCFEETERS, S. K, 1996. The use of the normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17, pp. 1425-1432.
- MOREL R., 1993. L'atlas agroclimatique des pays du CILSS. *Veille Climatique Satellitaire* N°45, pp. 37-45.
- MOREL-SEYTOUX H. J., FAHMY H., LAMAGAT J. P., 1993. A composite hydraulic and statistical flow-routing method, *Water Resources Research*, Vol. 29, N° 2, pp. 413-418.
- MORLEY J.G., MULLER J-P., MADDEN S., 1996. <http://www.geo.unizh.ch/rsl/fringe96/papers/morley-et-al/>
- MUCHONEY D. M., STRAHLER A. H., 2002. Pixel-and site-based calibration and validation methods for evaluating supervised classification of remote sensed data. *Remote Sensing of Environment* 81 290-299
- NICHOLSON S.E., 1981. Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Monthly Weather Review*, vol. 109, n. 10, pp. 2191-2208.
- NICHOLSON S.E., PALAO I.M., 1993. A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part I: Characteristics of rainfall fluctuations. *International journal of climatology*, vol.13, pp.371- 389.
- OLIVRY J.C., 1983. Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap-Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débit et précipitations). *Cah. ORSTOM, série hydrologie*, vol.20, N° 1, pp. 47-69.

- OLIVRY J.C., 1993. Évolution récente des régimes hydrologiques en Afrique Intertropicale. in: l'eau, la terre et les hommes, hommage à René Frécaut. M.Griselin, Presses Universitaires de Nancy éd., pp.181-190.
- OLIVRY J.C., 1993. Fonctionnement hydrologique de la cuvette lacustre du Niger et essai de modélisation de l'inondation du delta intérieur, In : "*Grands bassins fluviaux*"(J.C. OLIVRY et J. BOULEGUE Ed. Sci.), Actes du colloque PEGI, INSU-CNRS-ORSTOM Paris, 22-24 novembre 1993. *Colloques et Séminaire ORSTOM*, pp. 267-28.
- OLIVRY J.C., 1994. Le contexte hydroclimatique de la cuvette lacustre. pp. 39-58. In : *La Pêche dans le Delta Central du Niger. Approche pluridisciplinaire d'un système de production halieutique*. J. QUENSIERE, IER-ORSTOM-Karthala éd.
- OLIVRY J.C., BRICQUET J.P., BAMBA F., DIARRA M., 1995. Le régime hydrologique du Niger Supérieur et le déficits des deux dernières années. In : "*Grands bassins fluviaux*"(J.C. OLIVRY et J. BOULEGUE Ed. Sci.), Actes du colloque PEGI, INSU-CNRS-ORSTOM Paris, 22-24 novembre 1993. *Colloques et Séminaire ORSTOM*, pp.251-266.
- OLIVRY J.C., BRICQUET J.P., MAHÉ G., 1998. Variabilité de puissance des crues des grands cours d'eau d'Afrique intertropicale et incidence de la baisse des écoulements de base au cours des deux dernières décennies. In : *Water resource variability in Africa during the XXth Century. Proc. Abidjan*, Nov. 1998. Côte d'Ivoire. IAHS Publ. N°. 252, pp.189-197.
- OLIVRY J.C., BRICQUET J.P., BAMBA F., DIARRA M., 1993. Le régime hydrologique du Niger supérieur et le déficit des deux dernières décennies. In : *Colloque PEGI 22-24 nov. 1993, CNRS-INSU-ORSTOM*, Paris.
- OLIVRY J.C., BRICQUET, J.P., MARE G., 1993. Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide? In : *HydroJogy of warm humid regions* (Proceeding of Yokohama Symposium, July 1993), IAHS Publ. No.216. pp. 67-78.
- ORANGE D., MAHE G., DEMBELE L., DIAKITE C. H., KUPER M., OLIVRY J.C., 2002. Hydrologique, agro-écologie et superficies d'inondation dans le delta intérieur du Niger (Mali) In : *Séminaire International. Gestion Intégrée des ressources naturelles en Zones Inondables Tropicales Bamako (Mali)* 20-23 juin 2000, pp. 209-229.
- OTTLE C., LE HEGARAT S., ZIBRI M., 2003. Application de la télédétection spatiale en hydrologie. *Revue du Palais de L'observation de la Terre par satellite*, 304, Janvier 2003, 37-47.
- OUEDRAOGO M., 2001. Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau de l'Afrique de l'Ouest - Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale. *Thèse*

Bibliographie

- Science de l'eau dans l'environnement continental*, Université de Montpellier II, France, 257p.
- PATUREL 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.
- PATUREL J.E., SERVAT E., KOUAME B., LUBES-NIEL H., FRITSCH J.M., MASSON J. M., 1997. Manifestation d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et centrale IASH N°.240, pp.21-30.
- PETTITT A. N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistic*, 28, N°2, pp. 126-135.
- PICOUET C., 1999. Géodynamique d'un hydrosystème tropical peu anthropisé. Le bassin supérieur du Niger et de son delta intérieur. Thèse. Université de Montpellier II "Sciences et Techniques du Languedoc". 386p. + annexe 70p.
- PICOUET C., ORANGE D., MAHE G., OLIVRY J. C., 2002. Rôle du delta intérieur du Niger dans la régulation des bilans de l'eau et de sédiments (Mali) *In : Séminaire International. Gestion Intégrée des ressources naturelles en Zones Inondables Tropicales Bamako (Mali) 20-23 juin 2000*, pp. 245-258.
- PINTY B., VERSTRAETE M. M., 1992. GEMI : a non-linear index to monitor global vegetation from satellites, *Vegetatio* N° 101, pp. 15-20.
- PIRL (Projet d'inventaire des ressources ligneuses), 1990. Cartes des formations végétales, 1/200 000, Projet d'inventaire par télédétection des ressources ligneuses et de l'occupation agricole des terres au Mali. Ministère de l'environnement et de l'élevage, SYSAME, BDPA, SCET-AGRI, Bamako, Mali 44 coupures couleur + notice.
- PIRT (Projet d'inventaire des ressources terrestres), 1983. Les ressources terrestres au Mali, 1/500 000. Ministère de l'Elevage et des Eaux et Forêts. Bamako. Mali, 33 cartes + annexes.
- PNAE/PAN-CID, 1998. Résumé du Plan National d'Actions Environnemental et des Programmes d'Actions Nationaux de la lutte contre la Désertification, Bamako juin 1998, 177p.
- PONCET Y., 1994. Le milieu du delta central. *In : la pêche dans le delta central du Niger. Approche Pluridisciplinaire d'un système de production halieutique.* J. QUENSIERE, IER-ORSTOM-Karthala Ed. pp. 66-70.
- PONCET Y., ORANGE D., 1999, L'eau, moteur de ressources partagées : l'exemple du delta intérieur du Niger au Mali. *Aménagement et Nature*, 132, 97-107.

- PONCET Y., TROUBAT J.J., 1994. L'eau, 1980-1990. cartes N°1 *In : la Pêche dans le Delta Central du Niger. Approche pluridisciplinaire d'un système de production halieutique.* J. QUENSIERE, IER-ORSTOM-Karthala éd.
- PRIGENT C., MATTHEWS E., AIRES F., ROSSOW W. B., 2001. Remote sensing of global wetland dynamics with multiple data sets. *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, N°. 24, pp. 4631-4634, December 15, 2001.
- PUECH C., 1995. Suivi des inondation en Afrique du Nord à l'aide de la télédétection satellitaire, *9^{ème} conférence régionale afro-asiatique de la CIID.* Alger 13-15 mars 1995, 7 p.
- PUECH C., GADELLE F., 1993. Cartographie à l'aide de l'imagerie satellitaire des cultures de décrues au Sahel. Exemple du lac Kabara au Mali. *Bulletin CIEH* N°93, PP. 34-36.
- PUYOU-LASCASSIES P., FLOUZAT G., GAY M., VIGNOLLES C., 1994. Validation of the use of multiple linear regression as a tool for unmixing coarse spatial resolution images. *Remote Sensing of Environment* 49 1555-166.
- QI J., CHEHBOUNI A., HUETE A. R., KERR Y. H., SOROOSHIAN S., 1994. Amodified soil adjusted vegetation index, *Remote Sensing of Environment*, N° 48, pp. 119-126.
- QI J., MORAN M. S., CABOT F., DEDIEU G., 1995. Normalization of sun/view angle effects using spectral albedo-based vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*. N°52 : pp. 207-217.
- QUENSIERE J., 1994. Aperçu géologique. *In : la pêche dans le delta central du Niger. Approche Pluridisciplinaire d'un système de production halieutique.* J. QUENSIERE, IER-ORSTOM-Karthala Ed. pp. 29-39.
- RICHARDS J.A., 1984. Thematic mapping from multispectral image data using the principal components transformation, *Remote Sensing of Environment* N°16, pp. 35-45.
- RICHARDS J.A., JIA, X., 1999. "Remote Sensing Digital Image Analysis. An Introduction", *Springer-Verlag*, 364 p.
- RIGAL, D., 1989. Crue et décrue au lac Tchad, essai de suivi a partir des images NOAA, novembre 1988-avril 1989. *Veille Climatique Satellitaire*, N° 28, pp. 71-76.
- ROBIN M., 2002. Télédétection des satellite aux SIG : une analyse complète du processus de création d'un type essentiel d'information géographique. *Édition Nathan/VUEF* 319 p.
- RODIER J. A., 1967. Caractères généraux des régimes hydrologiques des grands fleuves d'Afrique tropicale dans l'hémisphère Nord. *Bulletin de la section de Géographie du comité des Travaux Historiques et Scientifiques*, Vol. 80, p.515-542.

Bibliographie

- SAMBOU S., LAMAGAT J. P., 1997. Télédétection et prévision des crues : l'exemple du fleuve Gambie. Water Report 16 <http://www.fao.org/docrep/W7320B/w7320b30.htm>, 10p.
- SANGARE S., MAHE G., PATUREL J.E., BANGOURA Y., 2002. Bilan hydrologique du fleuve Niger en Guinée de 1950 à 2000. *Sud Sciences et Technologies*, EIER, Ouagadougou, N° 9, pp. 21-33.
- SARNTHEIN M., 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, 272, 43-46.
- SCEPAN J., MENZ G., HANSEN M. C., 1999. The Discover Validation image interpretation process. *Photogrammetric Engineering & remote Sensing* (65) 9 1075-1081.
- SERVAT E., PATUREL J.E., LUBES-NIEL H., KOUAME B., MASSON J.-M., TRAVAGLIO M., MARIEU B., 1999. De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Rev. Sci. Eau* Vol.12, N°2, pp. 363-387.
- SERVAT E., PATUREL J.E., KOUAME B., TRAVOGGIO M., OUEDRAGO 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 resource variability in Africa during the XXth Century. Proc. Abidjan*, Nov. 1998. Côte d'Ivoire. IAHS Publ. N°. 252, pp.323-337.
- SHARMA P. K., CHOPRA R., VERMA V. K., THOMAS A., 1996. Flood management using remote sensing technology : the Punjab (India) experience, *Internationa Journal of Remote Sensing*, Vol. 17, N °17, pp. 3511-3521.
- SILVA, R., VERDIN, J.P, 1997. Manuel de télédétection des lacs et des mares temporaires. N°97-85/PMI/GRN-RT, AGRHYMET, Niamey, Niger.
- SIPPEL S. J., HAMILTON S. K., MELACK J.M., CHOUDHURY B.J., 1994. Detremination of inundation area in the Amazon river floodplain using the SMMR 37 GHZ polarisation difference. *Remote Sensing of Environment* N° 48 : pp. 70-76.
- SIRCOULON J., 1976. Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique Intertropical. Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cah. ORSTOM, série hydrologie*, vol. XIII, n. 2, pp. 75-174.
- SIRCOULON J., 1987. Variation des débits des cours d'eau et des niveaux des lacs en Afrique de l'Ouest depuis le début du 20 éme siècle. In : *The influence of climate change and climatic variability on the Hydrological Regime and Water Resources* (Proc. Vancouver Symp., August 1987), 13-25. IAHS Publ. No. 168.

- SIRCOULON J., 1992a. Caractéristiques des ressources en eau de surface en zones arides de l'Afrique de l'Ouest. Variabilité et évolution actuelle. In : *L'aridité, une contrainte au développement*. Didactique, ORSTOM, éd., pp. 53-68.
- SIRCOULON J., 1992b. Évolution des climats et des ressources en eau. L'environnement en Afrique, n. 161, pp. 57-76.
- SUTCLIFFE J.V., PARKS Y.P., 1989. Comparative water balances of selected African wetlands. *Journal des Sciences hydrologiques*, vol. 34, N°2, pp. 49-62.
- SUZANNE J. S., STEPHEN K. H., JOHN M. M., BHASKAR J. C., 1994. Determination of inundation area in the Amazon river floodplain using the SMMR 37 GHz polarization difference, *Remote Sensing of Environment* N° 48, pp. 70-76.
- TAUPIN J.D., AMANI A., LEBEL T., 1998. Variabilité spatiale des pluies au Sahel, une question d'échelle. Approche expérimentale. In: *Water resource variability in Africa during the XXth Century. Proc. Abidjan*, Nov. 1998. Côte d'Ivoire. IAHS Publ. N°. 252, pp.143-151.
- TEILLET P.M., 1986. Image correction for radiometric effects in remote sensing, *International Journal of Remote Sensing*, N°7, pp 1637-1651.
- THIAM, S., AND OVTRACHT, N., 1998. Suivi des écosystèmes du delta intérieur du Niger à partir des données spots (région de Mopti – Mali). *Photo-Interpretation* N°2-3.
- TRAVI Y., GUIRAUD R., 1982. Présence d'un aquifère généralisé dans les formations gréseuses Précambriennes de la région de San (Mali). Rôle de la fracturation majeure dans les écoulements souterrains. Bulletin de liaison du Comité Interafricain d'Études Hydrauliques, N°. 50, pp. 3-8.
- TOWNSHEND J.R, JUSTICE C.O., 1986. Analysis of the dynamics of African vegetation using the normalized difference vegetation index. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 17, N°11, pp. 1435-1445.
- THIRRIOT C., HABAIEB H., 1987. Fiabilité des modèles mathématiques de prévision des crues. *Hydrologie Continentale*, Vol. 2, N° 2, pp. 151-157.
- THIRRIOT C., BERNEDE J.P., HABAIEB H., 1988. Comparaison pratique de méthodes de prévision de crue. Exemple de l'Aveyron. *La Houille Blanche* N° 5/6, pp. 385-393.
- THIRRIOT C., SAMBOU S. LAMAGAT J. P., 1991. Comparaison d'algorithmes de prévision des crues sur le fleuve Sénégal. *Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride*. Ed AUPELF-UREF. John Libbey Eurotext. Paris© 1991, pp. 237-253.

Bibliographie

- TUCKER C.J., SELLERS P.C., 1986. Satellite remote sensing of primary production. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 7, N°11, pp. 1395-1416.
- VAN DER GOOT E., 1997. Technical description of interpolation and processing of meteorological data in CGMS.
<http://mars.jrc.it/documents/stats/cgms/GridWeather.pdf>
- VAN DE GIESEN N., 2001. Characterisation of west African shallow flood plains with L- and C-band radar. *Remote Sensing and Hydrology 2000* (Proceedings of a symposium held at Santa Fe, New Mexico, USA, April 2000). IAHS Publ. N°. 267, 2001.
- VANNITSEM S., DEMAREE G., 1991. Détection et modélisation des sécheresses au Sahel: Proposition d'une nouvelle méthodologie. *Hydrologie continentale*, vol. 6, n. 2, pp. 155-171.
- VEENEKLAAS, F.R., CISSE S., GOSSEYE P.A., VAN DUIVENBOODEN N., 1990. Compétition pour les ressources limitées : le cas de la Cinquième Région du Mali. Rapport 4 : Development strategies. Centre des Recherches Agrobiologique (CABO), Wageningen, Pays Bas, 182 p.
- VERDIN, J.P., 1996. Remote sensing of ephemeral Water bodies in western Niger. *International Journal of Remote Sensing*, Vol.17, N° 4, pp. 733-748.
- VIOVY N., ARINO O., BELWARD A. S., 1992. The best inde slope extraction (BISE) : a method for reducing noise in NDVI time-series. *International Journal of Remote sensing* ; N°13, pp. 1585-1590.
- WALD, L., 1990, Monitoring the decrease of Lake Chad from space. *Geocarto International*, Vol.5, N°3, pp.31-36.
- WANG Y., 1987. Improved flood routing by ARMA modeling and the Kalman filter technique, *Journal of hydrology*, N° 93, pp. 175-190.
- WUILLOT J, 1994. Les phytocœnosés aquatiques. pp. 66- 70. In: La Pêche dans le Delta Central du Niger. Approche pluridisciplinaire d'un système de production halieutique. J. QUENSIERE, IER-ORSTOM-Karthala éd.).
- XIAO XM, BOLES S, LIU JY, *et al.*, 2002. Characterization of forest types in Northeastern China, using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data. *Remote Sensing of Environment* Vol. 82 N°2-3, pp. 335-348.

Annexe 1 Calcul de l'ETP selon la formule de PENMAN

L'évapotranspiration est calculée avec la formule bien connue de Penman. Elle varie selon le type de surfaces. On distingue l'évapotranspiration des surfaces en eau libre (E0), des sols nus humides (ES0) et des sols couverts (ET0).

En général l'évapotranspiration est décrite par la formule suivante :

$$E0 = \frac{(\Delta R_{na} + \gamma EA)}{\Delta + \gamma} \quad (\text{Eq. 1.1})$$

où		
E0	: Evapotranspiration	[mmd ⁻¹]
R _{na}	: Radiation nette absorbée	[mmd ⁻¹]
EA	: demande évaporatoire	[mmd ⁻¹]
Δ	: pente de la courbe de pression de vapeur de saturation	[mbar°C ⁻¹]
γ	: constante Psychrométrique (0.67)	[mbar°C ⁻¹]

La radiation nette absorbée et la demande évaporative dépendent du type de surface, de son albédo et de sa rugosité.

Calcul de la pente

Δ, la pente de la courbe de pression-température de vapeur de saturation est calculée par :

$$\Delta = \frac{238.102 \times 17.32491 \times e_s}{(T + 238.102)^2} \quad (\text{Eq. 1.2})$$

où		
Δ	: pente de la courbe de pression de vapeur de saturation	[mbar°C ⁻¹]
e _s	: pression de vapeur saturée	[mbar]
T	: température moyenne journalière de l'air	[°C]

La pression de vapeur saturée est fonction de la température moyenne journalière de l'air et peut être calculée par l'équation de Goudriaan.

$$e_s = 6.10588 \exp \frac{17.32491 T}{T + 238.102} \quad (\text{Eq. 1.3})$$

où		
e _s	: pression de vapeur saturée	[mbar]
T	: température moyenne journalière de l'air	[°C]

Calcul de la radiation nette absorbée

La radiation nette absorbée est calculée comme suite :

$$R_{na} = \frac{(1 - \alpha) R_{av} - R_{nl} \uparrow}{\lambda} \quad (\text{Eq. 1.4})$$

où		
R _{na}	: Radiation nette absorbée	[mm d ⁻¹]

α	: Albédo	[]
R_{av}	: Radiation moyenne	[Jm ⁻² d ⁻¹]
R_{nl}	: Radiation nette émise dans les grandes longueurs d'onde	[Jm ⁻² d ⁻¹]
λ	: chaleur latente (1.45 x 10 ⁶)	[J kg ⁻¹]

L'albédo varie avec le type de surface. Pour le calcul de E0, ES0 et ET0 sa valeur atteint 0.05, 0.15 et 0.20.
La radiation nette émise dans les grandes longueurs d'onde est calculée selon la formule.

$$R_{nl} \uparrow = \sigma (T * 273)^4 (0.56 - 0.08 \sqrt{e_a}) \left(B_e + B_f \frac{n}{D} \right) \quad (\text{Eq. 1.5})$$

où		
$R_{nl} \uparrow$: Radiation nette émise dans les grandes longueurs d'onde	[Jm ⁻² d ⁻¹]
σ	: constante de Stefan Boltzmann (4.90 X 10 ⁻³²)	[J m ⁻² K ⁻⁴ d ⁻¹]
T	: température moyenne journalière de l'air	[°C]
e_a	: pression de vapeur réel	[mbar]
B_e	: constant de Brunt	[-]
B_f	: constant de Brunt	[-]
n / D	: durée relative de l'ensoleillement n (ensoleillement), D (durée astronomique de la journée)	[-]

Les constants B_e et B_f dépendent de la latitude de la station. Aux latitudes inférieures à 45°

$$B_e = 0.3 \text{ et } B_f = 0.7. \text{ Dans les autres situations } B_e = 0.1 \text{ et } B_f = 0.9.$$

La durée relative de l'ensoleillement est donnée par les stations météorologiques ou estimée en inversant la formule de Ångström.

La demande évaporative est donnée par :

$$EA = 0.26(e_s - e_a) (\text{facteur} + BUu(2)) \quad (\text{Eq. 1.6})$$

où		
EA	: demande évaporative	[mm d ⁻¹]
e_s	: Pression de vapeur saturante	[mbar]
e_a	: pression de vapeur réelle	[mbar]
facteur	: constante empirique	[-]
BU	: coefficient dans la fonction du vent fixé à 0.54	[-]
$u(2)$: vitesse moyenne du vent à 2 m de hauteur	[m s ⁻¹]

$$e_a = \frac{H_r \times e_s}{100} \text{ avec } H_r : \text{humidité relative}$$

$$\text{facteur (ET0 = 1.0) facteur (E0, ES0 = 0.5).$$

CALCUL DE LA RADIATION EXTRA-TERRESTRE

Le calcul de la radiation extra-terrestre basé sur les travaux de Supit (1994), Supit et Kappel (1997) s'obtient d'après la formule :

$$R_a = S_{c,d} \int \sin \beta dt_h \quad (\text{Eq. 2.1})$$

où		
R_a	: Radiation extra-terrestre journalière	[Jm ⁻² d ⁻¹]
$S_{c,d}$: constante solaire au sommet de l'atmosphère pour une journée donnée	[J m ⁻² s ⁻¹]
$\int \sin \beta dt_h$: hauteur solaire intégrée sur une journée	[s]

La constante solaire au sommet de l'atmosphère est calculée comme suite

$$S_{c,d} = S_c \left(1 + 0.033 \cos \left(2\pi \frac{t_d}{365} \right) \right) \quad (\text{Eq. 2.2})$$

où		
$S_{c,d}$: constante solaire au sommet de l'atmosphère pour une journée donnée	[J m ⁻² s ⁻¹]
S_c	: radiation solaire moyenne au sommet de l'atmosphère (1370 Jm ⁻² s ⁻¹ ; I.E.A., 1978)	[J m ⁻² s ⁻¹]
t_d	: nombre de jours (1 ^{er} janvier =1)	[-]

La constante solaire intégrée sur la journée est fonction de la latitude du lieu et le jour de l'année.

L'angle de la déclinaison solaire, fonction du jour de l'année est calculé d'après la formule :

$$\delta = -a \sin \left(\sin \left(\frac{23.45 * \pi}{180} \right) * \cos \left(2\pi \frac{t_d + 10}{365} \right) \right) \quad (\text{Eq. 2.3})$$

où		
δ	: déclinaison solaire	[radians]
t_d	: nombre de jours (1 ^{er} janvier =1)	[-]

Pour un lieu donné il faut obtenir la longueur de la journée astronomique et la hauteur solaire intégrée sur une journée.

La longueur de la journée astronomique s'obtient par la formule :

$$D = 12 + 24 * \frac{\arcsin \left(\frac{\sin LD}{\cos LD} \right)}{\pi} \quad (\text{Eq. 2.4})$$

où		
D	: longueur de la journée	[h]
$\sin LD$: $\sin(\delta) * \sin(\text{latitude} * \pi / 180)$	[-]
$\cos LD$: $\cos(\delta) * \cos(\text{latitude} * \pi / 180)$	[-]

La hauteur solaire intégrée sur une journée est calculée comme suite :

$$\int \sin \beta dt_h = 3600 \left(D * \sin LD + \frac{24}{\pi} \cos LD \sqrt{1 - \left(\frac{\sin LD}{\cos LD} \right)^2} \right) \quad (\text{Eq. 2.5})$$

où		
$\int \sin \beta dt_h$: hauteur solaire intégrée sur une journée	[s]
D	: longueur de la journée	[h]
$\sin LD$: $\sin(\delta) * \sin(\text{latitude} * \pi / 180)$	[-]
$\cos LD$: $\cos(\delta) * \cos(\text{latitude} * \pi / 180)$	[-]

Annexe 2 Présentation des Tests statistiques de détection des ruptures dans les séries chronologiques tirée des travaux de Servat *et al.*, (1999).

Les méthodes de détection de ruptures dans les séries chronologiques mises en œuvre permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série (LUBÈS *et al.*, 1994). Une "rupture" peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées. À l'exception de l'approche de PETTITT (1979) et de la segmentation de HUBERT (HUBERT *et al.*, 1989), ces méthodes supposent une absence de modification de la variance de la série étudiée. En outre, elles ne sont généralement pas adaptées à la recherche de plusieurs ruptures dans une même série.

Test de Pettitt (PETTITT, 1979)

L'approche de Pettitt est non paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (x_i) $i = 1$ à t et $t + 1$ à N appartiennent à la même population.

La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$ définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^N D_{ij} \quad \text{où } D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \quad \text{avec } \text{sgn}(x) = 1 \text{ si } x > 0, 0 \text{ si } x = 0 \text{ et } -1$$

si $x < 0$

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

Méthode bayésienne de Lee et Heghinian (LEE et HEGHINIAN, 1977)

La méthode bayésienne de LEE et HEGHINIAN propose une approche paramétrique. Elle nécessite une distribution normale des valeurs de la série. Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases}$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 , τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne.

La méthode établit la distribution de probabilité *a posteriori* de la position dans le temps d'un changement. Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

Statistique U de Buishand (BUISHAND, 1982, 1984)

La procédure de Buishand fait référence au même modèle et aux mêmes hypothèses que l'approche de Lee et Heghinian.

En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture t , la statistique U de Buishand est définie par :

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} S_k / D_x}{N(N+1)} N$$

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

L'hypothèse nulle du test statistique est l'absence de rupture dans la série. En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test.

Outre ces différentes procédures, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de (x_i) . La variable S_k , définie ci-dessus, suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $k(N-k)N^{-1}\sigma^2$, $k = 0, \dots, N$ sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des (x_i) . Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle associée à un seuil de confiance contenant la série des S_k sous l'hypothèse nulle.

Segmentation de Hubert (HUBERT *et al.*, 1989)

La procédure de segmentation de séries chronologiques est, quant à elle, appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. Elle fournit, au moyen d'un algorithme spécifique, une ou plusieurs dates de rupture (éventuellement aucune) qui séparent des segments contigus dont les moyennes sont significativement différentes au regard du test de Scheffé.

Annexe 3 Statistiques des principales stations du Delta

Module (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Médiane	Coëff. de Variation (Cv)	Coëff. de Symétrie (Cs)	Coëf. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	624	2310	1370	405	1390	0.296	0.154	2.34	1907-2000	94
Ké-Macina	523	1870	1130	392	1150	0.348	0.141	1.88	1953-2000	48
Douna	121	1450	574	325	565	0.567	0.416	2.36	1922-2000	67*
Mopti	411	2410	1140	487	1080	0.426	0.632	2.78	1922-2000	69**
Akka	445	2340	1150	503	1050	0.439	0.309	1.81	1953-1999	45
Diré	455	1550	975	258	988	0.265	-0.051	2.30	1924-2000	77

Débit de crue (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Médiane	Coëff. de Variation (Cv)	Coëff. de Symétrie (Cs)	Coëf. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	2380	9630	5660	1480	5710	0.262	0.146	3.04	1907-2000	94
Ké-Macina	2090	5730	4360	1000	4670	0.230	-0.619	2.06	1953-2000	48
Douna	364	4500	2150	1060	2120	0.493	0.070	1.80	1922-2000	67*
Mopti	1400	4000	2970	652	3050	0.220	-0.441	2.19	1922-2000	69**
Akka	1360	4370	2720	866	2780	0.318	0.194	1.75	1953-1999	45
Diré	1270	2700	2120	335	2210	0.158	-0.566	2.57	1924-2000	77

Débit d'étiage (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Médiane	Coëff. de Variation (Cv)	Coëff. de Symétrie (Cs)	Coëf. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	2	99	44.7	23.7	38	0.530	0.608	2.24	1907-2000	94
Ké-Macina	6	74	29.7	13.2	28	0.445	0.672	3.90	1953-2000	48
Douna	0	120	21.5	25.8	14.0	1.20	1.63	5.31	1922-2000	67*
Mopti	0	388	74.9	92.5	46	1.24	2.21	6.39	1922-2000	69**
Akka	2	179	45.1	36.1	44	0.80	1.95	7.22	1953-1999	45
Diré	2	165	32.3	35.7	17	1.11	1.99	6.38	1924-2000	77

Données manquantes : * 1938 à 1948 et 1996 (Douna) ; ** 1930 à 1933 et 1937 à 1942 (Mopti)

Module (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Médiane	Coëff. de Variation (Cv)	Coëff. de Symétrie (Cs)	Coëf. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	822	2310	1540	342	1500	0.222	0.215	2.32	1907-1969	63
Ké-Macina	1210	1870	1540	204	1510	0.132	0.198	1.64	1953-1969	17
Douna	339	1450	788	242	812	0.307	0.636	3.05	1922-1969	37*
Mopti	822	2410	1470	385	1380	0.261	0.796	2.85	1922-1969	38**
Akka	1510	2340	1740	204	1700	0.117	1.88	5.36	1953-1969	15
Diré	762	1550	1120	188	1100	0.168	0.163	2.36	1924-1969	46

Débit de crue (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coëff. de Variation (Cv)	Coëff. de Symétrie (Cs)	Coëf. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	3540	9630	6250	1240	6290	0.199	0.502	3.43	1907-1969	63
Ké-Macina	4700	5730	5300	238	5340	0.045	-0.939	3.46	1953-1969	17
Douna	1440	4500	2910	680	2970	0.233	-0.208	2.73	1922-1969	37*
Mopti	2510	4000	3420	359	3410	0.105	-0.508	2.60	1922-1969	38**
Akka	3100	4370	3730	358	3770	0.096	0.138	2.09	1953-1969	15
Diré	1800	2700	2310	212	2330	0.092	-0.274	3.06	1924-1969	46

Débit d'étiage (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	2	99	42	20.4	37	0.486	0.764	2.96	1907-1969	63	
Ké-Macina	6	74	28.9	17.7	23	0.613	1.01	3.07	1953-1969	17	
Douna	7	120	37.1	25.7	30	0.693	1.34	4.29	1922-1969	37*	
Mopti	15	388	108	113	52.5	1.04	1.42	3.17	1922-1969	38**	
Akka	41	179	73.8	43	54	0.583	1.80	3.65	1953-1969	15	
Diré	2	165	38.2	41.2	18.5	1.08	1.71	4.74	1924-1969	46	

Données manquantes : * 1938 à 1948 (Douna) ; ** 1930 à 1933 et 1937 à 1942 (Mopti)

Module (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	624	1540	1020	285	933	0.278	0.329	1.66	1970-2000	31	
Ké-Macina	521	1330	902	262	910	0.291	0.193	1.61	1970-2000	31	
Douna	121	852	309	192	243	0.620	1.47	3.82	1970-2000	31*	
Mopti	411	1080	735	207	688	0.281	0.126	1.49	1970-2000	31	
Akka	445	1440	853	305	753	0.358	0.659	2.02	1970-1999	30	
Diré	455	1240	761	191	796	0.251	0.343	2.29	1970-2000	31	

Débit de crue (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	2380	6830	4460	1170	4440	0.263	0.099	1.91	1970-2000	31	
Ké-Macina	2090	5090	3840	874	3860	0.277	-0.261	1.83	1970-2000	31	
Douna	364	2790	1210	569	1050	0.470	0.890	3.24	1970-2000	31*	
Mopti	1400	3150	2410	481	2350	0.199	-0.143	1.88	1970-2000	31	
Akka	1360	3110	2220	536	2120	0.241	0.206	1.61	1970-1999	30	
Diré	1270	2300	1850	299	1800	0.162	-0.077	1.69	1970-2000	31	

Débit d'étiage (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	13	94	50.1	28.8	44	0.574	0.212	1.37	1970-2000	31	
Ké-Macina	9	51	30.2	10.3	31	0.341	-0.031	2.33	1970-2000	31	
Douna	0	10	2.23	2.80	1.5	1.25	1.51	4.00	1970-2000	31*	
Mopti	0	90	33.9	24.7	29	0.729	0.639	2.24	1970-2000	31	
Akka	2	85	30.7	21	28	0.683	0.570	2.40	1970-1999	30	
Diré	4	100	23.7	23.6	11	0.996	1.81	5.31	1970-2000	31	

Données manquantes : * 1996 (Douna)

Module (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	624	1440	908	234	841	0.258	0.827	2.25	1980-2000	21	
Ké-Macina	521	1260	790	213	771	0.270	0.630	2.04	1980-2000	21	
Douna	121	852	323	221	230	0.684	1.30	2.88	1980-2000	21*	
Mopti	411	1080	670	201	607	0.300	0.717	1.96	1980-2000	21	
Akka	445	1040	690	173	628	0.250	0.763	2.25	1980-1999	20	
Diré	455	1240	708	199	614	0.281	1.04	3.10	1980-2000	21	

Débit de crue (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	

Station	Min	Max	Moy.	Type	Mediane	Variation (Cv)	Symétrie (Cs)	Applatis. (Ck)	d'observation	N(ans)
Koulikoro	2380	5860	4040	1020	3730	0.253	0.206	1.78	1980-2000	21
Ké-Macina	2090	4820	3510	790	3320	0.225	-0.046	1.70	1980-2000	21
Douna	364	2330	1080	515	977	0.475	0.746	2.68	1980-2000	21*
Mopti	1400	3110	2270	465	2290	0.205	0.177	2.00	1980-2000	21
Akka	1360	3110	2010	474	1910	0.237	0.903	2.55	1980-1999	20
Diré	1270	2250	1740	265	1750	0.153	0.280	1.94	1980-2000	21

Débit d'étiage (m3.s-1)

Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	13	94	61.5	27.5	65	0.447	-0.550	1.70	1980-2000	21
Ké-Macina	9	48	29.6	10.7	33	0.361	-0.294	1.98	1980-2000	21
Douna	0	4	0.95	1.36	0	1.43	1.08	2.24	1980-2000	21*
Mopti	0	90	42.3	25.2	41	0.596	0.152	1.91	1980-2000	21
Akka	2	85	30.4	21.3	28	0.703	0.835	2.89	1980-1999	20
Diré	4	100	30.7	25.9	30	0.843	1.31	3.68	1980-2000	21

Données manquantes : * 1996 (Douna)

Module (m3.s-1)

Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	890	1540	1270	228	1310	0.180	-0.586	1.57	1970-1979	10
Ké-Macina	788	1330	1140	193	1180	0.169	-0.864	1.83	1970-1979	10
Douna	162	542	282	119	251	0.423	1.150	2.55	1970-1979	10
Mopti	614	1030	872	149	911	0.171	-0.754	1.55	1970-1979	10
Akka	698	1440	1180	249	1230	0.212	-0.747	1.88	1970-1979	10
Diré	664	1010	874	115	865	0.132	-0.483	1.66	1970-1979	10

Débit de crue (m3.s-1)

Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	3800	6830	5330	998	5610	0.187	-0.289	1.52	1970-1979	10
Ké-Macina	3480	5090	4540	594	4790	0.131	-0.863	1.58	1970-1979	10
Douna	849	2790	1460	612	1290	0.418	1.16	2.49	1970-1979	10
Mopti	2150	3150	2720	366	2810	0.135	-0.580	1.39	1970-1979	10
Akka	1970	3080	2650	381	2790	0.144	-0.772	1.70	1970-1979	10
Diré	1650	2300	2090	218	2150	0.104	-1.15	2.15	1970-1979	10

Débit d'étiage (m3.s-1)

Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	14	56	26.1	11.6	23.5	0.445	2.45	4.54	1970-1979	10
Ké-Macina	19	51	31.4	9.83	29.5	0.313	0.921	2.24	1970-1979	10
Douna	1	10	4.80	3.22	3.50	0.672	0.572	1.39	1970-1979	10
Mopti	1	36	16.3	10.8	13	0.663	0.532	1.82	1970-1979	10
Akka	7	58	31.4	21.3	29.5	0.679	0.055	1.01	1970-1979	10
Diré	5	13	8.9	2.51	9.5	0.283	-0.226	1.70	1970-1979	10

Module (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	624	1110	810	148	795	0.183	0.677	2.19	1980-1989	10
Ké-Macina	521	992	688	144	661	0.210	0.908	2.35	1980-1989	10
Douna	121	852	370	278	233	0.750	0.998	1.56	1980-1989	10
Mopti	411	846	582	126	559	0.216	0.894	2.43	1980-1989	10
Akka	445	866	618	129	597	0.209	0.722	1.96	1980-1989	10
Diré	455	796	604	111	579	0.183	0.618	1.68	1980-1989	10

Débit de crue (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	2380	4660	3650	763	3710	0.209	-0.273	1.59	1980-1989	10
Ké-Macina	2090	4240	3240	655	3280	0.202	-0.235	1.81	1980-1989	10
Douna	364	1580	871	421	818	0.483	0.302	1.49	1980-1989	10
Mopti	1400	2770	2080	403	2090	0.194	0.012	1.91	1980-1989	10
Akka	1360	2370	1830	310	1760	0.170	0.287	1.74	1980-1989	10
Diré	1270	1970	1620	209	1600	0.129	-0.026	1.80	1980-1989	10

Débit d'étiage (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	13	86	56	29.1	64	0.519	-0.688	1.38	1980-1989	10
Ké-Macina	15	42	31.7	7.85	34	0.248	-0.946	2.48	1980-1989	10
Douna	0	3	0.8	1.14	0	1.42	1.050	1.81	1980-1989	10
Mopti	8	51	28.4	14.7	30	0.516	0.000	1.36	1980-1989	10
Akka	2	29	16.5	10.6	14.5	0.642	-0.001	1.13	1980-1989	10
Diré	4	36	16.3	13	9	0.796	0.516	1.12	1980-1989	10

Module (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	875	1540	1230	246	1300	0.200	-0.363	1.36	1970-1980	11
Ké-Macina	772	1330	1110	214	1160	0.193	-0.599	1.48	1970-1980	11
Douna	162	542	276	115	242	0.416	1.30	2.89	1970-1980	11
Mopti	614	1030	855	152	892	0.178	-0.439	1.30	1970-1980	11
Akka	698	1440	1140	267	1160	0.234	-0.465	1.51	1970-1980	11
Diré	664	1010	862	116	841	0.134	-0.213	1.50	1970-1980	11

Débit de crue (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	3800	6830	5250	979	5510	0.186	-0.60	1.49	1970-1980	11
Ké-Macina	3480	5090	4480	600	4660	0.134	-0.536	1.31	1970-1980	11
Douna	849	2790	1450	583	1300	0.402	1.28	2.85	1970-1980	11
Mopti	2150	3150	2700	355	2730	0.132	-0.365	1.35	1970-1980	11
Akka	1970	3080	2600	392	2780	0.151	-0.452	1.39	1970-1980	11
Diré	1650	2300	2060	223	2110	0.108	-0.760	1.67	1970-1980	11

Débit d'étiage (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	13	56	24.9	11.7	23	0.470	2.060	4.71	1970-1980	11	
Ké-Macina	15	51	29.9	10.6	28	0.353	0.719	2.25	1970-1980	11	
Douna	1	10	4.55	3.17	3	0.698	0.739	1.54	1970-1980	11	
Mopti	1	36	15.5	10.5	12	0.679	0.706	1.98	1970-1980	11	
Akka	2	58	28.7	22.1	19	0.768	0.201	1.08	1970-1980	11	
Diré	5	13	8.55	2.66	9	0.311	-0.062	1.53	1970-1980	11	

Module (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	624	1110	802	143	749	0.179	0.841	2.42	1980-1990	11	
Ké-Macina	521	992	680	140	618	0.205	1.07	2.63	1980-1990	11	
Douna	121	852	351	271	216	0.772	1.15	1.81	1980-1990	11	
Mopti	411	846	570	126	516	0.221	0.984	2.54	1980-1990	11	
Akka	445	866	612	124	571	0.202	0.872	2.21	1980-1990	11	
Diré	455	796	598	106	567	0.178	0.776	1.89	1980-1990	11	

Débit de crue (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	2380	4660	3580	753	3700	0.210	-0.038	1.54	1980-1990	11	
Ké-Macina	2090	4240	3190	642	3250	0.201	-0.012	1.79	1980-1990	11	
Douna	364	1580	865	400	804	0.462	0.365	1.68	1980-1990	11	
Mopti	1400	2770	2060	387	2020	0.188	0.167	2.06	1980-1990	11	
Akka	1360	2370	1800	304	1700	0.168	0.475	1.84	1980-1990	11	
Diré	1270	1970	1610	205	1540	0.127	0.179	1.85	1980-1990	11	

Débit d'étiage (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	13	86	56.5	27.6	63	0.489	-0.765	1.57	1980-1990	11	
Ké-Macina	15	42	30.8	8	33	0.260	-0.598	2.03	1980-1990	11	
Douna	0	3	0.727	1.10	0	1.52	1.200	2.08	1980-1990	11	
Mopti	0	51	25.8	16.3	27	0.632	-0.058	1.47	1980-1990	11	
Akka	2	29	17	10.2	18	0.599	-0.162	1.22	1980-1990	11	
Diré	4	36	16.5	12.3	11	0.745	0.457	1.22	1980-1990	11	

Module (m3.s-1)											
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)	
Koulikoro	711	1440	996	268	1070	0.269	0.285	1.33	1990-2000	11	
Ké-Macina	599	1260	882	229	911	0.259	0.046	1.47	1990-2000	11	
Douna	139	516	276	145	222	0.526	0.679	1.41	1990-2000	11*	
Mopti	445	1080	750	228	771	0.304	0.072	1.21	1990-2000	11	
Akka	555	1040	762	186	738	0.245	0.447	1.40	1990-1999	10	
Diré	1460	2250	1840	275	1800	0.150	-0.014	1.30	1990-2000	11	

Débit de crue (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	2860	5860	4400	1130	4550	0.256	-0.212	1.27	1990-2000	11
Ké-Macina	2510	4820	3760	849	3950	0.226	-0.420	1.35	1990-2000	11
Douna	788	2320	1300	531	1110	0.410	0.904	1.82	1990-2000	11*
Mopti	1870	3110	2440	468	2490	0.192	0.033	1.39	1990-2000	11
Akka	1580	3110	2190	554	2080	0.254	0.461	1.41	1990-1999	10
Diré	1460	2250	1840	275	1800	0.150	-0.014	1.30	1990-2000	11

Débit d'étiage (m3.s-1)										
Station	Min	Max	Moy.	Ecart - Type	Mediane	Coéff. de Variation (Cv)	Coéff. de Symétrie (Cs)	Coéff. de Applatis. (Ck)	Période d'observation	N(ans)
Koulikoro	24	94	66.5	26.3	76	0.396	-0.425	1.26	1990-2000	11
Ké-Macina	9	48	27.6	12.8	27	0.463	0.162	1.50	1990-2000	11
Douna	0	4	1.10	1.60	0	1.45	1.03	1.63	1990-2000	11*
Mopti	0	90	54.9	26.6	58	0.485	-0.901	2.33	1990-2000	11
Akka	11	85	44.2	20.5	46.5	0.465	0.363	2.42	1990-1999	10
Diré	9	100	43.8	28.1	43	0.642	0.892	2.25	1990-2000	11

Données manquantes : * 1996 (Douna)

Tableau Valeurs de retour des maximum de crue, des modules et des étiages en m3.s-1 à la station de Koulikoro (1907-2000) GEV

	Fréquence de retour sèche				Médiane	Fréquence de retour humide					
	100	50	20	10	5	2	5	10	20	50	100
Maximum	2480	2800	3310	3780	4380	5610	6930	7640	8220	8840	9230
Module	494	586	729	860	1030	1360	1710	1890	2040	2190	2280
Etiage	5.89	8.78	13.5	18.3	24.8	40.2	61.6	76.0	90.1	109	123

Tableau Valeurs de retour des maximum de crue, des modules et des étiages en m3.s-1 à la station Mopti (1922-2000) GEV

	Fréquence de retour sèche				Médiane	Fréquence de retour humide					
	100	50	20	10	5	2	5	10	20	50	100
Maximum	1060	1330	1730	2060	2440	3080	3550	3730	3840	3930	3970
Module	297	365	477	586	733	1070	1500	1780	2040	2370	2600
Etiage	1.22	3.38	7.36	11.9	19.2	43.0	97.8	158	243	415	614

Annexe 4 Calibration des données NOAA-14/AVHRR

Les coefficients de calibration sont calculés et appliqués aux données brutes. Les canaux du visible (canal 1 et 2) sont convertis en luminance (réflectance) ou en albédo. Les canaux 3, 4 et 5 peuvent être convertis en températures.

CALIBRATION DES CANAUX VIS (1) ET PIR (2)

Le satellite NOAA-14 a été lancé sur un orbite presque héliosynchrone le 30 décembre 1994. L'instrument AVHRR à bord ne dispose d'aucune source de calibration des canaux du Visible et du Proche Infrarouge. Pour pallier les dérives de mesure liés au vieillissement de l'instrument en vol, des travaux de calibration des canaux du visible et du proche infrarouge (tableau 1) ont été menés après lancement dans la partie Sud-Est (lat. : 210- 230N et long : 280- 290 E) du désert Libyen considéré comme étant radiométriquement stable (Rao et Chen, 1995).

Une mise en jour des coefficients de calibration (la pente S et l'intercepte I) au pas mensuel est faite depuis novembre 1996 (Rao et Chen, 1996). Les comptes numériques exprimés en format 10 bits (C_{10}) sont transformés soit en luminance ($w.\mu m^{-2}.sr^{-1}$) ou soit en Albédo (%). Le calcul s'effectue dans les deux cas en multipliant le signal AVHRR C_{10} par la pente ou gain approprié S (tableau 2) et en ajoutant au résultat l'intercepte I correspondant. Le signal peut être corrigé de la variation saisonnière de l'énergie incidente solaire au sommet de l'atmosphère.

$A_i = \rho^2 [S_i (C_{10} - C_0)]$, où C_0 est le signal du noir ou offset exprimé en format 10 bits. Il est fixé à 41 dans les deux canaux de NOAA-14/AVHRR.

$$A_i = \rho^2 [S_i C_{10} + I_i] \text{ avec } I_i = -S_i C_0 \quad i = 1, 2.$$

ρ^2 est facteur de correction distance terre-soleil vaut :

$$\rho^2 = 1/[1.00011 + 0.034221 \cos \theta + 0.001280 \sin \theta + 0.000719 \cos 2\theta + 0.000077 \sin 2\theta]$$

ρ = distance terre-soleil exprimée en unité astronomique, θ en degrés = $0.9863 * n$, n le numéro d'ordre du jour de l'année vaut 0 au 1^{er} janvier et 364 au 31 décembre.

La luminance L_i et l'albédo A_i sont liés par la relation :

$$A_i = (100\pi L_i \omega_i) / (F_{oi} \cos \theta_o)$$

ω_i est la largeur effective du canal i

F_{oi} est l'éclairement solaire extra-terrestre (Wm^2) pour la bande passante du canal i

θ_i est l'angle zénithal solaire

La luminance est convertie en Réflectance par la relation :

$$\text{Réflectance} = \text{Luminance} * K, \text{ avec } K = \frac{100 * \pi * \omega}{F}$$

Tableau 1 Caractéristique physique des Canaux 1 et 2 (NOAA14).

Caractéristiques Canaux	Bande spectrale (μm)	Longueur d'onde effective λ (μm)	Largeur équivalente ω (μm)	Eclairage solaire F(w/m ²) Nekel et Labs 1984	
1 (VIS)	0.58 - 0.68	0.641	0.129	207.1	221.41
2 (PIR)	0.72 - 1.1	0.842	0.244	251.01	252.29

Tableau 2 Équations de calibration des données AVHRR des canaux 1 et 2.

	Canal	Luminance	Albédo
Novembre 1996	1	S1=0.00118d + 0.557	S1=0.000232d + 0.109
	2	S2=0.00122d + 0.423	S2=0.000373d + 0.129
décembre 1998	1	S1=0.000690d + 0.566	S1=0.000135d + 0.111
	2	S2=0.000435d + 0.440	S2=0.000133d + 0.134

CALIBRATION DES CANAUX 3, 4 et 5 DU DOMAINE THERMIQUE

Le compte numérique fourni par le capteur dans le canal i est converti en luminance comme suit :

$$E_i = S_i C + I_i$$

E_i est la luminance en mW/(m². sr. cm⁻¹), C est le compte numérique (0 à 1023), S_i en mW/(m². sr. cm⁻¹) par compte et I_i en mW/(m². sr. cm⁻¹) sont respectivement la pente (gain) et l'intercepte définis par :

$$S_i = \frac{R_T - R_{sp}}{C_T - C_{sp}} \quad I_i = R_{sp} - S_i C_{sp}$$

où R_T est la luminance de la source de calibration (calculée à partir des données de la table de calibration du satellite), R_{sp} est la luminance de l'espace (lue sur la table de calibration du satellite), C_T et C_{sp} sont respectivement les comptes moyens de la source de calibration (à bord satellite) et de l'espace fournis par le senseur. Cette méthode du gain et de l'intercepte suppose que la réponse des détecteurs est linéaire.

Avant le calcul de la luminance, les coefficients de calibration (gain et intercepte) sont normalisés en les divisant respectivement par 2^{30} et 2^{22} .

Compte tenu de leur nature : type InSb (canal 3) et HgCdTe (canaux 4 et 5), les détecteurs présentent en fait des réponses non linéaires. Un traitement non linéaire moins sensible au bruit thermique permet de corriger le premier calcul de la luminance.

$$RAD = A \times E_i + B \times E_i^2 + D$$

Les coefficients A, B et D fonctions du canal sont définis dans le tableau ci-après :

Tableau 3 Coefficient de correction de la luminance des canaux 3, 4 et 5 de NOAA-14/AVHRR

Coefficients	Canal 3	Canal 4	Canal 5
A	1.00359	0.92378	0.96194
B	0.0	0.0003822	0.0001742
D	-0.0031	3.72	2.00
R _{sp}	0.0069	-4.05	-2.29

La luminance ainsi calculée peut être convertie en température de brillance (ou température radiative apparente) en utilisant des tables ou l'inverse de la fonction de Planck définie par :

$$T(E) = \frac{C_2 w}{\ln \left(1 + \frac{C_1 w^3}{E} \right)}$$

T est la température en Kelvin (K),

E est la luminance en mW/ (m². sr. cm⁻¹),

w est le nombre d'onde central du canal en cm⁻¹,

C₁ = 1.1910659 × 10⁵ mW/(m². sr. cm⁻⁴),

C₂ = 1.438833 cm-K.

Tableau 4 Nombre d'onde Central pour les canaux infrarouge de NOAA-14/AVHRR

Gamme de Température (K)	Canal3 w (cm ⁻¹)	Canal4 w (cm ⁻¹)	Canal5 w (cm ⁻¹)
190-230	2638.652	928.2603	834.4496
230-270	2642.807	928.8284	834.8066
270-310	2645.899	929.3323	835.1647
290-330*	2647.169	929.5878	835.374

* applicable à la température de surface de la mer.

Annexe 5 Liste des points GPS effectués, description des environnements et indication des photos prises.

Mission Delta Intérieur du Niger
26 octobre –03 novembre 2000

Date	N° du site	latitude	longitude	Description du site	Etat du ciel (nuage, éclairage)	observations	
27/10/00	1	14°30'53"	04°11'41"	Cours de l'IER (Mopti) ex ADRAO	Ciel clair/7h40		
	2	14°30'49"	04°11'43"	Quai Quai "usine" P1.1	12h15	Eau libre/sol (habitations)	
	3	14°29'32"	04°12'06"				
	4	14°30'10"	04°12'15"	Ilot de bourgou en plein Niger P1.2, P1.3*	13h24		
	5	14°26'52"	04°15'39"	Eau/sol (village Nkomi) P1.4, P1.5*, P1.6	14h40	Rive droite Rive gauche - Niger	
	6	14°25'58"	04°18'20"	Eau/eau végétalisée P1.7*, P1.8*	15h12	Rive droite	
	7	14°23'10"	04°22'32"	Eau/sol limoneux exondé sec P1.9* P1.10	16h25		
	8	14°18'39"	04°26'02"	Herbes: rive droite P1.11 Végétation : rive gauche P1.12	17h30	Distinction herbes et arbustes	
28/10/00	9	14°13'23"	04°29'38"	Village Kouakourou (<i>arrivés à la veille vers 19h</i>)	6h59	Rive droite	
	10	14°14'35"	04°31'09"	Eau (fleuve)/sol limono-argileux sec + végétation P1.13, P1.14	7h42	Rive droite Rive gauche	
	2km environs plus loin les deux rives redeviennent tout herbeuses ponctuées de quelques arbustes épineux.						
	11	14°13'40"	04°37'11"	Village Kolenzé/eau (fleuve)		Rive droite - Niger	
	12	14°12'48"	04°44'19"	Village Koa/eau (fleuve) P1.15 (rive gauche), P1.16 (village), P1.17*	10h02		
	13	14°08'39"	04°59'50"	Echelle limnimétrique (Tilembeya) 546m P1.18 (échelle), P1.19, P1.20	12h37		
	14	14°08'26"	05°01'45"	Diafarabé bordure Ouest du fleuve (Niger-Diaka) P1.21 (Diafarabé) P1.22 (bordure Ouest Niger-Diaka)	13h35	Début du défluent Diaka	
	15	14°09'32"	05°00'52"	Echelle de la station de Kara: Côte = 466 cm P1.23	14h40		
	16	14°13'22"	04°59'32"	Village Diakera, sols argileux nus sec avec quelques bouquets d'arbres épineux P1.24, P1.25, P1.26	15h24	Rive droite	
	A partir du site 16 sur 1 km environ apparaissent de hautes herbes sur sols limoneux sous une fine couche d'eau partiellement exondée et humide. Cet ensemble est suivi de sols exondés sec couvertes (mélange arbres et herbes) en cours de pâture.						
	17	14°18'18"	04°57'10"	Taga Diaka (campement Bozo: rive gauche) P1.27 (rive droite)	16h42		

	18	14°19'15"	04°54'46"	Nènabe (campement Bozo) zone mixte : sol limoneux, humidité (extension faible), eau végétalisée (herbes + riz) P2.1, P2.2		Rive droite
	19	14°22'26"	04°52'42"	Village Tanguéré Sanga P2.3	17h37	Rive droite Village Tanguéré Sanga (nuit)
29/10/00	20	14°22'10"	04°52'25"	Berge exondée et eau végétalisée P2.4	7h13	Tanguéré Sanga (nuit)
	21	14°21'55"	04°52'14"	Eau végétalisée (riz + eau) lame d'eau=37cm, Hauteur du riz au-dessus de l'eau = 75c m P2.5, P2.6	7h26	
	22	14°21'27"	04°51'42"	Rizière lame d'eau 30cm à 96 cm à 100m plus loin. P2.7	7h52	Tanguéré Sanga (suite)
	23	14°21'15"	04°51'39"	Rizière sur sol latéritique inondé (P2.8) Sol (gravillon latéritique + argile) sec 50 sur 200m environ), avec une auréole humide sur environ 15m	8h12	
	24	14°25'29"	04°52'04"	Passage sol humide/eau végétalisée à l'Est du site (P2.9), sol sec à l'Ouest du site (P2.10), Village Toko (P2.11)	10h14	Village Toko
	25	14°28'52"	04°48'47"	Petit bras inondé après Takanene	11h05	
	26	14°30'11"	04°49'31"	P2.12 sols sablo-argileux humides/eau végétalisée P2.13 Sindé daga au Nord sur sols sablo-argileux sec, P2.14 dune vive /eau végétalisée, Longueur de la dune environ 500m dont les deux extrémités occupées par les habitations, les herbes sont peu développées, P2.15 dune / Sindé Corbo au Sud, P2.16 dune /eau libre Diaka	11h25	Rive gauche du Diaka
	27	14°32'23"	04°47'35"	Ilot: eau végétalisée en plein Diaka près du village de Manguila P2.17	13h03	
	28	14°34'09"	04°47'16"	Herbes peu développées sur sols alluvionnaires exondés humides et inondés P2.18 et P2.19	13h30	200m au Sud du village Somoguiri
	29	14°35'25"	04°47'47"	P2.20, P2.21 sols limono-argileux exondés secs P2.22 village	13h50	Village Boukari
	30	14°37'05"	04°46'00"	Sol sec + eau végétalisée/Diaka Zone inondée navigable à pirogue	14h39	Rive droite à hauteur de Diandiori
	31	14°38'49"	04°44'41"	eau végétalisée : herbes au ras du sol à l'Ouest du village, herbes plus hautes (1m) à l'Est sols exondés sec (rive gauche Diaka)		Rive droite Village Ouroubou
	32	14°40'13"	04°43'30"	Rive gauche : herbes (dizaine de cm à 2m sur sols inondés et exondés humides (faible %) P2.23 et P2.24 Rive droite : herbes (10-20cm) inondées + sol sec (% faible)	15h29	Entrée du village Diougui Demba
Rive gauche : après Diougui Maoudé présence de 700 à 800m sur 100 à 150m de sols argileux nus avec termitières exondées						
	33	14°44'37"	04°41'30"	P2.25 couvert mixte P2.26 herbes inondées + sols nus humides + sols nus sec P2.27 herbes prépondérantes Hautes herbes inondées à la rive droite	16h39	Rive gauche

	34	14°47'55"	04°38'07"	Rive gauche : sols secs nus et couverts (herbes courtes + buissons épineux sur plus d'un km ²) Rive droite : eau végétalisée (grandes herbes), P3.1 (rive Diaka + sol sec) P3.2 (sol sec), P3.3 (sol sec village)	17h40	Village Kamaga Sebé (nuit)
	35	14°53'52"	04°36'24"	Diakara environ 100m de largeur Rive droite : herbes courtes 10 - 20cm Rive gauche : hautes herbes (50cm et +) inondées	Ciel nuageux	Village Koumbé rive droite
	36	14°56'18"	04°33'50"	Rive gauche : rizière	9h07	Village Dagada
	37	14°56'27"	04°31'34"	Rive gauche : hautes herbes (>1m) inondées P3.4*	9h49	Village Ouro-Galo rive gauche
Entre les sites 37 et 38 : Rive droite - hautes herbes Rive gauche rizière + jachère devenu pâturages inondés						

	38			Rive droite : hautes herbes (2m) inondées P3.5 Rive gauche : herbes courtes (0.5m) P3.6	10h34	
		14°57'02"	04°29'12"			
	39	14°58'48"	04°27'42"	Eau végétalisée (Hautes herbes)	11h14	Village saré Beré
	40	15°05'09"	04°32'50"		13h41	Village Taryeni
	41	15°09'02"	04°20'02"	Largeur Diaka ~200m, profondeur de l'eau = 2.14m		Village Djougueli (nuit)
	42	15°12'50"	04°18'58"	Prof. De l'eau 1.56 à 1.61m P3.7		Village Banadje
31/10/00	43	15°13'27"	04°13'57"	Eau végétalisée avec beaucoup de poche d'eau libre, profondeur de l'eau = 2.61 m, hauteur des herbes au-dessus du plan d'eau = 50 à 60 cm. P3.8	Ciel nuageux 7h40	
	44	15°13'31"	04°12'50"	Entrée de Walado Débo, Profondeur de l'eau = 3.77m P3.9	8h05	Walado Débo
	45	15°13'58"	04°12'50"	Walado Campement Retour dans ce campement suite à une tempête sur le Walado Débo	8h40	
	46	15°13'45"	04°12'20"	Lac Walado Débo, Profondeur de l'eau = 4 m	11h35	Walado Débo
	47	15°14'19"	04°11'38"	Profondeur de l'eau = 4 m	11h43	
	48	15°15'19"	04°10'14"	Profondeur de l'eau = 4,5 m, P3.10 (Ouest), P3.11 (Sud)	11h55	
	49	15°16'47"	04°09'35"	Eau végétalisée, profondeur de l'eau = 3m, P3.12 (Est), P3.13 (Ouest)	12h16	

	50	15°17'49"	04°08'40"	Profondeur de l'eau =3 m	12h32	Débo
	51	15°17'01"	04°06'45"	Eau végétalisée, P3.14* P3.15		
	52	15°18'07"	04°02'50"	Profondeur de l'eau =3m		Vers bordure Nord -Ouest du lac Débo vers Gourao
	53	15°18'54"	04°02'07"		14h16	
	54	15°18'31"	04°01'54"	P3.16 : limite Débo/dune sèche à couverture épars (arbres épineux), zone humide 2 à 3 m de largeur seulement P3.17: village Gourao sur la dune P3.18: dune à couverture épars + bute témoin gréseux P3.19 : limite bute témoin, dune et Débo	14h49	Limite Nord - Ouest du Débo à Gourao
	55	15°16'40"	04°03'09"	Eau libre + eau végétalisée	15h16	
	56	15°14'53"	04°03'43"			
	57	15°14'34"	04°01'39"		17h08	
	58	15°13'29"	04°02'24"		17h49	M'Bougouwa (camp ^t Bozo) sur le Mayo Dembé (nuit)
01/11/00 Même environnement aux petites variations près de plus en plus herbeux vers les sites 70, 71, 72 et 73	59	15°12'15"	04°03'09"	zone à hautes herbes exondées	7h13	Rive gauche Mayo Dembé
	60	15°11'48"	04°04'17"	Sols couverts (herbes) exondés	7h32	Rive gauche
	61	15°11'10"	04°04'40"	Point de rencontre de bras		Kofel (camp ^t Bozo)
	62	15°10'44"	04°06'14"	Zone exondée mixtes : sol argileux exondé sec et inondé couvert (beaucoup d'arbustes, faible % herbes)		
	63	15°09'30"	04°07'00"	Sols limono-argileux exondés sec couverts (arbres essentiellement) sur les deux rives P3.20, P3.21, P3.22		
	64	15°04'16"	04°08'32"	Même environnement qu'au site 63 avec une bande (1km sur 0.5km environ) d'eau végétalisée (herbes)	9h59	
	65	15°01'22"	04°09'33"	P3.23 (plantation) P3.24 (plantation + rizière)	11h20	Rive gauche
	66	15°00'46"	04°09'40"	Fin de la plantation		
	67	15°00'21"	04°10'03"	Sols argileux nus exondés		Village Tebé rive gauche
	68	14°57'25"	04°10'07"	Rizières (environ 500m sur 1000m)		Rive gauche
	69	14°56'49"	04°10'04"		13h05	Village Saba (Rive gauche)
	70	14°51'50"	04°10'16"		14h25	Tanguéré Modi (camp ^t Bozo)
	71	14°48'04"	04°11'34"		Ciel nuageux 15h07	Keredaga (camp ^t Bozo)
	72	14°46'23"	04°11'20"	Point de départ de Mayo Ranéo	15h43	Tiatamadi (camp ^t Bozo)
73	14°45'02"	04°11'07"	Zone de manguiers sur environ 400m		Seyeri (camp ^t Bozo)	
74	14°43'17"	04°10'23"	Zone de manguiers sur environ 600 - 700m	16h47	Bente (camp ^t Bozo)	

	75	14°39'49"	04°10'07"		17h35	Nimbeté
02/11/00	76	14°38'58"	04°09'55"	Eau végétalisée (herbes) 25cm de lame d'eau	7h29	
	77	14°35'57"	04°10'34"	Rizières	8h26	Rive droite Village Nimintogo
	78	14°33'27"	04°11'27"	Rizières	9h02	Rive droite Village Hamara
	79	14°30'42"	04°09'49"	Goudron Mopti - Sévaré		Mopti - Sévaré
	80	14°30'53"	04°09'00"	Limite des rizières sur l'axe Mopti-Sévaré		
	81	14°31'32"	04°06'34"			
03/11/00	82	14°03'42"	04°08'41"	Vaste surface latéritique dénudée sec ponctuée de quelques arbustes et herbes sèches (face la plaine de Sofara) P3.25, P3.26	10h04	Route Mopti - Ségou
	83	13°58'55"	04°12'44"	Sol sableux couverts (arbustes)		
	84	13°12'51"	05°54'10"	Station de Douna hauteur de l'eau : 389cm (contre 436 à la date du 26/10/00)	13h59	

P1.3: Pellicule N°1.photo N°3

* Photo peu réussie

Rq: Ciel clair le 27, 28 et le 29 octobre

Mission Delta Intérieur du Niger 19-22 février 2001

Liste des points GPS effectués, description des environnements et indication des photos prises.

Sauf indications, ciel clair le 18 et le 19. Ciel partiellement voilé le 20 au matin s'éclaircissant en fin de matinée.

Ciel assez voilé (haut voile de stratus) le 21 avec éclaircies passagères. Ciel plutôt clair le 22.

Pour les photos la direction de visée est donnée après chaque numéro. Parfois c'est la rive visée qui est indiquée.

Date	N° site	latitude	longitude	Description du site	Etat du ciel (nuage, etc)	observations	Photos
18/02/01	A	14°30'877	04°09'072	Herbes sèches, rizières sèches. Sol argilo-sableux. Qq arbustes.	16h44	Axe Mopti-Sévaré	552 E
	B	14°30'672	04°09'936	Rizières sèches. Sol sablo-argileux. Qq petites mares résiduelles.	16h49	Axe Mopti-Sévaré. Dans la Courbe	553 W
19/02/01	C	14°32'053	04°12'055	RG : eau. RD : digue et rizières sèches.	10h12	Entre paramétrique et Nantaka	578 RD
	D	14°35'137	04°10'834	RD : limite fleuve/sol sablo-limoneux à herbes sèches. RG : eau 500 m + sol sec et herbes	11h07		585 RD
	D1	14°40'354	04°09'672	RD à 100 m : berges, sol sec, herbes basses et hautes sèches, qq arbustes. RG : eau 300/400 m	12h00	Après défluence Mayo Dembé	
	D2	14°41'815	04°08'620	RD : sol sec + herbes sèches. RG : très arborée + village.	12h15	Au milieu du fleuve	
	E	14°44'950	04°05'202	RD : eau 200m + sol sec + herbes sèches + arbres. RG : eau + sol sableux + herbes vertes + village + arbres	13h06	Milieu du fleuve au Niveau de Saya	590 RG

	F	14°46'600	04°05'325	RD : eau 100 m + forêt d'eucalyptus + berge sableuse sèche. RG : eau 500 m + berge sableuse	13h18 ciel voilé		
	G	14°50'891	04°04'128	RD : eau 300 m + berge sol sableux sec + herbes 300 m + village. RG : eau 300 m + berge sol sec + herbes 300 m.	13h55 ciel voile	Milieu fleuve au niveau de Sanséladji	
	H	14°52'534	04°01'888	RD : eau 500 m + sol sableux sec + hautes herbes. RG : eau 150 m + berge + sol sablo-argileux sec + herbes sèches	14h19 ciel voilé	Gatal fleuve	592 RG
	I	14°53'178	04°00'587	RD : fleuve 100 m + berge sablo-limoneuse sèche + herbes sèches 100 m + forêt d'eucalyptus (Lxl = 1 km ²). RG : eau 500 m + berge sable humide 100 m + berge sol sec + herbes sèches.	14h29 ciel voilé	Forêt d'eucalyptus avant Kotaka	594 RD 595 RG
	J	15°04'779	03°55'540	RD : rochers/eau 500 m + sol sbalo-argileux + herbes sèches + arbres/arbustes. RG : eau 150 m + berge argilo-limoneuse + herbes sèches sur sol sec.	16h36	Rochers de Bouna	596 RD
20/02/01	Cam pl	15°09'167	03°58'259	RD : eau 300 m + berge sol sec + herbes sèches. RG : sol sec + herbes sèches.	06h34 ciel voilé	Berge RG.	
	K	15°09'350	03°59'000	Sol sec 90 %. Sol humide + qq mares résiduelles 10%. Sol sec (argilo-limoneux) : Nu : 5% Bourgou séché couché : 45% Epineux 1-2 m : 35% Herbes fond de mare (sèches): 15%	08h48 ciel voilé	Nord ouest Bouna. RG.	604 W 605 N 606 E
	L	15°09'523	03°58'810	Mares résiduelles : 15% (L : 500/800 m, l : 50/150m). Bourgou séché et couché en bandes : 15%. Fonds de mare +/- humides avec quelques parties sèches, recouverts de végétation séchée à 90% : 50%. Epineux : 10%. Bords de mare à herbe verte rase : 10%.	09h09 ciel voilé		607 SW 608 NW
	M	15°09'661	03°58'616	Sol sec + herbes sèches + épineux : 10%. Mares résiduelles 90% (eau + veg. aquatique + berges argileuses humides et herbes vertes et sèches)	09h24 ciel voilé, + lumière oblique	Point de berge un peu élevé, doit être hors d'eau le plus souvent, mais environné d'eau à 90% en début de crue.	Voir L
	N	15°09'477	03°58'462	Nord : mare + eau végétalisée Sud : fond de mare +/- humide avec végétation sèche. Est : berge fleuve. Ouest : talus de mare à épineux et bourgou.	09h50 Ciel presque clair	Limite mare + eau végétalisée / fond de mare +/- humide avec végétation sèche.	609 N 610 S 611 W 612 E

O	15°09'497	03°58'462	Limite bourgou + épineux / mare / fond de mare à herbes sèches.	10h07	Bord est de la mare.	613 O 614 E (épineux et berge) 615 fleuve + berge
P	15°18'310	04°01'411	Sud : rochers/berge 100m + eau peu profonde (0,5/1,5 m) Nord : rocher 400/500 m + dunes à épineux.	12h21 Ciel presque clair	Sur le Gourao, entre Foulbe et Bozo. Vue Sud	617 ESE 618 W 620 S
Q	15°18'369	04°01'392	Est et Ouest : rocher Nord : rocher + sol sableux avec arbustes. Sud : rocher + eau + sol exondé humide.	12h27	Gourao sommet	621 N 622 W
R	15°18'286	04°01'355	Nord : tout rocher > 500 m Est et Ouest : tout rocher > 500 m. Sud : eau faible profondeur (0,5/1,5m) + berge argilo-sableuse humide 50 m.	12h41	Sud Gourao, bord du rocher/berge humide.	628 N 616 S
S	15°17'787	04°03'470	Eau libre	13h44	Entrée Débo	
T	15°18'226	04°03'633	Eau libre	13h49	Entrée Débo	
U	15°20'364	04°04'042	Ouest : eau prof. 40 cm. Est : sable limoneux humide 100 m + sable sec avec qq épineux épars	14h38	Berge entre Gourao et Guindio	632 SE (641 W, mais point décalé)
V	15°20'531	04°03'912	Est : dune vive + qq arbustes Ouest : berge sablo-limoneuse +/- humide + eau peu profonde	14h47	Limite Dune vive/berge sablo-limoneuse	633 N
W	15°20'677	04°03'850	Centre : zone dunaire + qq arbustes Est : à 400 m : zone inondée + végétation aquatique Ouest : berge + eau à 300 m	14h59	Au milieu de la zone dunaire	635 Centre 636 E 637 W
X	15°20'087	04°04'134	Eau libre, prof. 40/50 cm	15h30	Lac Débo, face à la dune de Guindio	629 W
Y	15°17'965	04°04'549	Eau Libre.	16h02 Un peu de soleil	Milieu Débo Est. Entre Guindio et Soroba.	642 SE
Z	15°16'987	04°03'934	Eau des mayos, sol humide, nu et végétalisé (bourgou).	16h30	500 m après l'entrée du Mayo Dembé	
AA	15°15'344	04°03'949	Eau + berges humides + herbes vertes et sèches	17h20	Mayo Dembé	64 E

21/02/01	Cam p2	15°14'980	04°03'891	Est : Eau+vég. aquatique + herbes sèches + épineux. RD : eau + vég. aquatique.	07h55	Sur la RG du Mayo Dembé, au bord de la mare NE du Soroba.	12 NE (vu depuis le Soroba). Le Campement est à droite du barrage à poissons sur la berge.
	AB	15°14'769	04°04'082	Eau libre 80%. Veg aquat. : 20%	09h18	Milieu mare NE du Soroba	1 SW 12 NE
	AC	15°14'271	04°04'141	Ouest : rocher + veg. +/-sèche. Est : eau prof. 40/50 cm + veg. aquatique.	09h30	Limite est rocher Soroba	4 E 5 W
	AD	15°14'207	04°04'136	Ouest : rocher. Nord et Sud : rocher + veg. +/- sèche. Est : rocher + eau + veg. Aq.	09h44	Première hauteur à l'Est du Soroba.	6 NNE 7 ENE 8 SE 9 S 10 SW 11 NNW
	AE	15°14'029	04°04'240	Ouest, Nord et Sud : id AD. Est : plus de rocher.	10h05	Centre Est du Soroba.	
	AF	15°13'984	04°04'287	Ouest, Nord et Sud : id AD. Est : rochers.	10h15	Sommet du Soroba.	28 S 29 N
	AG	15°13'990	04°04'369	Sud : rocher 300/400 m + veg aq. +/- sèche. Nord : Veg. Aq. +/- sèche + qq traces d'eau.	10h48	Pied de la grotte 1, au Nord du rocher.	31 W 33 E
	AH	15°14'179	04°04'219	Id AG.	10h58	Pied de la grotte 2, au Nord du rocher.	
	AI	15°14'874	04°04'056	Eau + végétation aquatique sur les pourtours, prof : 30/40 cm.	11h24 Ciel voilé	Milieu mare NE Soroba.	
	AJ	15°17'683	04°03'542	Eau libre	12h15 Ciel voilé	Débo, partie Est	
	AK	15°18'308	04°05'540	Eau libre, prof : 1,5 m.	12h26	Débo, Est.	
	AL	15°18'445	04°05'540	Eau libre, prof : 0,5 m.	12h43	Débo, Nord-Est.	
	AM	15°18'986	04°07'051	Eau libre, prof : 1 m.	13h00	Débo, NNE	
	AN	15°18'783	04°10'870	Eau libre, prof : 1,7 m.	13h17	Débo, centre Sud	67, 71
	AO	15°17'747	04°04'049	Eau libre	15h31	Débo Sud-Est	
	AP	15°17'631	04°03'450	Eau libre	15h38	Débo Sud-Est	
	AQ	15°17'359	04°02'785	Nord, Est, Ouest : Eau libre. Sud : eau libre + entrée Issa Ber	15h45	Limite Sud du Débo, entrée de l'Issa ber	
	AR	15°17'105	04°02'773	RG : Eau + bourgou + campement Bozo. RD : Bourgou + eau.	15h48	Entrée chenal Issa Ber	
	AS	15°16'676	04°02'201	Eau, chenaux, bourgou, herbes sèches.	15h55	Issa Ber	
	AT	15°16'340	04°01'173	Eau, chenaux, bourgou, herbes sèches.	16h09	Issa ber au Sud de l'Aïre Kadiel.	

	AU	15°15'749	03°59'950	Eau, chenaux, bourgou, herbes sèches.	16h21	Issa Ber, env 1 km N jonction Goura Bozo	
22/02/01	Cam p3	15°07'132	03°58'050	RD : eau 300 m + 250 m herbes vertes/sèches/épineux. RG : 50 m herbes sèches/sol argileux sec + 250 m sol argileux sec + 100 m bourgou sec/bord de mare-herbes humides + 100 m eau végétalisée + 100 m eau libre.	07h30	Berge RG Issa Ber, Sud-Ouest de Bouna.	86 NE 90 W
	AW	14°52'463	04°02'019	RD : eau 500 m. RG : 80 m berge argilo-sableuse sèche et nue + sol argilo-sableux sec/herbes jaunes sèches.	11h28	Issa ber, RG, avant le Mayo Ninga.	102 NE 117 NE
	AX	14°52'638	04°02'371	Est et Ouest : sol argilo-sableux sec, beige/gris clair, avec herbes sèches jaunes en abondance.	11h43	RG du Mayo Ninga, coude Ouest vers Batamani Daga.	103 NNW 104 SSE 105 NNE
	AY	14°52'758	04°02'750	Bourgou (+riz ?) séché, jaune et épais, recouvrant tout le sol : 90%. 10% : petits fonds de mare argileux gris clair secs, partiellement couverts d'herbes sèches jaunes.	11h52	Ouest Batamani Daga.	106 N 107 S 108 SE
	AZ	14°52'515	04°02'666	Est : herbes sèches, jaunes épaisses. Ouest : ½ eau libre, ½ vég. Aq. Verte.	12h02	Mare Ouest de Batamani Daga	109 W 110 E 111 N 112 S
	AA A	14°52'318	04°02'501	Nord : 200 m (herbes sèches jaunes et vert/jaune) + mare avec ½ eau libre et ½ eau végétalisée. Est et Ouest : herbes sèches jaunes + patches de sol nu gris. Sud : 250 m herbes sèches jaunes / patches de sol nu gris + eau/eau végétalisée (5%) + berge + fleuve.	12h13	Sud Ouest Batamani Daga	113 N 114 S
	AAB	14°52'366	04°02'283	Herbes sèches jaunes 100%. Au Sud berge + fleuve à 200/250 m.	12h21	Entre Batamani et Gatal, amont de Gatal RG.	115 E 116W

Annexe 6 Modèle agro-écologique

Dans l'estimation des superficies inondées dans la zone deltaïque on utilise la répartition spatiale des unités taxonomiques (TI1 et TI7, TI2, TI3 et TI4) au sein des zones agro-écologiques (tableau 1) et la cote correspondant au maximum décadaire moyen de la station de Mopti. Il faut rappeler que les TI sont caractérisées chacune par sa position topographique relative, son épaisseur de la lame de submersion (voire tableau 6.2) et que le processus de l'inondation est linéaire entre les seuils.

Selon le comportement de la hauteur maximale décadaire H (cm) de la crue à Mopti trois situations peuvent se présenter :

$H < 263$ cm (cote de remplissage des rizières (TI2)) seuls le lit majeur et les lacs centraux ($X6 = 1269 \text{ km}^2$) sont inondés.

$H >$ maximum décadaire moyen (660 cm dans la référence Cissé et Gosseye) toutes les TI (16048 km^2) sont inondées plus une surface supplémentaire non reconnues comme unités taxonomiques inondables. La surface supplémentaire est estimée par extrapolation linéaire de la superficie de TI3 inondée. C'est à dire en multipliant la différence de cote ($H - 660$) par la superficie unitaire de TI3 inondée ($4474/60$) : $60 \text{ cm} =$ épaisseur de la lame de submersion.

H occupe une position intermédiaire entre deux seuils (seuil₁ et seuil₂ avec seuil₁ > seuil₂) : la superficie inondée maximale est égale à la somme de la superficie de toutes TI situées sous le seuil₂ ($h_{\text{seuil}2}$) immédiatement inférieur à H augmenté du produit de la différence de cote ($H - h_{\text{seuil}}$) par la superficie unitaire de la TI ou groupe de TI inondée situé au dessus du seuil₂. La superficie unitaire s'obtient en divisant la superficie de la TI ou groupe de TI inondée par son épaisseur de lame de submersion. Les exemples du modèle Cissé et Gosseye sont donnés dans le tableau 2.

Dans le cas de changement de référence, après avoir défini les seuils, le calcul des superficies suit le même procédé. Toute fois les deux avant dernières lignes du tableau 2 doivent être actualisée. En effet la cote de début de l'inondation étant fixé à 263 cm il faut considérer la différence entre le dernier seuil et la cote 263 au lieu de la valeur 337 ($480 - 263 = 337$ modèle Cissé et Gosseye, 1990). Ainsi dans les estimations des superficies maximales inondées dans cette étude nous avons utilisé respectivement dans les références 1990-1993, 1994-2000, 1990-2000 et 1969-1978 les valeurs 178, 267, 197 et 287 à la place de 337.

Tableau 1 Superficie totale en km2 des différentes unités inondables par zone agro-écologiques du Delta intérieur du Niger (Hiernaux, 1983 ; PIRT, 1983)

Zone agro-écologique	TI1	TI2	TI3	TI4	TI7	X6	Superficie Maximale	Superficie totale
							inondée en crue normale ($H_{\text{max-Mopti}} = 660 \text{ cm}$)	
Plateau	53	47	9	0	0	0	109	10360
Delta Central	6104	705	3852	333	779	820	12593	16790
Méma Dioura	57	0	256*	0	0	0	313	5370
Gourma	76	0	0*	0	109	0	185	11190
Bodara	5	0	2*	0	0	0	7	2762
Zone Lacustre	1185	0	355	0	852	449	2841	10500
Zone Deltaïque	7480	752	4474	333	1740	1269	16048	56974

* superficie non atteinte par la crue

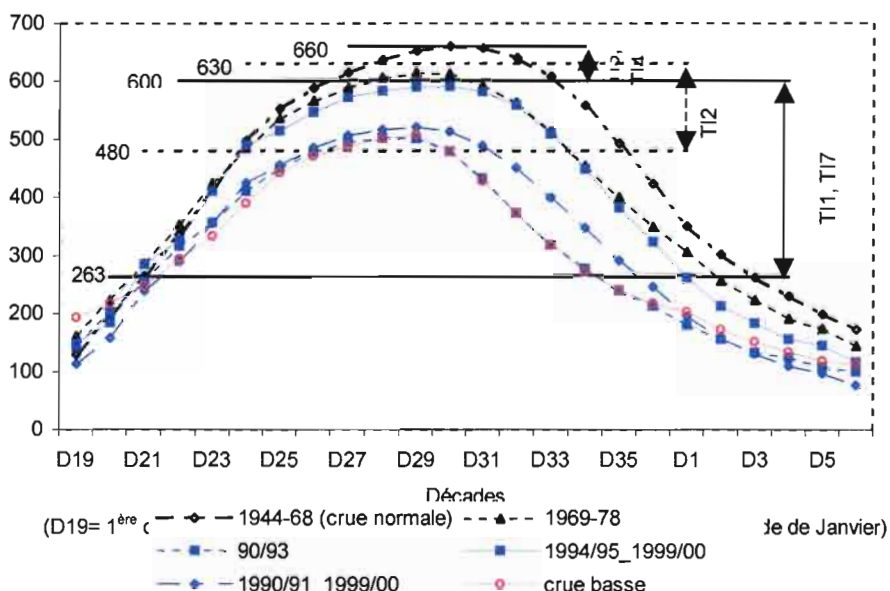


Figure 1 Courbe limnimétrique de la crue moyenne à Mopti sur la période de référence 1944-1968 (Cissé et Gosseye, 1990) avec indication des seuils d'inondation des unités taxonomiques inondables du Delta intérieur du Niger (TI1 et TI7, TI2, TI3 et TI4) et courbes limnimétriques des périodes de référence 1969-1978 (Orange *et al.*, 2002), 1990-1993, 1994-2000, et 1990-2000.

Tableau 2 Hauteur maximale décadaire de la crue à Mopti (en cm) et calcul de la surface inondée (en km²) selon le modèle d'inondation Cissé & Gosseye dans la zone deltaïque.

Côte de crue à Mopti (cm)	Surface de la zone deltaïque (km ²)	Observations
660 et plus	$S = TI1 + TI2 + TI3 + TI4 + TI7 + X6 + \text{augmentation de surface}$ $S = 7480 + 752 + 4474 + 333 + 1740 + 1269 + (4474/60)(H-660)$ $S = 16048 + 74.5667(H-660)$	Extrapolation linéaire de TI3
630 à 660	$S = TI1 + TI2 + TI7 + X6 + TI3 \text{ réduit} + TI4 \text{ réduit}$ $S = 11241 + (4216/60)(H-600) + (333/60)(H-600)$ $S = 11241 + 75.8167(H-600)$	TI3 du Méma Dioura et du Borda non atteinte par la crue
600 à 630	$S = TI1 + TI7 + X6 + TI2 \text{ réduit} + TI3 \text{ réduit} + TI4 \text{ réduit}$ $S = 10304 + (752/150)(H-480) + (4216/60)(H-600) + (333/60)(H-600)$ $S = 10304 + 5.0133(H-480) + 75.8167(H-600)$	TI3 du Méma Dioura et du Borda non atteinte par la crue
480 à 600	$S = X6 + TI1 \text{ réduit} + TI2 \text{ réduit} + TI7 \text{ réduit}$ $S = 1269 + (7342/337)(H-263) + (752/150)(H-480) + (1631/337)(H-263)$ $S = 1269 + 26.6261(H-263) + 5.0133(H-480)$	Méma Dioura, Gourma et du Borda non atteints par la crue
263 à 480	$S = X6 + TI1 \text{ réduit} + TI7 \text{ réduit}$ $S = 1269 + (7342/337)(H-263) + (1631/337)(H-263)$ $S = 1269 + 26.6261(H-263)$	TI2, TI3 et TI4 non atteintes
moins de 262	$S = 1269$	

Annexe 7 Les surfaces inondées dans le Delta intérieur du Niger au Mali par NOAA/AVHRR

Mariko¹ A., Mahé² G., Servat² E

1 IRD BP 84 Bamako Mali, amariko@ird-ml.org

2 IRD UMR - Hydrosociences BP 64501 34394 Montpellier cedex 5 France,
gil.Mahé@msem.univ-montp2.fr (adresse de correspondance) ; servat@msem.univ-montp2.fr

Résumé

Les surfaces inondées dans le Delta Intérieur du Niger (Mali) sont étudiées à partir des données NOAA/AVHRR sur la période 1990-2000. Ces surfaces sont composées d'eau libre et de végétation inondée, qui sont opposées au sol sec. Les surfaces inondées varient selon la valeur du pic de crue annuel. Durant notre période d'observation, et selon les images disponibles, ces surfaces varient entre 4 000 et 15 000 km² dans le Delta supérieur, et entre 1 000 et 8 000 km² dans le Delta inférieur. Sur toute la surface du Delta, les surfaces inondées varient entre 5 000 et 23 000 km². Les surfaces maximales peuvent être supérieures à ces valeurs du fait des contraintes dans la sélection des images disponibles. Nous trouvons de très bonnes relations entre les surfaces inondées et les hauteurs d'eau aux principales stations hydrologiques régionales. Cela permet de prévoir les surfaces inondées dans le Delta à partir d'extrapolations satisfaisantes à partir des hauteurs d'eau mesurées, qui pourront être utilisées dans des programmes de développement, en particulier en riziculture.

Mots clés : Delta ; Mali ; NOAA ; inondation ; surface

Abstract

The flooded areas of the Niger river inner Delta (Mali) are studied using NOAA/AVHRR satellite data over the period 1990-2000. Flooded areas are composed of both open water and flooded vegetation pixels, which are separated from dry soil. Flooded surfaces vary according to the annual peak flood. During our time sequence, and according to the dates of the available images we could study, the flooded surfaces varied between 4 000 and 15 000 km² in the upper Delta, and between 1000 and 8000 km² in the lower Delta. Over the whole Delta the flooded surface amounts to 8 000 to 23 000 km². The maximum flooded surfaces might often be greater than these values. We find very good relationships between flooded surfaces and water levels at main gauge stations. It allows to foresee satisfactory extrapolations of flooded surfaces in the Delta, which could be used by development programs in Mali.

Key words : Delta; Mali; NOAA; inundation; surface

1 Introduction

Depuis le début de la sécheresse au début des années 1970 le Delta intérieur du Niger, la plus vaste zone inondable du Mali, se trouve confronté à un problème de pérennisation des ressources naturelles renouvelables. La gestion de ces ressources fragiles, par une population aux pratiques diverses (agriculture, élevage, pêche) en vue d'assurer leur durabilité implique des critères et des contraintes de décision multiples [Kuper *et al.*, 2002]. Les stratégies de gestion et d'exploitation de ces ressources soumises aux aléas climatiques dépendent fortement de l'étendue des surfaces inondées. L'évaluation de ces étendues d'eau, variables selon l'hydraulicité des fleuves Niger et Bani, constitue un enjeu de premier plan. Ainsi les surfaces inondées du Delta ont déjà fait l'objet d'évaluation globale à partir des méthodes classiques du bilan hydrologique [Olivry, 1993 ; Dembele, 1999 ; Mahé *et al.*, 2002]. Après une présentation de la région et des données utilisées nous allons examiner la variabilité du régime hydrologique et des processus de stockage et de déstockage d'eau dans le Delta. On présente la méthode d'évaluation des surfaces inondées, à partir de données multispectrales basse résolution (1km) NOAA/AVHRR, tout en faisant une distinction entre les surfaces en eau libre, le couvert végétal inondé et le sol exondé. Enfin, en vue de produire un modèle de prévisions spatio-temporelles des surfaces inondées, une corrélation est établie avec les hauteurs d'eau aux échelles limnimétriques du Delta intérieur du Niger au Mali. Cet outil peut aider à optimiser la gestion des ressources naturelles renouvelables indispensable au développement de la région.

2 Le Delta intérieur du Niger

Le Delta intérieur du fleuve Niger au Mali est une vaste plaine d'épandage

des eaux du Niger et du Bani, situé entre 13° et 17°N et 2° et 6,5°W, qui s'étend sur une superficie d'environ 50 000 km². Il s'étire suivant un rectangle orienté SW-NE sur plus de 350 km entre Ké-Macina et Douna au Sud et Tombouctou au Nord (Figure 1). Composé d'un réseau d'affluents et de défluent, de lacs et de plaines d'inondation [Brunet-Moret *et al.*, 1986 ; Galais, 1967] son fonctionnement hydrologique [Olivry, 1993] dépend essentiellement d'une part des régimes hydroclimatiques des bassins supérieurs des fleuves Niger et du Bani, dont les sources sont situées en Guinée et en Côte d'Ivoire, et d'autre part des conditions morphologiques et climatologiques propres au Delta intérieur, régissant les écoulements et le bilan hydrologique.

Dans cette étude on distingue : le Delta amont qui s'étend de Ké-Macina et Douna à la sortie des lacs centraux du Débo et Korientzé, et le Delta aval marqué par un système de lacs en rive droite et rive gauche en aval des stations hydrométriques Akka, Awoye et Korientzé. Le climat y est sahélien, de type tropical semi-aride au Sud à subdésertique dans sa partie Nord. La pluviométrie présente un gradient assez marqué avec la latitude. Du Sud (San) au Nord (Tombouctou) la pluviométrie moyenne annuelle en période humide (1920-70) passe de 750 à 250 mm. En période sèche (depuis 1971), notamment durant la décennie 1990, la moyenne annuelle a diminué de près de 20 à 30%. On observe entre 1992 et 1999 sur les mêmes stations des valeurs moyennes de 605 et 177 mm respectivement. Sur la station de Mopti située au centre du Delta la moyenne sur la période sèche est de 450 mm contre 550 mm en année humide.

Le Delta intérieur malien est un écosystème où régime hydrologique, dynamique de l'environnement naturel et activités humaines (pêche, agriculture, élevage) sont étroitement associés. Une gestion rationnelle de cette vaste zone humide soumise à un climat sec est

indispensable pour un développement durable de la région. Le Delta renferme un dixième de la population du Mali (975 000 habitants recensés en 1998) sur une étendue de 30 000 km² environ (un quarantième du pays), et produit un dixième du produit intérieur brut rural. Il est fréquenté chaque année par un peu moins de 2 millions de têtes de bovins et autant d'ovins et caprins [MDRE, 1992]. Les rizières non-aménagées (à submersion libre) couvrent une superficie variant chaque année entre 50 000 et 130 000 ha avec un rendement moyen inférieur à une tonne/ha [DRAMR, 1998 ; DRAMR, 1999]. La production de pêche dépasse 100 000 tonnes les années de bonne crue [Breuil et Quensières, 1995].

3 Données

Nous utilisons deux types de données. Il s'agit d'une part de données à caractère spatial (images NOAA/AVHRR) et d'autre part de données ponctuelles (les hauteurs d'eau et débits). Les images NOAA/AVHRR ont été sélectionnées sur une période de 11 années (1990-2000) en ne gardant que les images où la position du Delta intérieur est dans le tiers central afin de rester proche du nadir de l'image (où la résolution est de 1 km contre 2 à 3 km sur les marges). Elles ont été ensuite prétraitées en synthèses décennales au centre régional AGRHYMET (Centre d'Agro-Hydro-Météorologie du CILSS) de Niamey (Niger) équipé d'une station de réception et d'une chaîne de traitement de données brutes NOAA/AVHRR. Le nombre d'images répondant aux critères de sélection établis ne dépasse pas 10% des données archivées examinées.

Les canaux spectraux exploités sont le Rouge R et le proche infra Rouge PIR (0.58 - 0.68µm et 0.73 - 1.1µm), le moyen infrarouge MIR (3.55 - 3.93µm) et deux canaux thermiques (10.3 - 11.3µm et 11.5 - 12.5µm) auxquels on ajoute le NDVI (Normalised Difference Vegetation Index) défini par le rapport (R-PIR)/(R+PIR). En vue de minimiser le bruit dans les images,

les 5 canaux sont soumis à une série de transformations [Green et al, 1988] connues sous le nom de "Minimum Noise Fraction" (MNF). Elles consistent à décomposer l'image en ses composantes principales dont la fraction de bruit croît avec l'ordre de la composante. Les composantes plus riches en signal, généralement les premières, sont retenues sur la base de leurs valeurs propres et de leurs qualités visuelles. Ensuite elles sont soumises à une transformation inverse qui permet de reconstituer l'image originale plus propre. A partir de ces canaux aux qualités meilleures sont construits des pseudo-canaux ou indicateurs [Mariko et al, 2001] mettant mieux en évidence les différents objets à cartographier : eau libre, végétation inondée, sols exondés couverts ou nus.

Les hauteurs d'eau aux échelles limnimétriques et les débits, proviennent des bases de données de la Direction Nationale des Services de l'Hydraulique du Mali et de l'IRD de Bamako. Ces données concernent les stations de mesures situées aussi bien à l'entrée qu'à l'intérieur du Delta.

4 Variabilité du régime hydrologique

Le régime hydrologique est largement dépendant des ressources en eau provenant des régions beaucoup plus arrosées de l'amont et donc des régimes hydroclimatiques des bassins supérieurs du Niger et du Bani. Suite à d'importantes modifications spatio-temporelles des régimes pluviométriques dans la zone d'alimentation de ces fleuves [Mahé et Olivry 1991, 1995 ; L'Hôte et Mahé, 1996 ; Mahé *et al.*, 2001 ; L'Hôte *et al.*, 2002], les hauteurs annuelles précipitées ont connu de fortes diminutions. La dégradation de la situation climatologique qui remonte au début des années 1970 s'est traduite par des déficits pluviométriques pouvant atteindre 20 à 25% et des déficits de débit moyen annuel de 40 et 60% en période sèche [Mahé et Olivry, 1991, 1995 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Servat *et al.*, 1998]. Les

chroniques des débits du Niger à Koulikoro constituent l'information la plus complète que l'on ait sur les variations hydroclimatiques de l'Afrique de l'Ouest depuis le début du siècle (1907). La figure 2, des débits annuels centrés et réduits, illustre l'alternance des périodes humides et sèches plus ou moins marquées en amplitude et dans le temps. La dernière manifestation de sécheresse paraît la plus marquée et la plus étalée. L'analyse de cette phase d'assèchement (Figure 3) sur la station de Ké-Macina à l'entrée du Delta sur le Niger, montre que des années relativement sèches, humides et moyennes se succèdent sur la période 1990-1998 avec des variations de débits maximums annuels dans un rapport de 1 à 3.

La variabilité du régime d'écoulement des fleuves, notamment le Niger, a singulièrement marqué les apports et échanges des volumes d'eau, donc le bilan hydrologique, dans le Delta. Les apports très faibles durant les années à déficit généralisé dans le bassin du Niger se caractérisent par de faibles débordements du fleuve et un assèchement de la plupart des lacs [Lamagat, 1974]. Afin de contrôler au moins partiellement la crue de moins en moins abondante, les pêcheurs et riziculteurs ont réalisé de petits aménagements [Chamard et al, 1997] qui changent les modalités de mise en eau et de drainage des plaines. Ces modestes aménagements présentent l'avantage d'accroître la superficie des rizières et de limiter les pertes d'eau par écoulement vers l'aval du Delta.

5 Bilan hydrologique dans le Delta intérieur du Niger

Le bilan hydrologique dans le Delta intérieur est établi par différence entre les débits entrant aux stations hydrologiques de Ké-Macina et Douna, et les débits sortant à la station de Diré. L'évaporation, l'infiltration et le piégeage permanent dans des lacs sont à l'origine d'une perte importante du volume d'eau entré dans le Delta. L'étude des pertes de volumes entre les entrées au pas de temps décennal pour les années 1989 à 1996 permet de dégager les grands traits de l'évolution du

fonctionnement hydrologique du Delta intérieur en période de déficit d'écoulement assez marqué du fleuve Niger. La distinction entre années sèches et humides apparaît nettement sur la figure 4. On note une phase de montée correspondant au débordement des eaux suivi du remplissage des plaines et des mares. La partie descendante traduit la restitution des eaux stockées dans les plaines de transit. A la date d'apparition du maximum, entre les décades 29 et 33 sur notre période d'étude, il n'y a ni remplissage ni restitution et la surface d'inondation est maximale [Olivry, 1993]. Les seules pertes seraient liées à l'évaporation.

Les années hydrologiques humides (1994-95 et 1995-96) se distinguent des sèches (1989-90 à 1993-94) par une amorce précoce (fin juin à début juillet) et un taux de remplissage accru. La période d'étalement survient plus tard en année humide.

Les pertes sont beaucoup plus importantes en années humides qu'en années sèches, respectivement de 400 à 600 m³/s (1994/95 et 1995/96) et de 200 m³/s. En outre les pertes paraissent plus élevées dans la partie aval qu'en amont [Mahé *et al.*, sous presse].

6 Apport de la télédétection à l'hydrologie du Delta intérieur du Niger

Seule l'étude des images satellitales permet d'avoir un aperçu de la dynamique spatio-temporelle de l'inondation. L'imagerie NOAA assure une grande répétitivité temporelle et est donc préférée aux autres produits disponibles (Landsat, Spot). La résolution au nadir de 1 km est adaptée à l'objet d'étude, d'une taille de plus de 50 000 km². Entre 1990 et 2000, 233 images ont pu être utilisées au Centre Agrhymet de Niamey, soit en moyenne 21 images par an, ou encore une image tous les 17/18 jours. L'inondation se développe sur plusieurs mois et reste à son maximum de surface durant plusieurs semaines. La fréquence temporelle d'images disponibles est donc en théorie adéquate pour assurer un bon suivi de l'inondation, mais pour

certaines années, les aléas techniques diminuent la qualité du suivi. L'inondation débute dans le Sud (Delta amont) en septembre, à la fin de la saison des pluies, puis recouvre lentement le reste du Delta vers le Nord au cours de la saison sèche. Les images sont donc très peu perturbées par les nuages, ce qui est intéressant pour analyser par télédétection le phénomène.

La délimitation des surfaces inondées est réalisée à partir des images traitées suivant 3 grandes phases : un prétraitement pour réduire le bruit, la composition de canaux sous forme d'indices (IB - indice de brillance, NDVI et RC - rapport des canaux 4 et 2, thermique et visible), et la comparaison de ces indices pour extraire des informations suivant la nomenclature des objets à identifier. Les 3 objets principaux à séparer sont l'eau libre la végétation inondée et les sols exondés. Une partie des zones inondées est envahie de végétation flottante, dont les tiges peuvent atteindre 4 à 5 mètres, qui masque l'eau libre. Ce type de végétation doit être discriminé de la végétation sur sol exondé, et comptabilisé en zone inondée.

Fort heureusement dans cette région les signatures radiométriques entre les différents thèmes de la nomenclature sont très contrastées, ce qui facilite le traitement des images. Un histogramme bidimensionnel construit à partir de NDVI et IB permet de mettre en évidence trois ensembles de pixels qui se dégagent plus ou moins bien : les pixels en eaux libres, la végétation inondée et les sols exondés (mélange sols nus et couverts).

Par ailleurs deux éléments limitent l'impact des effets indésirables des nuages et de leurs ombres qui présentent une signature proche de celles des surfaces en eaux libres. D'une part le traitement des images en synthèse décadaire sélectionne chaque pixel en fonction de sa probabilité d'être sans nuage. D'autre part pluies et nuages sont rares dans le Delta, et les pluies génératrices de la crue ne pouvant

occulter la zone d'inondation du Delta, car d'origine très lointaine (Fouta Djallon)

En définitive, la forte ségrégation des thèmes sur image, et l'absence de nuages rendent la détection et l'évaluation de la surface inondée assez facile. Pour chaque synthèse décadaire, une classification supervisée, basée sur les canaux IB, NDVI et RC, a été effectuée, les zones d'apprentissage étant des secteurs bien connus. La figure 5 compare deux images du NDVI en début et milieu de crue dans le Delta. Pour une meilleure visibilité des zones en eau on présente des images en négatif, avec les faibles NDVI en blancs et les forts NDVI en noirs. Dès lors l'eau libre apparaît en blanc et la végétation intense en noir. En septembre l'inondation est surtout développée dans la partie amont du Delta, les lacs centraux apparaissent bien dessinés en blanc, indiquant un faible degré de végétalisation, et l'inondation se limite aux chenaux majeurs dans la partie aval. Il y a une confusion entre végétation inondée et sur sol exondé, car les précipitations ne sont pas finies sur la zone à la date de l'image. L'image de décembre fait apparaître en noir les zones encore végétalisées, qui impliquent nécessairement la présence d'eau. Les zones en eau libre ont disparu dans la partie amont, tandis que les zones inondées dans la partie aval sont très développées. Une grande partie des lacs centraux est recouverte de végétation flottante.

La composition colorée (figures 5c et 6b) est un codage des plans IB (rouge), NDVI (Vert) et RC (Bleu) ; elle permet de mettre en évidence les pixels contenant en majorité de l'eau libre ou de la végétation inondée, avec une précision bien sûr insuffisante pour la mise en évidence des plus petites structures (mares chenaux), mais suffisamment intéressante pour cette première approche spatiale généralisée. Le zoom sur la région centrale du Delta (Figure 6), montre tout l'intérêt de l'étude de l'inondation par satellite par rapport à

une étude plus classique par délimitation des contours des zones inondées, en ce sens qu'elle permet un découpage précis « au pixel près » des zones réellement inondées dans une région dont on aurait pu penser qu'elle était « globalement » inondée. Elle permet également de séparer la végétation inondée de celle qui se développe sur le sol exondé, ceci ayant un grand intérêt, principalement sur les marges de l'inondation. Toutes ces raisons participent à expliquer les différences d'estimation des surfaces inondées suivant les méthodes « classiques » et par télédétection, cette dernière donnant des surfaces inférieures.

6 Les surfaces inondées

Mariko *et al.*, (2001), ont suivi l'évolution du front d'inondation sur deux cycles hydrologiques en mettant successivement en évidence la présence de surface d'eau libre, de végétation inondée et de sol couvert ou nu sur des images NOAA couvrant notre zone d'étude.

La figure 7 présente les corrélations obtenues pour l'année 1995 entre les surfaces inondées sur tout le Delta et les hauteurs d'eau combinées de Mopti et Diré, ainsi que les courbes hauteur/surface pour les chacune des deux zones principales du Delta. Les régressions sont de bonne qualité, et sont meilleures pour des années prises isolément. Elles sont également meilleures pour le Delta amont que pour le Delta aval.

Les surfaces maximales (tableau 1) sont données à titre indicatif. En effet toutes les dates n'ont pu être observées par manque d'images et/ou présence de nuages. Toutefois ces valeurs paraissent assez cohérentes par rapport au régime hydrologique de la même période. Il faut noter que ces surfaces sont largement inférieures à celles obtenues d'après les modèles hydrologiques et d'autres méthodes. Les surfaces obtenues par Olivry atteignent respectivement 14500 et 15200 km² en 1990 et 1991.

A partir des chroniques complètes de hauteurs d'eau aux stations de Mopti et Diré nous espérons pouvoir obtenir des surfaces inondées maximales plus précises que celles obtenues par l'examen des seules images disponibles pour cette première étude.

7 Conclusion

La télédétection apparaît, à la suite de cette première étude, un complément incontournable de toute étude cartographique des surfaces inondées du Delta intérieur du Niger. Elle offre la possibilité d'un suivi spatio-temporel de trois objets principaux (eaux libres, végétation inondée et sols exondés), utilisable à des fins de gestion des ressources de la région. Les valeurs de surface inondées trouvées sont inférieures à celles précédemment données dans la littérature, du fait d'une plus grande précision, même avec des images NOAA dont la résolution maximale n'est que de 1 km. Les surfaces inondées varient selon l'hydraulicité des années. Elles atteignent de 4 000 à 15 000 km² dans le Delta amont et de 1000 à 8000 km² dans le Delta aval. Sur l'ensemble du Delta la surface totale inondée peut atteindre de 8 000 à 23 000 km², selon les images étudiées. Il est certain que les surfaces inondées sont supérieures à ces limites. On prévoit d'utiliser les relations hauteurs/surfaces pour connaître les surfaces maximales inondées à partir des hauteurs maximales aux stations hydrologiques. Les résultats suggèrent également que les hauteurs à l'entrée du Delta peuvent être utilisées avec une précision acceptable pour prévoir l'expansion spatio-temporelle de l'inondation dans le Delta intérieur du Niger. Un examen approfondi de ces premiers résultats et de données complémentaires en cours d'élaboration devrait permettre d'atteindre de façon satisfaisante les objectifs de prévision en temps réel des surfaces inondées. D'autre part la masse d'informations recueillies servira à enrichir la base de connaissance

sur la zone indispensable à la mise en place prochaine de l'observatoire du Delta pour mieux informer les acteurs du développement.

REFERENCES

- Breuil C., Quensières J. (1995). *Elément d'une politique de développement durable des pêches et de la pisciculture au Mali*. Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture, Rome.
- Brunet-Moret Y., Chaperon P., Lamagat J.-P., Molinier M. (1986). *Monographie hydrologique du fleuve Niger. Tome II – Cuvette Lacustre et Niger Moyen*. Paris, Ed. ORSTOM.
- Chamard P.C., Courel, M.F., Adesir-Schilling M., Diakité C. H. (1997). *L'inondation des plaines du Delta intérieur du Niger (MALI). Tentatives de contrôle : la réalité et les risques*. *Sécheresse* 8(3), pp. 151-156.
- Dembélé L. (1999). *Synthèse analytique des modèles d'inondation dans le Delta intérieur du Niger au Mali*. Ecole Normale supérieure (DER Histoire et Géographie). Bamako, Université du Mali, 58 p.
- DRAMR (1998). *Rapport-Bilan campagne 1998, région de Mopti et Tombouctou*. Ministère du développement rural et de l'eau. Bamako, Mali.
- DRAMR (1999). *Rapport-Bilan campagne 1999, région de Mopti et Tombouctou*. Ministère du développement rural et de l'eau. Bamako, Mali.
- Galais J. (1967). *Le delta intérieur du Niger et ses bordures. Etude morphologique*. Mémoires et Documents. Paris, 153p. CNRS, Centre de Recherches et documentation cartographiques et géographiques.
- Green A.A., Breman M., Switzer P., Craig M. D. (1988). *A Transformation for Ordering Multispectral Data in Terms of Image Quality with Implications for noise Removal*. *IEEE Transaction on Geoscience and remote Sensing*, 26, 1, 65-74.
- Kuper M., Mullon C., Poncet Y., Benga E., Morand P., Orange D., Mahé G., Arfi R., Bamba F. (2002). *La modélisation intégrée d'un écosystème inondable : le cas du delta intérieur du Niger*. In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*. Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, 773-798.
- Lamagat J.-P. (1974). *La sécheresse dans le Sahel Ouest-Africain et ses conséquences sur les zones inondées dans les bassins du Niger, du Sénégal et du lac Tchad*. ORSTOM Service hydrologique, Paris.
- L'Hôte Y., Mahé G. (1996). *Afrique de l'Ouest et Centrale, Précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). Echelle 1/6 000 000^{ème}*. Coll. Cartes, ORSTOM Ed.
- L'Hôte Y., Mahé G., Somé B., Triboulet J.P. (2002). *Analysis of a Sahelian annual rainfall index updated from 1896 to 2000; the drought still goes on*. *Hydrological Sciences Journal*, vol 47, 4, 563-572.
- Mahé G., Olivry J.C. (1991). *Changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale, du mensuel à l'interannuel*. In : *Hydrology for the water Management of Large Rivers Basins. Proceeding of the Vienna Symposium, August 1991*. AISH, Publ.201. pp. 163-172.
- Mahé G., Olivry J.C. (1995). *Variations des précipitations et des écoulement en Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989*, *Sécheresse*, n°1, vol 6, 109-117.
- Mahé G., L'Hôte Y., Olivry J.C., Wotling G. (2001). *Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa – 1951-1989*. *Hydrological Sciences Journal*, 46, 2, 211-226.

Mahé G., Bamba F., Orange D., Fofana L., Kuper M., Marieu B., Soumaguel A., Cissé N. (2002). Dynamique hydrologique du delta intérieur du Niger (au Mali). In : Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales. Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, 179-195.

Mahé G., Bamba F., Soumaguel A., Orange D., Olivry J.C. (sous-presse). Water losses in the Niger River inner delta: water balance and flooded surfaces. *Hydrological Processes Journal*.

Mariko A., Mahé G., Orange D., Royer A., Nonguierma A., Amani A. (2001). Suivi des zones d'inondation du Delta Intérieur du Niger : Perspectives avec les données basse résolution NOAA/AVHRR. In : Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales. Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, 231-244.

MDRE (1992). Recensement du cheptel national. Ministère du développement rural et de l'environnement. Bamako, Mali.

Olivry J.C. (1993). Fonctionnement hydrologique de la cuvette lacustre du Niger et essai de modélisation de l'inondation du Delta intérieur. In : Grands bassins fluviaux (Olivry J.C., Boulègue J., Ed. Sci.), Actes du colloque PEGI, INSU-CNRS-ORSTOM Paris, Colloque et Séminaire ORSTOM, pp. 267-280.

Paturel J.E., Servat E., Kouamé B., Lubes H., Fritsch J.M., Masson J.M. (1997). Manifestations d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. In: Sustainability of water Resources under Increasing Uncertainty (Proceedings of Rabat Symposium S1 April 1997) Rabat, Maroc, IAHS Publ. No. 240, pp. 21-30.

Servat E., Paturel J.E., Kouamé B., Travaglio 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. Proc. Abidjan, Côte d'Ivoire, IASH Pub. n° 252, 323-337.

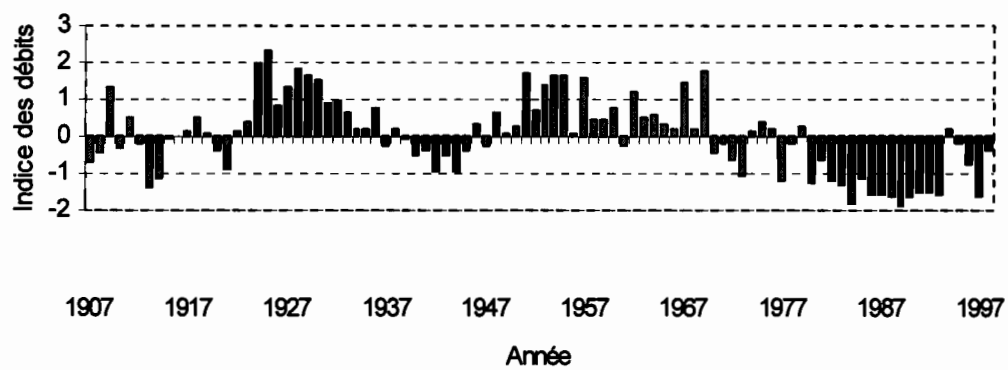


Figure 2. Variation de l'indice des débits moyens annuels du Niger à Koulikoro

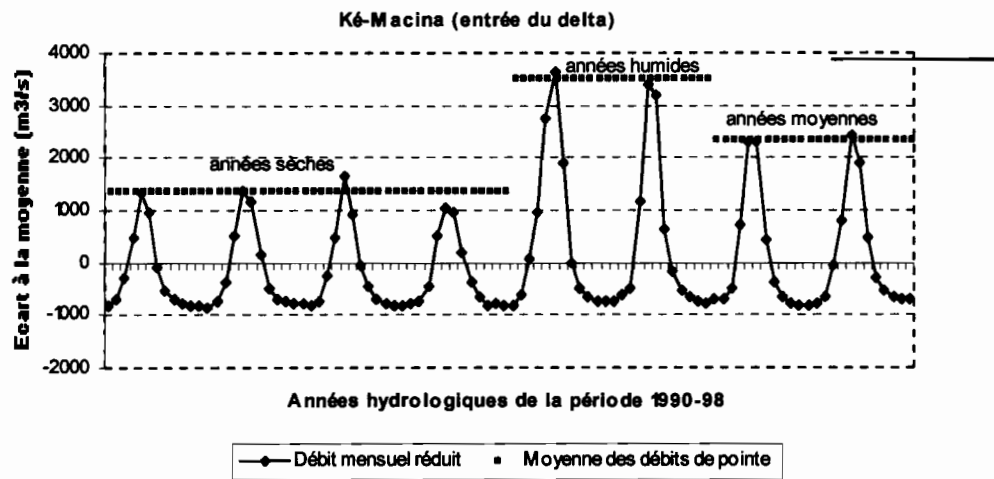


Figure 3. Variation de l'écoulement du Niger à Ké-Macina exprimée en écart à la moyenne sur la période 1990-1998.

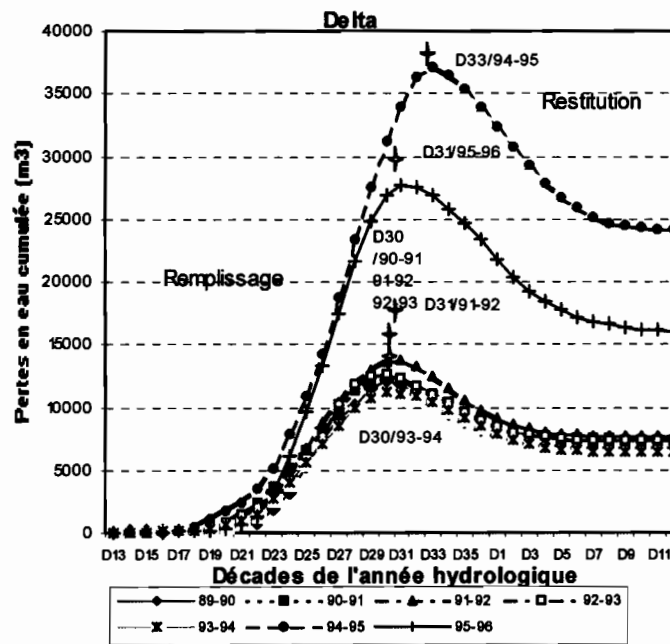


Figure 4. Cumul des pertes en eau dans le Delta intérieur du Niger au pas de temps décadaire (1989-1996) : Phase de remplissage et de restitution.

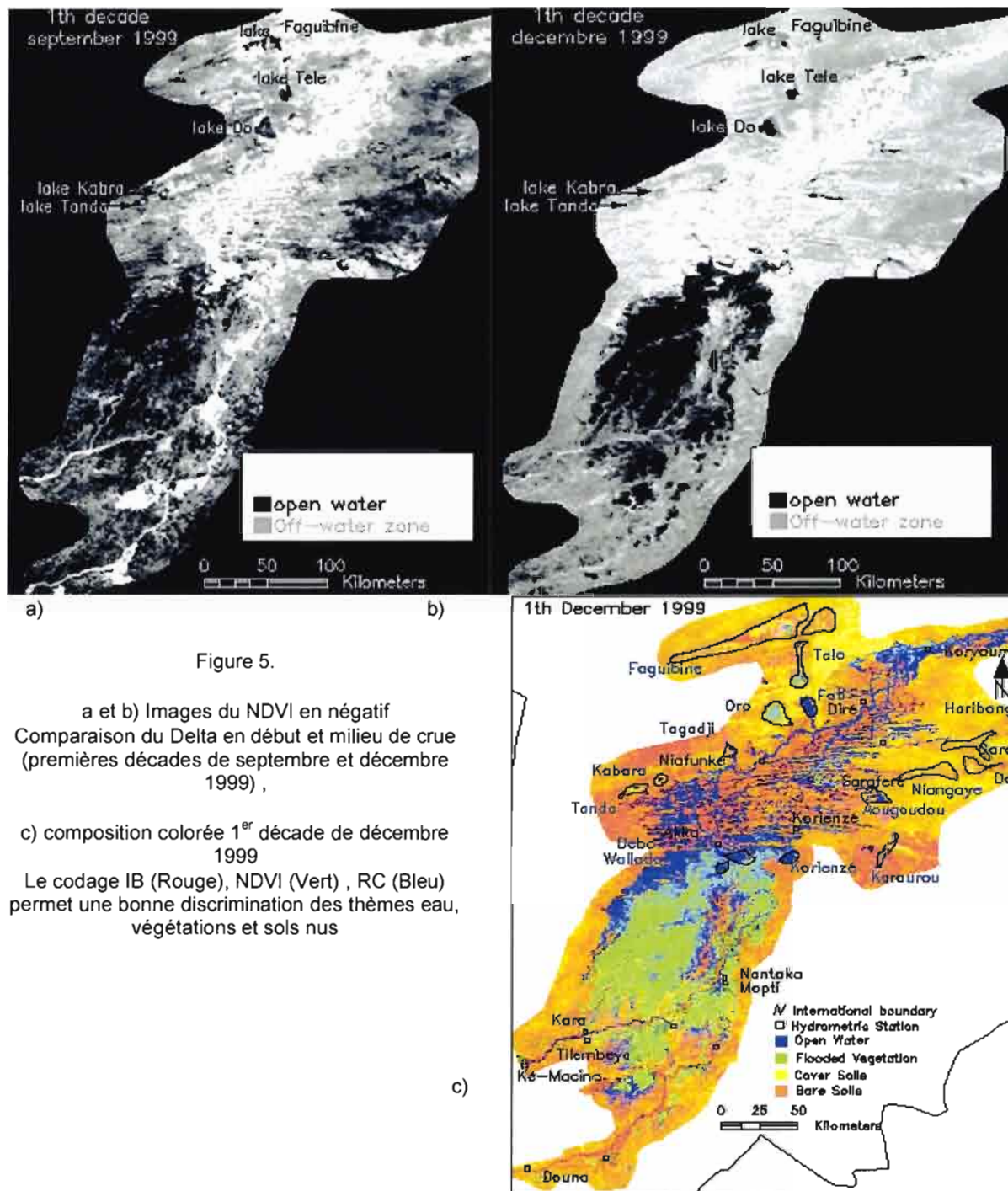


Figure 5.

a et b) Images du NDVI en négatif
 Comparaison du Delta en début et milieu de crue
 (premières décades de septembre et décembre
 1999) ,

c) composition colorée 1^{er} décade de décembre
 1999

Le codage IB (Rouge), NDVI (Vert) , RC (Bleu)
 permet une bonne discrimination des thèmes eau,
 végétations et sols nus

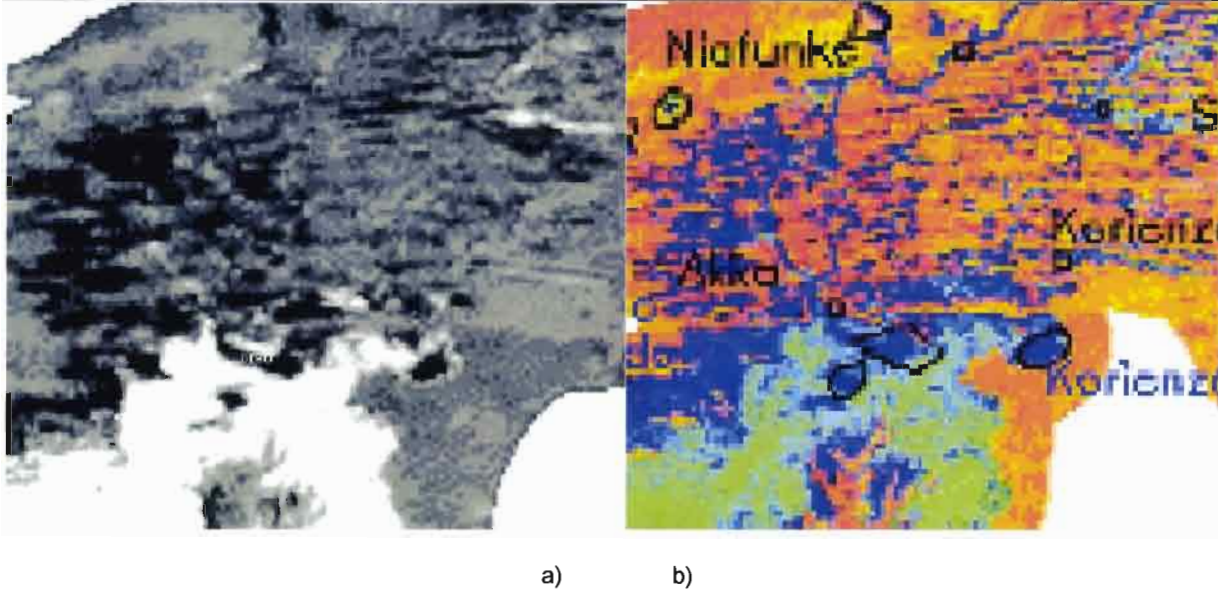


Figure 6. 1ere décade de décembre 1999

Zoom sur la zone centrale du Delta, autour des lacs centraux Wallado, Débo et Korionzé, a) NDVI , b) composition colorée (mêmes codages qu'en figure 5)

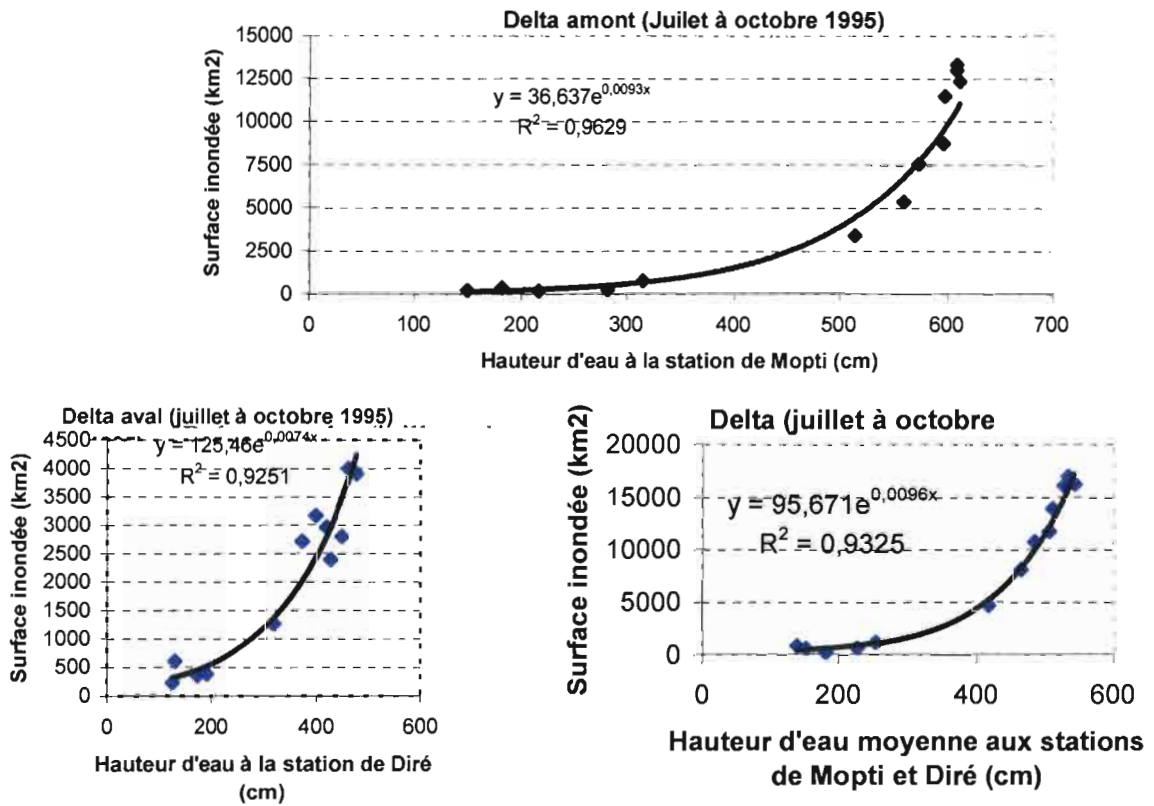


Figure 7. Courbe Hauteur-surface pour les deux principales zones du Delta intérieur du Niger et pour l'ensemble du Delta, pour l'année 1995.

Annexe 8 Article à publier : ACP des images NDVI/SPOT4 VEGETATION Variabilité interannuelle de l'inondation

**Analyse en Composante Principale des Images NDVI/SPOT4 VEGETATION :
Application à l'étude de la variabilité interannuelle de l'inondation dans le Delta
intérieur du Niger au Mali de 1998 à 2002.**

**Principal components analysis of NDVI/SPOT4 vegetation images: application to the
study of the interannual variability of the inundation in the Niger river Inner Delta, over
the period 1998-2002.**

Mariko¹ A., Mahé² G., Orange³ D., Servat² E

1 École Nationale d'Ingénieurs (ENI), BP 242 Bamako (Mali) amariko@ird-ml.org

2 Hydrosociences, MSE, UM2, 34095 Montpellier cedex 5 (France)

3 IRD, 57 Tran Hung Dao, Hanoi (Vietnam)

Résumé

Une série de 144 images NDVI (Normalised Difference Vegetation Index) décennales, couvrant le Delta intérieur du Niger au Mali, issues des données SPOT4 VEGETATION selon la méthode du Maximum Value Composite (MCV) est analysée par la méthode de l'Analyse en Composante Principale (ACP) sur quatre années hydrologiques entre 1998 et 2002. La première composante semble illustrer les variations saisonnières du NDVI. La seconde composante semble décrire la montée et le retrait de l'eau et quant à la troisième, elle paraît indiquer la progression spatio-temporelle des surfaces en eau libre et en végétation inondée. Les trois premières composantes représentent respectivement 95.45%, 2.11% et 0.72% soit au total 98.5% de la variance totale des images analysées. La mise en corrélation de la seconde composante avec les données hydrologiques (hauteurs d'eau, pertes en eau et surfaces totales inondées) donne pour la période, des coefficients de régressions variables mais supérieurs à 0,90. Un retard d'une à trois décades entre la montée des eaux aux stations hydrologiques et l'inondation du Delta a été observé. Les durées d'inondation interannuelles sont voisines avec souvent des décalages de l'ordre d'une décade. La surface maximale annuelle est voisine de 15 000 km² sur la période, et a atteint près de 21 000 km² en 1999. Les résultats, en accord avec les travaux antérieurs, suggèrent la possibilité de reconstitution de surfaces inondées passées à partir des données hydrologiques anciennes.

Mots clés : Série temporelle ; NDVI ; ACP ; Inondation ; Variabilité hydrologique ; Fleuve Niger ; Delta Intérieur

Abstract

For an area covering the Niger river Inner Delta, a series of 144 decadal NDVI images (Normalised Difference Vegetation Index) are issued from SPOT4 VEGETATION data using the Maximum Value Composite method. They are analysed using the principal components method for four hydrological years between 1998 and 2002. The first component (95.45%) seems to reflect the seasonal variability of the NDVI. The second component (2.11%) seems to be related to the flood rising and falling. The third one (0.72%) seems being connected to

the spatial and temporal extension of the surfaces of open water and inundated vegetation. These three first components totalise 98.5% of the total variability of the analysed images. The correlation between the second component and hydrological data (water levels, water losses and maximum inundated surfaces) gives regression coefficients over 0.90 for the study period. A lag of one to three decades is measured between the flood rising observed at the gauging stations and the beginning of the surface inundation in the Delta. During the four years, the duration of the inundation does not vary much (maximum one decade). The annual maximum inundated surface is about 15 000 km², with a maximum of 19 000 km² in 1999. The results, in good agreement with previous studies of the inundation, allow us to foresee a next step of this study: the use of these relationships to extrapolate the inundated surfaces from long time hydrological series.

Key words : temporal series ; NDVI ; PCA ; inundation ; hydrological variability ; Niger river ; Inner Delta

1. Introduction

L'analyse en composante principale (ACP) est une méthode statistique multivariée souvent utilisée en télédétection. Elle est appliquée pour : compresser les images multispectrales et n'en garder que les éléments explicatifs les plus intéressants, décorrélés, pris deux à deux (Ready et Wintz, 1973 ; Singh et Harrison, 1985), rehausser la qualité des images multispectrales en éliminant la redondance des données contenues dans les différents canaux dans le cadre d'une application en géologie (Gillespie, 1980 ; Canas et Barnett, 1985), détecter les changements de la couverture végétale (Byrne *et al.*, 1980 ; Ingerbritsen et Lyon, 1985 ; Fung et Ledrew, 1987), cartographier des feux de brousse et la régénération de la végétation (Richards, 1984 ; Richards & Jia, 1999), analyser le comportement saisonnier des couverts végétaux sur de longues séries d'images (Eastman et Fulk, 1993). L'ACP présente l'avantage de réduire la dimension de l'image multispectrale tout en préservant la variance totale de l'image originale d'où une technique attractive de réduction des données.

Dans cette étude une série de 144 images NDVI décennales, couvrant le Delta intérieur du Niger au Mali, issues des données SPOT4 VEGETATION selon la Méthode du Maximum Composite (MCV) est analysée par la méthode de la Composante Principale (PCA) sur quatre années hydrologiques entre 1998 et 2002. Les quatre premières composantes qui expliquent 98.56% des variances totales des images sont analysées. L'objectif de cette étude est de relier les informations pertinentes contenues dans les images aux données hydrologiques de la plaine inondable du Delta pour tenter de décrire la variabilité spatio-temporelle de l'inondation dans cette région située au cœur du Sahel malien.

2. Le Delta intérieur du Niger

Le Delta intérieur du fleuve Niger au Mali est une vaste plaine inondable d'environ 50 000 km² située au centre du Sahel entre 13° et 17°N et 2° et 6,5°W. Il s'étire suivant un rectangle orienté SW-NE sur plus de 350 km entre Ké-Macina sur le Niger et Douna sur le Bani au Sud et Tombouctou sur le Niger au Nord (Fig.1). Composé d'un réseau d'affluents et de défluent, de lacs et de plaines d'inondation (Brunet-Moret *et al.*, 1986 ; Galais, 1967) son

fonctionnement hydrologique (Olivry, 1993) dépend essentiellement d'une part des régimes hydroclimatiques des bassins supérieurs des fleuves Niger et du Bani et d'autre part des conditions morphologiques et climatologiques propres au Delta intérieur, régissant les écoulements et le bilan hydrologique.

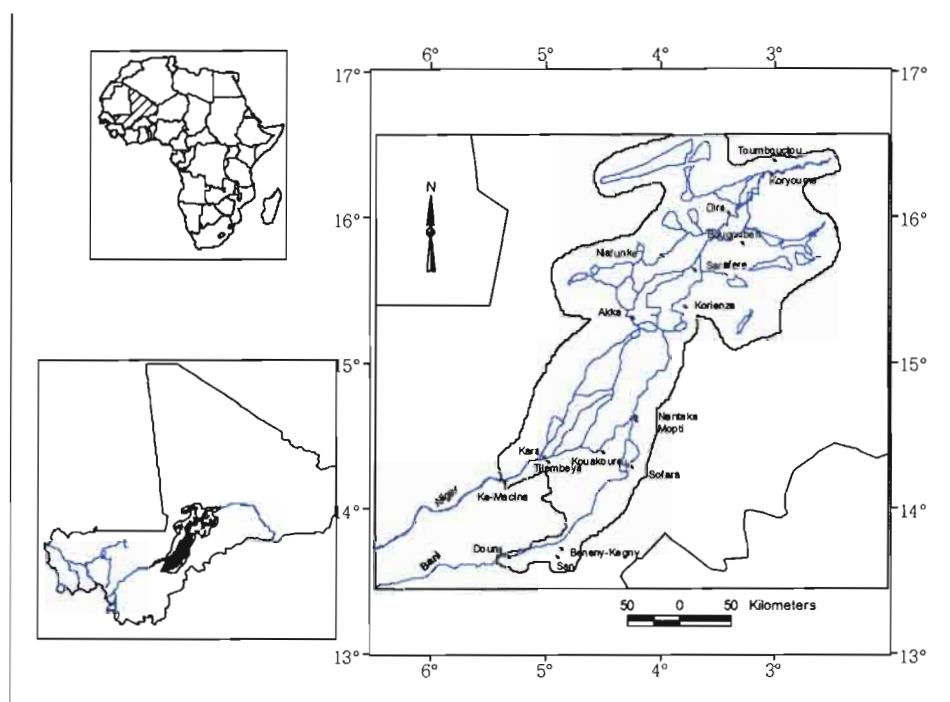


Figure 1. Carte de situation du Delta intérieur du Niger (au Mali) et zone d'inondation.

Situé en zone sahélienne, son climat est de type tropical semi-aride au Sud à subdésertique dans sa partie Nord. La pluviométrie présente un gradient assez marqué avec la latitude. Du Sud (San) au Nord (Tombouctou) la pluviométrie moyenne annuelle en période humide (1920-70) est comprise entre 750 et 250 mm. En période sèche, notamment durant la décennie 1990, la moyenne annuelle a diminué de près de 20 à 30%. On observe entre 1992 et 1999 sur les mêmes stations des valeurs moyenne de 605 et 177 mm respectivement. Sur la station de Mopti située au centre du Delta la moyenne sur la période sèche est de 450 mm contre 550 mm en année humide.

Depuis les années 70, les bassins drainés par le Niger et le Bani sont aussi soumis à une sécheresse sans précédent (Mahé et Olivry, 1995, 1999 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Mahé *et al.*, 2001), qui a occasionné une baisse importante du niveau des eaux de surface et souterraines, notamment au Mali (Bricquet *et al.*, 1996 ; 1997 ; Mahé *et al.*, 2000). Cette baisse des écoulements a provoqué une réduction des surfaces inondées dans le delta intérieur du Niger, entraînant des problèmes de gestion spatio-temporelle des ressources naturelles du Delta par les populations qui vivent essentiellement d'agriculture de pêche et d'élevage au rythme de son remplissage et de sa vidange (Quensière, 1994 ; Poncet & Orange 1999 ; Marie, 2002).

3. Description des données

Une série de 144 images NDVI décennales sur quatre années hydrologiques (1998-2002) est utilisée dans cette étude. L'année hydrologique s'étend du mois de mai au mois d'avril. Les images NDVI sont chargées sur le site <http://free.vgt.vito.be/>. Une fenêtre de 425

pixels x 350 pixels (148750 km²) couvrant la zone d'étude est extraite des images compressées à l'aide du logiciel « Crop_vgt » de Silvio Griguolo disponible sur le site Vito. Le NDVI est une mesure de la verdure ("greenness") et reflète la densité de chlorophylle contenue dans la couverture végétale. Son principe repose sur le fait qu'un couvert végétal absorbe l'énergie dans la bande rouge R et réfléchit beaucoup dans la bande Proche-Infrarouge. Il est défini comme suit : $NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}$ où NIR (0.78-0.89 μm) et RED (0.61-0.68 μm) sont respectivement les bandes du Proche Infrarouge (Near-InfraRed) et du rouge (Red). Le NIR correspondant au maximum de la réflectance spectrale de la végétation (fig.2) est directement lié aux propriétés structurales de la couverture végétale et le pourcentage de sol ou d'eau couverte par la végétation. Le Rouge par contre est centré sur le pic d'absorption de la chlorophylle (0.665 μm).

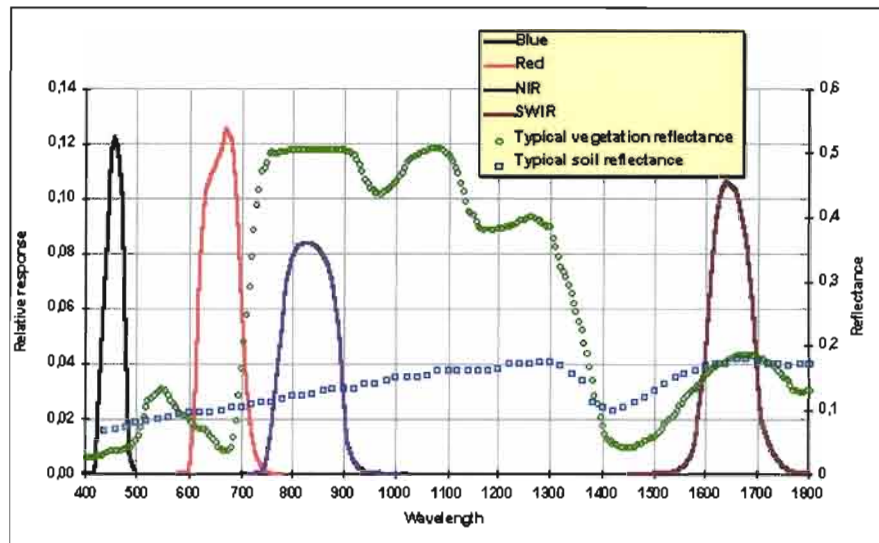


Figure 2. Réponse spectrale des quatre bande de SPOT4 VEGETATION.

Le NDVI utilisé dans cette étude dérive de la synthèse décadaire (10 jours) effectuée sur toutes les images acquises (synthèses journalières) selon la méthode MVC. Elle consiste, au pas de temps décadaire pour un pixel donné, à choisir parmi l'ensemble des valeurs de NDVI issues de la synthèse journalière, la valeur maximale étant considérée comme la meilleure mesure de la décade. Cette méthode permet de limiter les problèmes liés aux conditions d'acquisitions des images (conditions atmosphériques et visée d'angle variables). Les images NDVI sont au format 8 bits (0-255) avec une résolution de 1 km. Elles renferment des informations utiles, variables selon les années, qui méritent d'être suivies et analysées.

4. L'analyse en composante principale (ACP)

Les bandes d'une image multispectrale sont fortement corrélées c'est à dire visuellement semblables ou numériquement voisines. La corrélation entre les bandes tient à trois facteurs (Schowengerdt, 1997) :

- la réflectance de la végétation à travers tout le spectre visible est relativement faible,

- les ombres notamment en zone montagneuse se présentent de façon identique dans tous les bandes du spectre solaire, et
- le recouvrement des bandes des capteurs, quoique faible, joue un rôle important dans le cas des calibrations précises.

L'analyse de toutes les bandes de l'image originale s'avère inefficace et coûteux à cause de la redondance d'où la nécessité de condenser ces données en de nouvelles bandes (combinaison linéaire des bandes de l'image initiale) décorréliées deux à deux et ordonnées de façon décroissante en terme de pourcentage de variance apportée par chaque composante. Ainsi, la première composante principale contient les informations relatives à la variance maximale, la deuxième contient les informations relatives à la variance suivante. Le processus est répété jusqu'à l'obtention de la nième et dernière composante principale. Les pertes d'informations diminuent d'une étape à la suivante.

L'ACP est une transformation orthogonale qui comporte 3 étapes (Richards & Jia, 1999) :

- calcul des matrices de covariance et de corrélation de l'image multispectrale, ce sont des matrices carrées dont la dimension est égale au nombre des canaux spectraux de l'image ;
- calcul des valeurs et vecteurs propres de la matrice de covariance ;
- calcul des composantes principales ou transformation linéaire de l'image multispectrale ;
- le nombre des composantes est au plus égal à celui des canaux spectraux.

Au plan mathématique si $X^T = [X_1, X_2, \dots, X_N]$ est une variable aléatoire de dimension N avec un vecteur moyen M et une matrice de covariance C_x tel que

$$C_x = \frac{1}{K-1} \sum_{i=1}^k (X_i - M)(X_i - M)^T \text{ avec } K \text{ le nombre de pixels. Chaque composante } Y_j \text{ est}$$

définie par $Y_j = a_{1j} X_1 + a_{2j} X_2 + \dots + a_{Nj} X_N$

$$= a_j^T X$$

où a_j^T est la transposée de la matrice des vecteurs propres de la matrice de covariance C_x de X.

La transformation s'écrit sous forme matricielle $Y = A^T X$ où A est la matrice des vecteurs propres qui diagonalise la matrice de covariance C_x de X tel que la matrice de covariance C_y s'écrit : $C_y = A C_x A^T$.

$$C_y = \begin{bmatrix} \lambda_1 & . & . & . & 0 \\ & \lambda_2 & & & \\ . & & \lambda_3 & & . \\ . & & & . & . \\ . & & & & . \\ 0 & . & . & . & \lambda_n \end{bmatrix}$$

Les éléments diagonaux de C_Y sont les vecteurs propre où $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_N$.5.
Application aux séries annuelles d'images NDVI décadaires

Dans cette étude nous avons utilisé la procédure de l'ACP du logiciel IDRISI. Durant le traitement, l'accès aux images est rendu possible grâce à un fichier ASCII comprenant la liste séquentielle du nom des images précédée de leur nombre total. Un masque est appliqué aux images afin de limiter le traitement aux zones d'inondation.

Dans la procédure employée, les composantes s'obtiennent en utilisant la matrice de corrélation pour le calcul des vecteurs propres. A chaque image est donc affecté le même poids. Cela a pour effet de minimiser les bruits résiduels qui affectent toujours les images NDVI. En effet la méthode du MCV utilisée pour la composition des images NDVI décadaires ne permet pas toujours de s'affranchir de toutes les anomalies liées aux conditions d'acquisition des images (vapeur d'eau, aérosol, angle de visée) variable dans le temps. Sur la figure 3 on observe des variations en dents de scie du NDVI, notamment au niveau des valeurs maximales, qui illustrent bien ce phénomène.

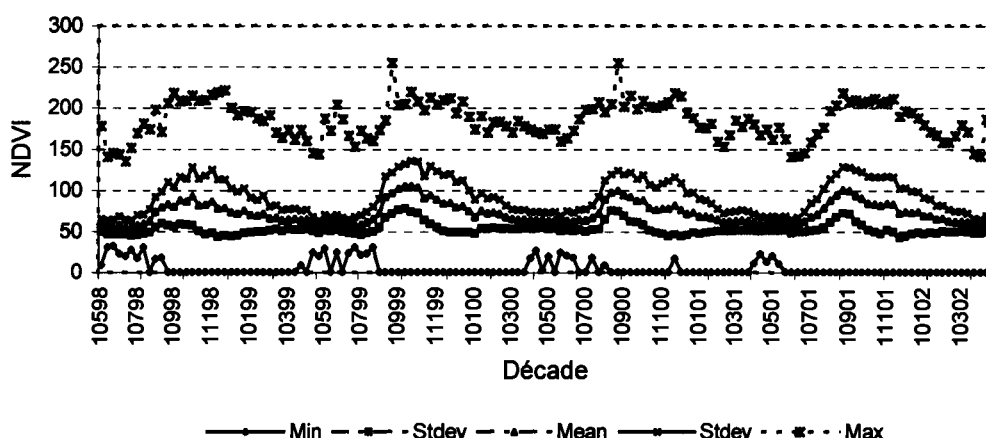


Figure 3 Statistique descriptive de la série temporelle des images NDVI décadaires du Delta sur la période 1998-2002

A la fin du traitement on obtient les composantes principales sous formats images et une table de données numériques visualisable sous Excel. Cette dernière comporte des variances expliquées (en %) pour chaque image de la composante et des coefficients ou chargements (loadings) qui représentent les corrélations entre les images originales et les composantes. Le nombre de composantes fixé avant le lancement du traitement est inférieur ou égale au nombre des images à l'entrée.

Analyse des composantes principales

En terme de valeur propre et de variance expliquée (tableau 1), la première composante (CMP1) renferme l'essentiel de l'information (95.45%) suivie par la 2^{ème} composante (2.11%) puis par la 3^{ème} composante (0.72%). Ces 3 premières composantes renferment 98,28% de la variance totale expliquée. Cette dernière atteint 99.17% pour les 10 premières composantes. Les données statistiques

relatives aux 10 premières composantes principales (tableau 2) indiquent de fortes valeurs pour la CMP1. Cela témoigne du fort degré de corrélation (0.95 à 0.99) de cette dernière avec les images NDVI originales. Par ailleurs ce coefficient est inférieur 0.35. La corrélation entre la CMP1 et les autres CMP reste très faible (tableau 3). Elle est quasi nulle pour les autres composantes prises deux à deux. Cela s'explique par le caractère orthogonal de la transformation effectuée sur les images.

Tableau 1 Résultats de l'ACP relatives aux 3 premières composantes

	CMP 1	CMP 2	CMP 3
Valeurs propres	138,81	2,34	0,87
% variance expliquée par chaque composante principale	95,45	2,11	0,72
% variance expliquée cumulée	95,45	97,56	98,28

Tableau 2 Données statistiques relatives aux 3 premières composantes principales

	CMP 1	CMP 2	CMP 3
Moyenne	0,9769	0,0011	-0,0006
Ecart-type	0,0120	0,1458	0,0850
Minimum	0,9481	-0,1836	-0,1907
Maximum	0,9937	0,3027	0,1103

Tableau 3 Corrélation entre les 3 premières composantes

	CMP 1	CMP 2	CMP 3
CMP 1	1.0		
CMP 2	-0.6	1.0	
CMP 3	0.5	0.0	1.0

Les chargements illustrent le degré de corrélation entre chaque image décadaire et l'image de la composante. Si une décade présente une forte corrélation positive avec une composante donnée, cela indique que cette image recèle des structures spatiales peu apparent, assez similaires à celles décrites par l'image de la composante (Eastman et Fulk, 1993). De même une forte corrélation négative indique que l'image décadaire comporte une structure peu évidente qui est l'inverse de celle apparaissant sur l'image de la composante.

Il faut noter que pour améliorer la visualisation des images dans cette procédure, le logiciel IDRISI applique deux méthodes d'étalement du contraste. Les valeurs minimum et maximum sont utilisées comme bornes d'étalement pour l'image CMP1 qui présente des chargements tous positifs. Quant aux autres composantes l'étalement se fait de façon symétrique par rapport à la valeur 0. Les pixels qui n'ont pas connu de changement (valeur 0) sont colorés en jaune. Par contre les pixels comportant des valeurs positives et négatives sont respectivement colorés en vert et rouge ou brun.

Dans la suite du texte nous allons limiter notre analyse aux premières composantes les plus significatives résumant l'essentiel des informations imprimées dans notre série temporelle d'images décadaires du Delta. L'observation de l'histogramme du logarithme des valeurs propres et la courbe de décroissance exponentielle permet de noter une 1^{ère} rupture à la 4^{ème} composante principale (hachure). Ces 4 1^{ères} composantes totalisent à elles seules 98.56 % de l'information contenue dans la série temporelle. L'interprétation de ces composantes devrait permettre de comprendre les différents phénomènes susceptibles d'expliquer la variabilité spatio-temporelle de l'inondation dans le Delta intérieur du Niger au Mali. L'interprétation va reposer d'une part sur l'examen des images des composantes et les graphiques des chargements et d'autre part sur l'analyse des images du NDVI décadaires corrélées aux composantes et les résultats obtenus avec les images AVHRR (Mariko et al 2003). Ces derniers ont permis d'identifier des surfaces avec de la végétation inondée, notamment dans le Delta amont et sur quelques mares dans le Delta aval, et des surfaces en eau libre limitant la partie Nord du Delta amont avec une extension dans le delta aval le long du Niger et ses nombreux bras inter dunaires. Ensuite nous allons étudier les liens entre les données hydrologiques (hauteurs d'eau aux principales stations hydrométriques du Delta), les surfaces inondées extraites des images du NDVI décadaires et les composantes principales.

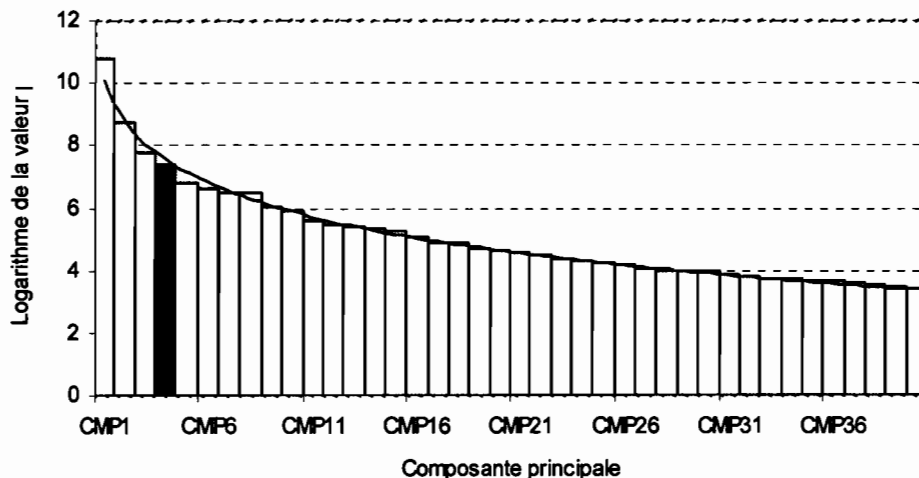


Figure 4 Histogramme du logarithme des valeurs propres en fonction de la composante

principale et la courbe de décroissance exponentielle associée. La 1^{ère} rupture indiquant la limite inférieure des composantes les plus significatives apparaît à la composante n°4 (hachures).

La figure 5 illustre les images des deux premières composantes et le report des chargements au pas de temps décadaire. Dans l'approche utilisée la première composante ne porte pas d'information sur un changement (Eastman et Fulk, 1993), mais est à relier à un dispositif spatial caractéristique. La CMP1 présente sur toute la série de fortes valeurs de corrélation, toutes supérieures à 0.90, qui caractérisent la variabilité spatiale du NDVI dans le Delta. En effet l'image de la CMP1 montre une distribution spatiale typique de la végétation inondée, colorée en vert, caractérisée par une phase de retrait des eaux notamment dans la partie amont du Delta. Les surfaces en jaunes sur l'image de la CMP1 correspondent aux zones dénuyées favorisant le dessèchement de la végétation essentiellement herbeuse.

La CMP2 renferme 2,11% de la variance totale. Elle décrit de façon pertinente le comportement saisonnier associée au rythme annuel de remplissage et de vidange du Delta. Sur cette

image apparaît une forte anomalie positive du NDVI dans le Delta amont (zone verte) et une anomalie négative (rouge à bleu foncé) sur les zones envahies par les eaux libres, les

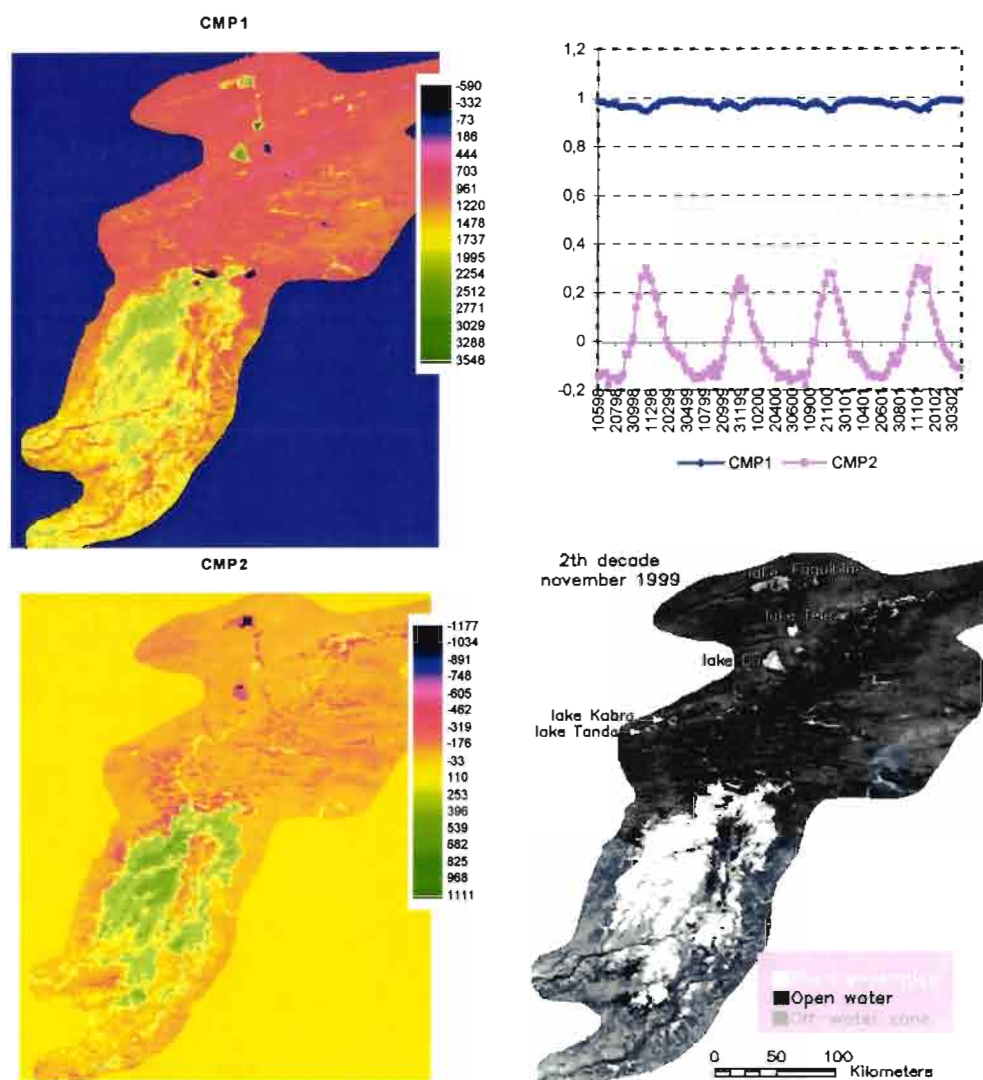


Figure 5 Les images et graphiques du chargement des deux premières composantes principales CMP1, CMP2 et de l'image NDVI de la 2^{ème} décennie de novembre 1999

lacs Do et Faguibine. L'anomalie positive dans le Delta qui apparaît sur toute la série entre septembre et février, présente un pic au mois de novembre avec un décalage d'une décennie selon les années. Les corrélations négatives semblent indiquer que durant les décades concernées (février de l'année hydrologique précédente à juillet de l'année hydrologique suivante) on assiste à une extension des surfaces en eau libre notamment dans le Delta aval. L'inondation tardive de cette partie du Delta est confirmée par les travaux précédents (Mahé *et al.*, 2000). Il faut noter que la CMP2 semble décrire les seuls changements induits par l'apport des eaux du Niger et du Bani. La contribution des pluies au processus d'inondation estimé à 6.5% (Mahé *et al.* 2000) ne semble pas être pris en compte. En effet l'image CMP2 qui décrit l'état

du Delta au mois de novembre (un mois environ après les pluies dans la région) ne fait pas état d'autres verdure en dehors de l'aire d'inondation. En outre sur l'image originale de la 2^{ème} décennie de novembre 1999 la mieux corrélée avec la CMP2 (fig.5) les lacs Do, Télé et

Faguibine couverts de végétations (tâches blanches) restent en dépourvus (absence de tâches vertes) sur la CMP2. Le remplissage des lacs périphériques du Delta aval ne se produit qu'à partir d'un certain niveau d'eau, correspondant au seuil de 630 cm à l'échelle de Mopti Orange *et al.*, 2002). Durant la période 1998-2002 cette côte n'a été atteinte que deux fois (638 cm) durant la 2^{ème} et la 3^{ème} décade du mois d'octobre 1998. Cela peut expliquer le rôle très limité voire absent des eaux d'écoulement dans le développement de la végétation herbeuse sur les 3 lacs. La CMP2 a permis de mettre en évidence le rôle essentiel des eaux d'écoulement du Niger et du Bani dans le processus de l'inondation du Delta.

La CMP3 est une structure résiduelle issue des images après que la variance due aux 2 premières composantes est été soustraite. Elle comporte 0.72 % de la variance totale. La structure spatiale de cette composante présente de fortes anomalies positives (en vert) à la sortie du Delta amont et tout le long du Delta aval et une anomalie négative (en rouge) plus marquée au Sud et en bordure du Delta amont (fig.6a). Les anomalies positives apparaissent entre novembre et juin et les anomalies négatives entre juillet et octobre sur la CMP3 (fig.6c). La période juillet-octobre correspond aux phases de mise en place de la couverture herbacée à la faveur des premières pluies et de développement jusqu'à la maturation avec l'arrivée des eaux d'inondation. Entre novembre et juin, suite à la montée des eaux et à leur propagation vers l'aval, de nouvelles surfaces sont envahies. Ces surfaces colorées en vert sur l'image de la CMP3 (fig.6a) et en noir sur l'image NDVI de la 1^{ère} décade de décembre 1999 (fig.6b) correspondent aux surfaces en eau libre. Ces résultats sont en accord avec l'extension spatiale de l'inondation déjà décrite (Mariko *et al.*, 2001, 2003) sur l'image NOAA/AVHRR (National Oceanic and Atmospheric Administration/ Advanced Very High Resolution Radiometer) en composition colorée (fig. 5d) où la végétation inondée apparaît en vert et l'eau libre en bleu. Toutefois la coloration verte de la CMP3 (fig.6a) contre toute attente occupe la presque totalité du Delta aval. En effet comme le montrent les figures 4b et 4d les surfaces en eau libre se limitent uniquement aux réseaux hydrographiques avec ses nombreuses ramifications interdunaires et quelques lacs (lacs Fati, Aougoudou). L'importance des aérosols entre février et juin suite au vent de l'harmattan et l'augmentation de la vapeur d'eau de mars à juin dans la zone désertique (Justice *et al.* 1991) contribuent à altérer le signal du NDVI notamment en présence des sols nus assez dominant dans le Delta aval à cette période de l'année. Ces faits peuvent expliquer cette présence inattendu des surfaces en eau libre dans des zones habituellement exondées dans le Delta aval.

La CMP4 (fig.7 a) rend compte de 0.28% de la variance totale à l'échelle du Delta. Cette composante présente une anomalie positive en vert plus marquée au Nord-Ouest du Delta amont et au Sud-Est du Delta aval. L'anomalie négative en rouge apparaît essentiellement le long du réseau hydrographique. Le graphique des chargements présente un signal temporel bimodal avec un pic à la 1^{ère} décade de septembre 1999 dont l'image (fig.7b) présente une forte similitude avec celle de la CMP4. En effet les tâches vertes correspondent aux tâches blanches avec les lacs Do et Faguibine faisant exception certainement pour des raisons déjà évoquées plus haut et les tâches rouges sont assez identiques aux tâches noires. Les zones vertes (fig.7a) ou blanches (fig.7b) apparaissent en zone inondable (Delta amont) et zones habituellement exondées (Nord-Ouest du Delta amont et Sud-Est du Delta aval).

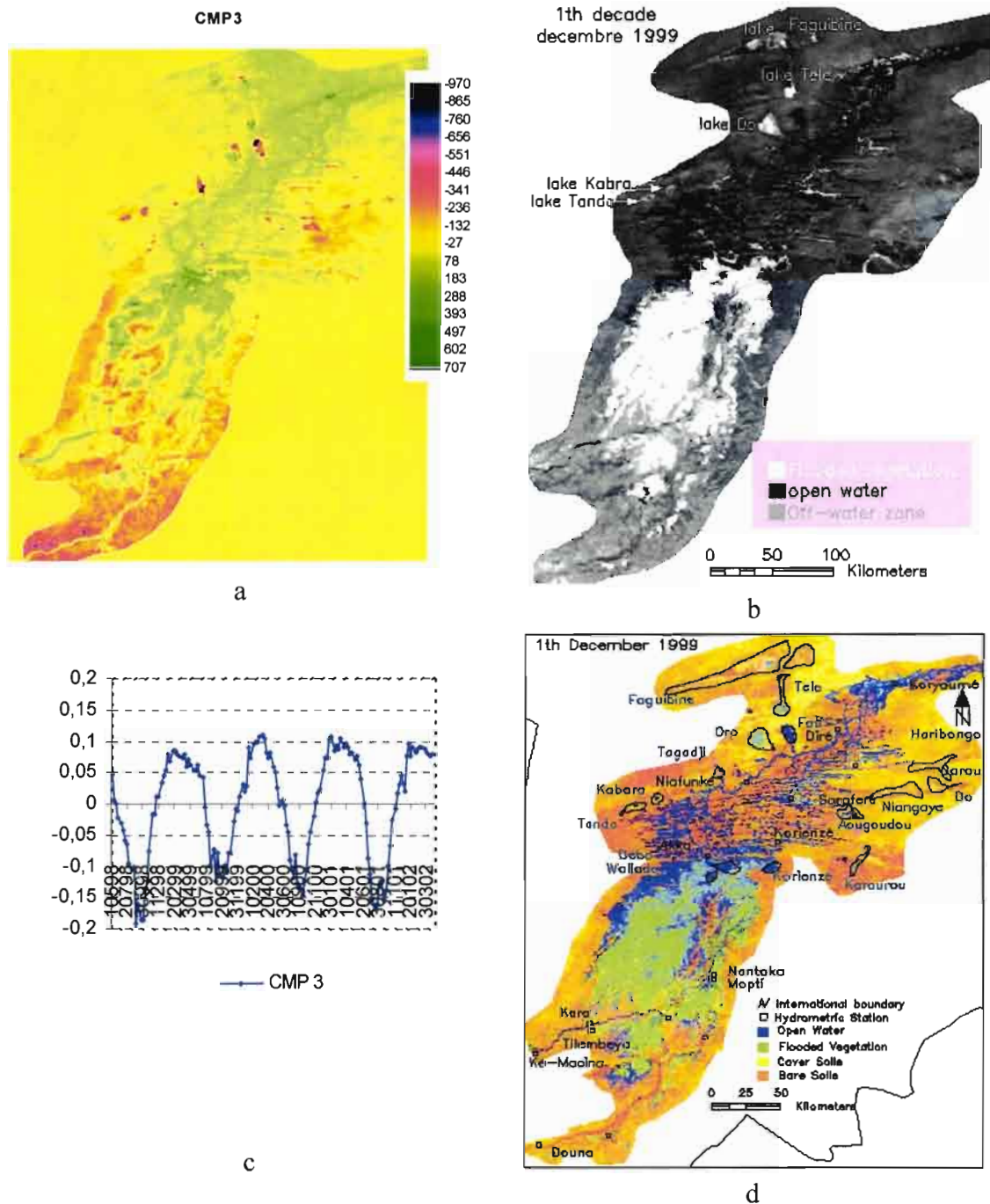


Figure 6 Les images a) de la 3^{ème} composante principale CMP3, b) de la 1^{ère} décennie de décembre 1999, d) de la composition colorée de l'image NOAA AVHRR du 1^{er} décembre 1999, c) et le graphique du chargement

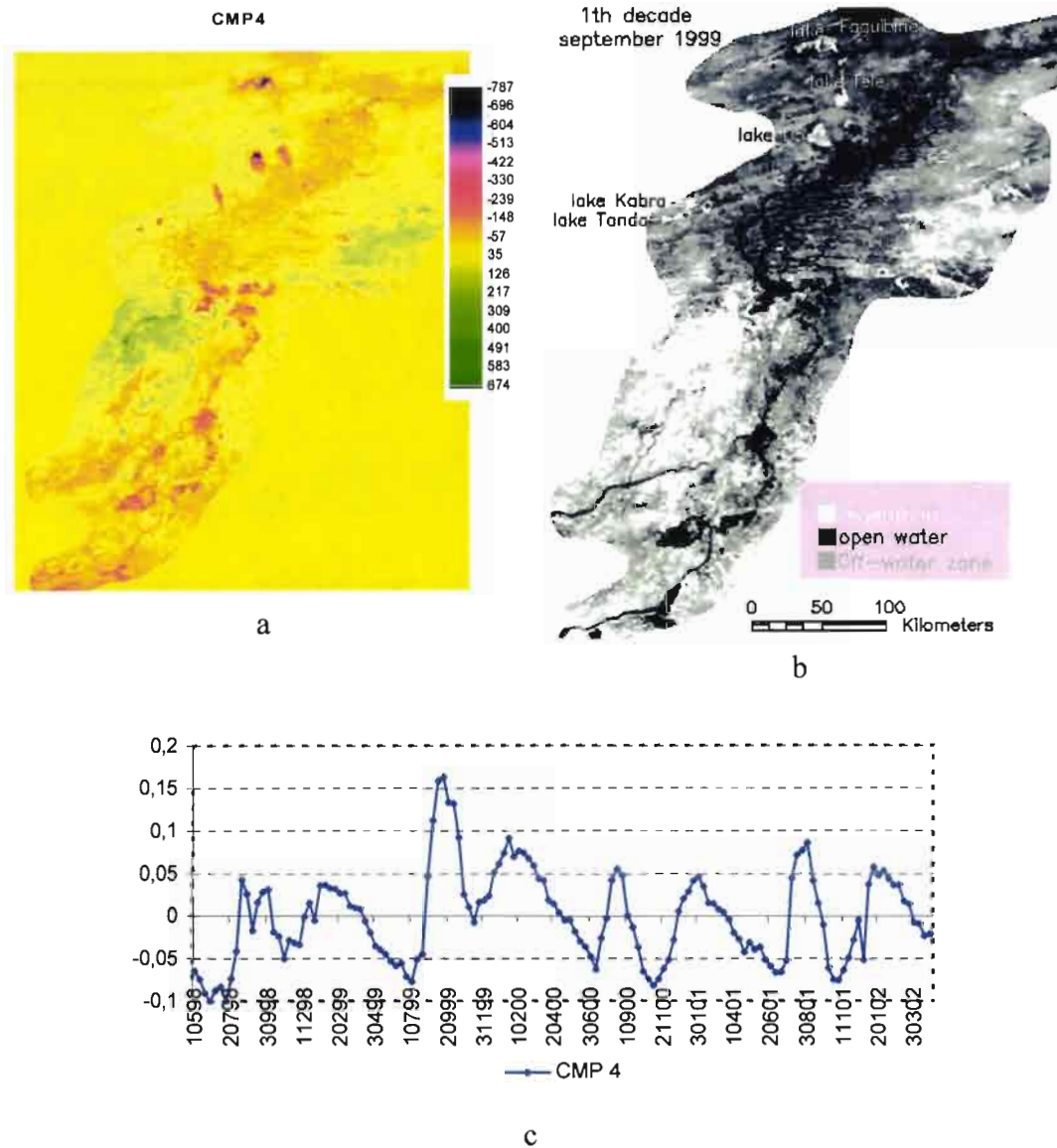


Figure 7 Les images a) de la 4^{ème} composante principale CMP4, b) de la 1^{ère} décennie de septembre 1999 et le graphique du chargement CMP4

La cote de l'eau à la station de Mopti à la 1^{ère} décennie de septembre sur la période 1998-2002 varie entre 324 à 372 cm au dessus de la cote de 263 cm marquant le début du débordement de l'eau dans le Delta. Cependant ce débordement (début de l'inondation) se confine aux zones limitrophes des lits mineurs du Niger et du Bani comme on peut le constater sur la figure 7b. La présence de la végétation dans ces zones durant cette période de l'année peut être attribuée à l'arrivée des pluies. En effet au début et très probablement sur l'ensemble de la série 1998-2002 entre le mois de juin et celui de septembre, comme le témoigne la figure 8 illustrant la position moyenne du FIT (Front Intertropicale Tropical) d'après les publications du FEWS (Famine Early Warning System), la région du Delta est arrosée par les pluies. La végétation s'installe alors en deux phases. Une 1^{ère} pousse apparaît suite aux pluies matérialisée par le 1^{er} mode (fig.7c). L'épandage tardif des eaux d'inondation dans le Delta peut masquer momentanément les jeunes pousses ou altérer le signal mesuré par le capteur comme la chute des coefficients après le 1^{er} mode peut le suggérer. Après cette

phase d'étouffement s'en suit une reprise plus durable du développement de la végétation marquée par la présence du 2^{ème} mode (fig.7c).

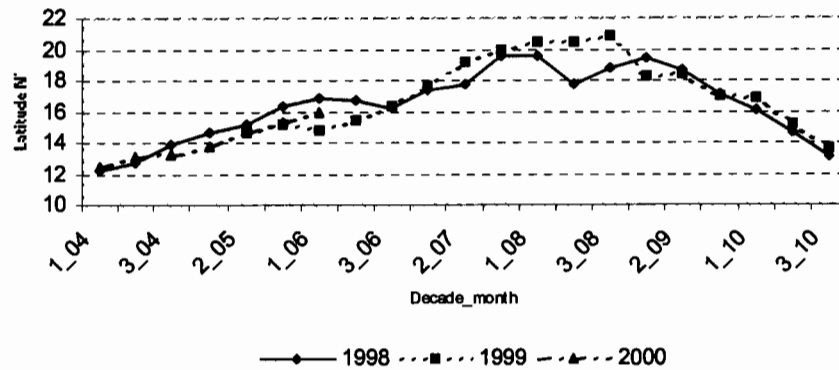


Figure 8 Position moyenne décadaire du FIT suivant le degré latitude Nord en Afrique de l'Ouest sur la période 1998-2000 (extrait des publications du FEWS)

Enfin, l'analyse de l'image des composantes notamment CMP2 à CMP4 et les courbes de chargements correspondant a permis de discriminer et d'apprécier le rôle des pluies et notamment celui des apports en eau des fleuves Niger et Bani dans la mise en place des surfaces en végétation inondée, en eau libre et leur expansion spatio-temporelle dans le Delta. En outre elle a permis de mettre en évidence le caractère cyclique du processus de l'inondation dans la zone. Ceci nous conduit à étudier la nature des liens possibles pouvant s'établir entre les chargements et les données hydrologiques.

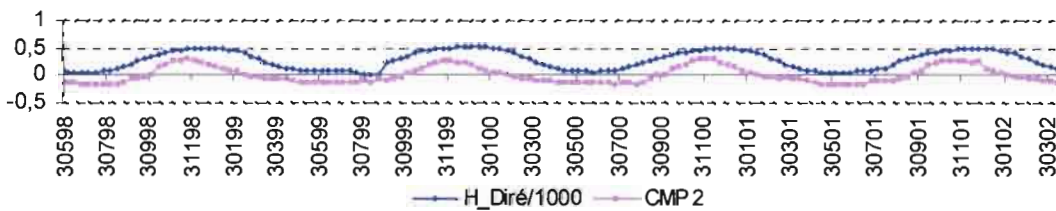
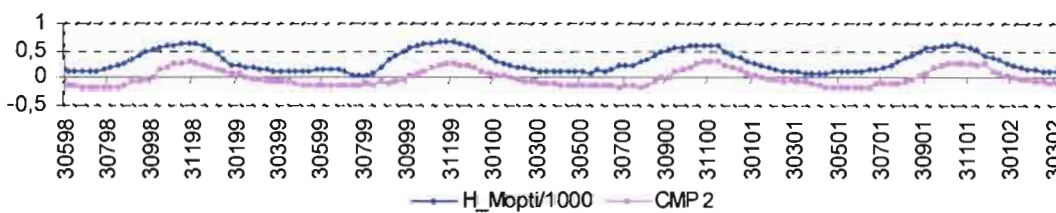
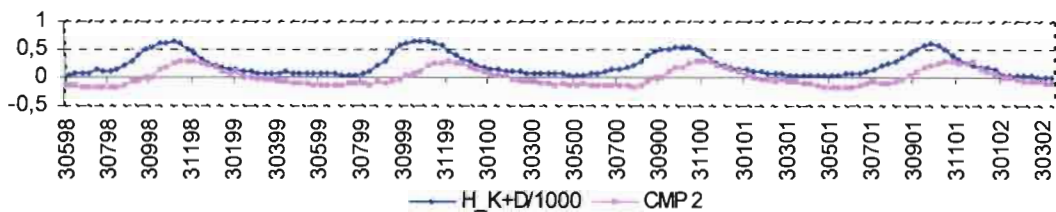
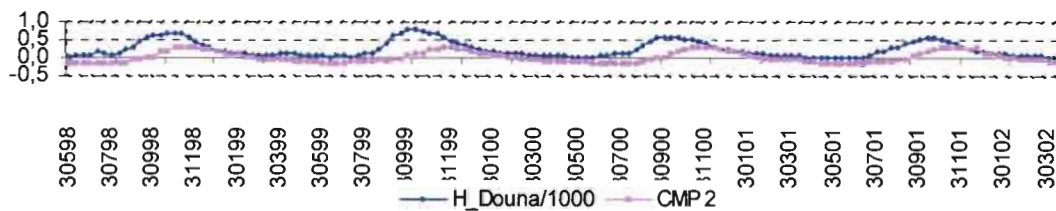
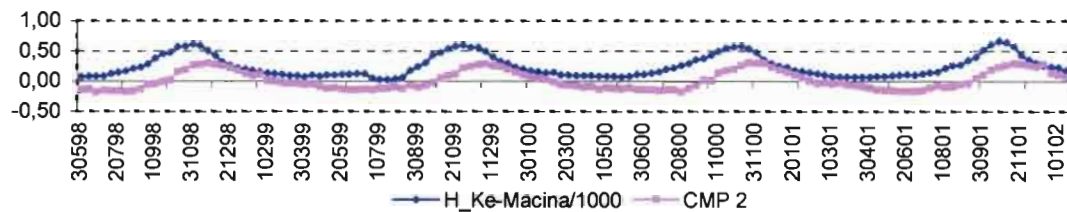
ACP et Analyse de la variabilité hydrologique dans le Delta

La 2^{ème} composante CMP2 semble mieux résumer le rôle majeur des eaux d'écoulement du Niger et du Bani dans le processus de l'inondation dans le Delta. Nous allons étudier la variabilité hydrologique à travers l'analyse des relations entre les chargements de la CMP2 et les données hydrologiques (hauteurs d'eau, pertes en eau et surfaces inondées) du Delta.

Le profil temporel des chargements de la CMP2 partage avec celui des hauteurs d'eau le comportement unimodal et cyclique annuel. D'où le choix de la CMP2 pour cette analyse. A fin de faciliter la comparaison graphique des deux paramètres, nous avons divisé les hauteurs par une constante égale à 1000. Les hauteurs des principales stations : Ké-Macina et Douna à l'entrée, Mopti au centre et Diré à la sortie du Delta, la hauteur moyenne Ké-Macina et Douna ainsi la moyenne des hauteurs de l'ensemble des stations représentative du Delta sont utilisées dans cette analyse. Les deux profils chronologiques (fig.9) présentent une similitude pour un certain retard exprimé en décades. L'analyse par corrélation croisée a permis de préciser le degré des liens et les retards correspondant par station et à l'échelle de l'année hydrologique (tab.3). Les fonctions de corrélation croisée ainsi que les retards varient selon les stations et des années. D'après le tableau 4 on peut noter deux groupes d'années (1998-99 et 2000-01, 1999-00 et 2001-02) aux comportements presque identiques.

La meilleure similitude est obtenue avec la station de Mopti (0.89 à 0.93) avec des retard entre 1 à 2 décades. Les stations de Ké-Macina et Douna présentent des coefficients moins bons (0.87 à 0.91) avec des retards pouvant atteindre 3 décades soit un mois. La station de Diré semble afficher une position intermédiaire avec un retard nul. Cela peut suggérer une

synchronisation entre la progression de l'inondation dans le Delta et la montée des eaux à la station de Diré.



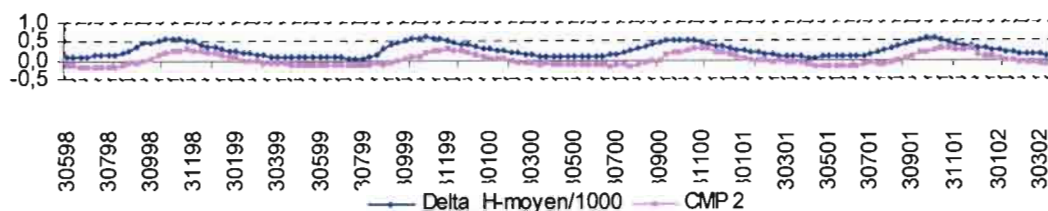


Figure 9 Comparaison des profils chronologiques des chargements et des hauteurs d'eau dans le Delta du Niger au Mali sur la période 1998-2002.

Tableau 4 La Fonction de corrélation croisée (CCF) et le retard (décade) entre les hauteurs d'eau (cm) des principales stations hydrométriques du Delta et la 2^{ème} composante principale à l'échelle de l'année hydrologique sur la période 1998-2002.

	CMP2_1998-99		CMP2_1999-00		CMP2_2000-01		CMP2_2001-02	
	CCF	Retard*	CCF	Retard	CCF	Retard	CCF	Retard
H_Ké-Macina	0.87	3	0.91	2	0.89	3	0.89	2
H_Douna	0.87	3	0.91	2	0.89	3	0.86	2
Hmoy_Ké-Macina+Douna	0.88	3	0.90	3	0.90	3	0.89	3
H_Mopti	0.91	2	0.93	1	0.89	2	0.93	1
H_Diré	0.92	0	0.87	0	0.89	0	0.91	0
H_Delta**	0.92	2	0.92	2	0.90	2	0.93	1

* Le retard est exprimé en décade (10 jours) ** H_Delta = la moyenne des hauteurs (cm) des principales stations hydrométriques du Delta : Ké-Macin, Douna, Mopti et Diré.

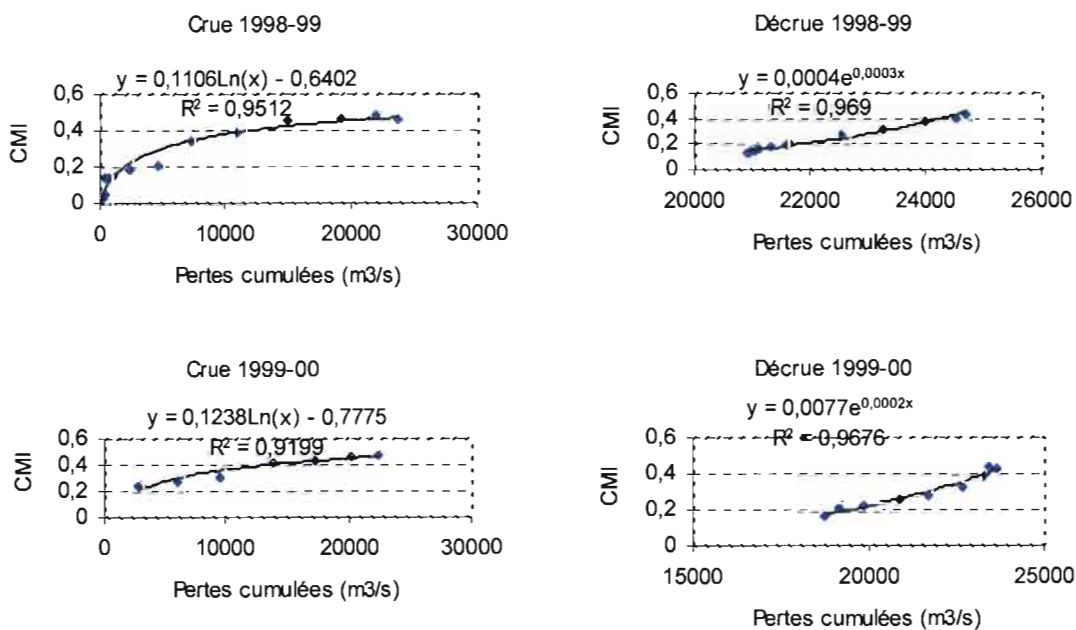
Pour mieux caractériser la similitude entre les deux séries nous avons établi à une échelle de temps plus réduite, pendant les périodes de crue et de décrue, des corrélations entre les hauteurs d'eau (cm) et les chargements de la 2^{ème} composante (tab. 5). Les équations sont de la forme $A \cdot \exp^{bx}$ à la crue et $A \cdot \ln(x) + b$ à la décrue. Il faut noter que pour avoir des chargements tous positifs indispensables à l'utilisation de la fonction logarithme nous avons fait une transformation en ajoutant la valeur 0.2 à tous les chargements. Les coefficients de corrélation R sont tous supérieurs à 0.85. La station de Mopti semble présenter les meilleurs coefficients (>0.90) tant à la crue qu'à la décrue. Les stations de Ké-Macina et de Douna situées à l'entrée du Delta donnent de bons résultats en période de crue et de décrue. Ces résultats confirment la capacité de la CMP2 à renseigner de façon satisfaisante sur la variation interannuelle de l'inondation. En outre ces résultats peuvent servir de moyen de reconstitution des données manquantes notamment en période de hautes eaux exceptionnelles où les mesures restent assez difficiles à réaliser.

Tableau 5 Corrélation entre les hauteurs d'eau (cm) des principales stations hydrométriques du Delta et la 2^{ème} composante principale durant les périodes de crue et de décrue à l'échelle de l'année hydrologique sur la période 1998-2002.

	H_Ké-Macina		H_Douna		H _{moy} _Ké-Macina+Douna		H_Mopti		H_Diré		H _{moy} _Delta	
	Crue	Décrue	Crue	Décrue	Crue	Décrue	Crue	Décrue	Crue	Décrue	Crue	Décrue
CMP2_1998-99	0,96	0,98	0,97	0,98	0,96	0,98	0,97	0,97	0,97	0,98	0,97	0,98
CMP2_1999-00	0,96	0,99	0,96	0,99	0,92	0,99	0,98	0,99	0,99	0,98	0,95	0,98
CMP2_2000-01	0,91	0,97	0,91	0,97	0,93	0,97	0,97	0,96	0,94	0,93	0,91	0,97
CMP2_2001-02	0,98	0,91	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98
CMP2_1998-02	0,86	0,97	0,88	0,93	0,86	0,95	0,92	0,97	0,93	0,70	0,90	0,97

L'étude de la relation entre les chargements de la CMP2 et les pertes en eau cumulées à l'échelle de l'année hydrologique en période de crue et de décrue (fig.10) illustre la capacité des relations, de la forme $A \cdot \exp^{bx}$ à la crue et $A \cdot \ln(x) + b$ à la décrue, à estimer les pertes d'eau à partir des images NDVI. En effet le coefficient de détermination R^2 dépasse dans tous les cas 0.85.

D'autre part nous avons essayé d'estimer les surfaces inondées du Delta à partir des images NDVI selon la méthode de seuillage des valeurs des pixels plus simple et bien adaptée dans le cas d'un seul canal. La figure 11 illustre tant la durée de l'inondation ainsi que l'évolution des surfaces inondées (toutes variables) selon les années. Les surfaces inondées ont été particulièrement plus importantes durant l'année hydrologique 1999-2000 avec une valeur maximale de 21130 km² à la dernière décade d'octobre 1999. Cela peut s'expliquer par



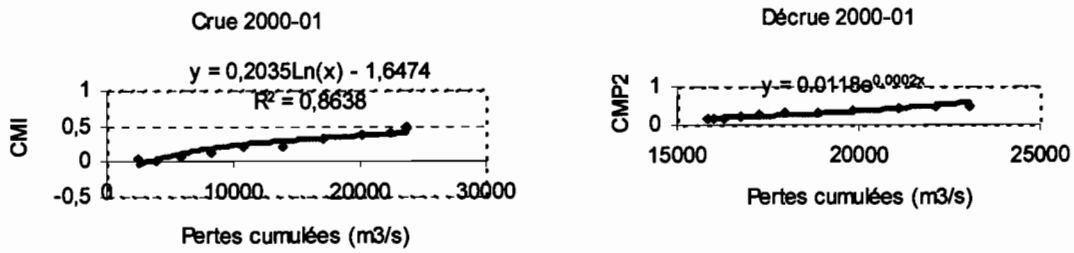


Figure 10 Relation pertes cumulées (somme des débits de Ké-Macina et Douna moins le débit de Diré) chargements CMP2

la très forte montée des eaux la même année notamment sur les stations de Douna (772 cm) et Mopti (661 cm) contre des valeurs légèrement supérieures ou inférieures à 600 cm les autres années. Il noter qu'à partir des images NOAA/AVHRR, la surface maximale de la série 1990-2000 est estimé à 22359 km² l'année 1999 à la même période (Mariko *et al.*, 2001, 2003).

Une corrélation entre les surfaces, inondées (en eau libre, végétation inondée), exondées, et les chargements de la CMP2 donne des droites avec des coefficients de détermination R² entre 66 à 83 % (fig.12). Les surfaces en eau libre restent plus dispersées (fig.12a). En effet les surfaces en eau libre présentent des valeurs de NDVI très souvent faibles voisines de celles des sols nus notamment quand les conditions de mesures ne sont pas tout à fait satisfaisantes (conditions atmosphériques et de visée). L'efficacité des méthodes d'estimation notamment du seuillage peut diminuer conduisant souvent à mesures peut cohérentes. Le résultat obtenus sur la végétation inondée (fig.12b) est plus satisfaisant améliorant ainsi l'estimation globale des surfaces inondée (fig.12 d). Les surfaces exondées sont normalement en opposition de phase avec les chargements (fig.12 c).

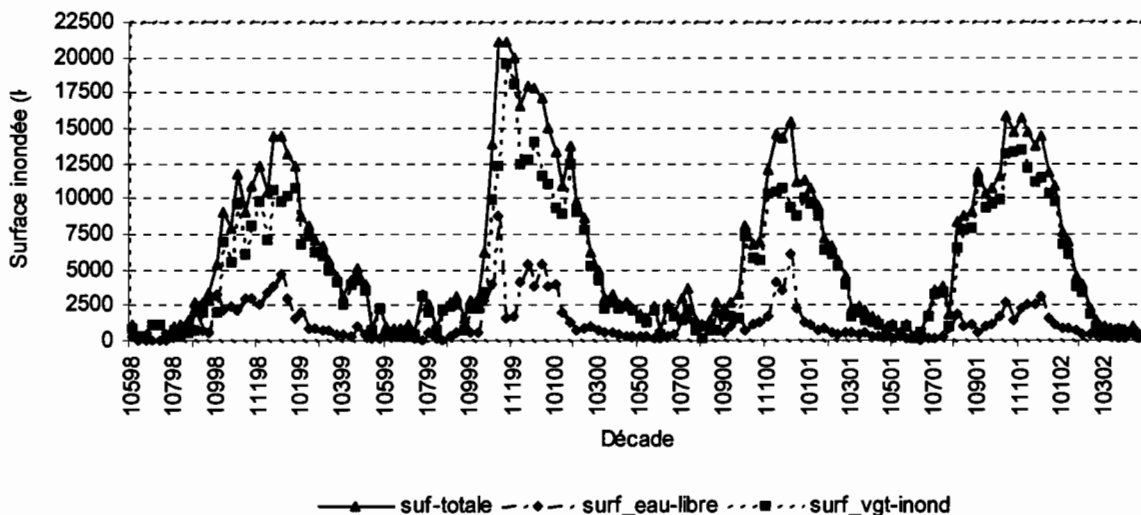


Figure 11 Variation interannuelle des surfaces inondées dans le Delta sur la période 1998-2002.

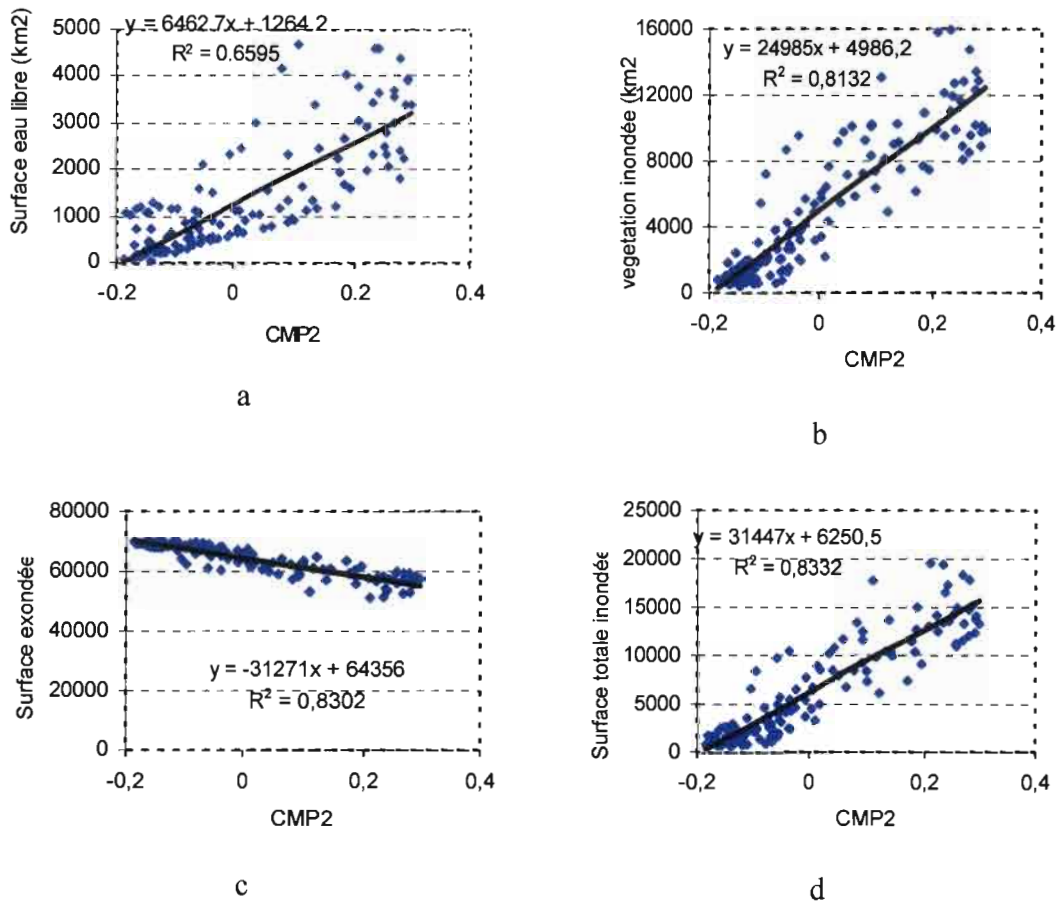


Figure 12 Relation surfaces : a) en eau libre b) en végétation inondée c) exondée d) totale et chargements CMP2

5 Conclusion

L'étude de la couverture satellitaire de la zone d'inondation du Delta intérieur du Niger au Mali a permis de mettre en évidence le pouvoir discriminatoire de la méthode de l'ACP. Les différentes implications des deux principales sources de l'inondation (eaux d'écoulement et pluies) ont pu être observées. Des informations pertinentes issues des images, soumis au rythme de l'année hydrologique, sont conformes avec les données de la littérature. Elles ont été mises en relation de façon satisfaisante avec les données hydrologiques du Delta. Ces résultats montrent un lien fort entre les chargements de la CMP2 et les paramètres hydrologiques (Hauteurs d'eau, pertes en eau cumulées et surfaces inondées) avec des coefficients de corrélation $R > 90$. L'altération des données NDVI par les manifestations de l'Harmattan à partir de février et la croissance de la teneur en eau de l'atmosphère à partir du début de l'année hydrologique ne semble pas avoir affecté de façon significative les tendances dégagées. Toutefois la normalisation des données par rapport à une période propice pourrait aider à améliorer les résultats obtenus. Les résultats suggèrent en outre la possibilité de reconstitution des données hydrologiques manquantes. En perspective une analyse approfondie des autres composantes principales aiderait à suivre l'évolution des lits et plaines d'inondation.

Remerciements Nous remercions l'équipe des produits Free VEGETATION pour nous avoir autorisé le téléchargement des images NDVI sur leur site. Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une thèse à l'Université de Montpellier II avec le soutien financier de la Coopération française au Mali et l'UMR Hydrosociétés de Montpellier.

Références

- Bricquet J.-P., Mahé G., Bamba F., Olivry J.-C., 1996 « Changements climatiques récents et modifications du fleuve Niger à Koulikoro (Mali) ». In : *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement*, IAHS Publ., 238 157-166.
- Bricquet J.-P., Bamba, F., Mahé, G. Toure M. et Olivry, J.C., 1997. Évolution récente des ressources en eau de l'Afrique atlantique. *Revue des sciences de l'eau*, Vol.3, pp.321-337.
- Brunet-Morey Y., Chaperon P., Lamagat, J.-P. et Moliner, M. (1986). Monographie hydrologique du fleuve Niger. Tome II – Cuvette Lacustre et Niger Moyen. Paris, Editions de l'ORSTOM.
- Byrne G.F., Crapper P.F., Mayo K.K., 1980, Monitoring land-cover change by principal component analysis of multitemporal Landsat data, *Remote Sensing of Environment* (10) 175-184.
- Canas A.A.D., Barnett M.E., 1985, The generation and interpretation of false-colour composite principal component images, *International Journal of Remote Sensing*, 6 (6) 867-881.
- Eastman J.R., Fulk, M., 1993 Long sequence time series evaluation using standardized principal components, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59 (6) 991-996.
- Fung T., LeDrew E, 1987, Application of principal components analysis to change detection, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53 (12) 1649-1658.
- Gallais J., 1967, Le delta intérieur du Niger et ses bordures. Etude morphologique. Mémoires et Documents. Paris, 153p. CNRS Centre de Recherches et documentation cartographiques et géographiques.
- http://www.fews.org/imagery/sat_itcz.html
- Ingerbritsen S.E., Lyon R.J.P., 1985, Principal components analysis of multispectral image pairs, *International Journal of Remote Sensing*, 6 (5) 687- 696.
- Jensen J.R., 1996, "Introductory Digital Image Processing. A remote Sensing Perspective", Prentice-Hall New Jersey.

- Justice C.O., Eck T.F., Tanré D., Holben B.N., 1991, The effect of water vapour on the normalized difference vegetation index derived for the Sahelian region from NOAA AVHRR data.
- Mahé G., Bamba F., Orange D., Fofana L., Kuper M., Soumaguel A., Cissé N., 2002, Dynamique hydrologique du delta intérieur du Niger (Mali) In : *Séminaire International. Gestion Intégrée des ressources naturelles en Zones Inondables Tropicales Bamako (Mali)* 20-23 juin 2000, pp.179-195.
- 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., Olivry J.-C. 1999 – Assessment of freshwater yields to the ocean along the intertropical Atlantic coast of Africa. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, série II a, 328 : 621-626.
- Mahé G., Olivry J.-C., Dessouassi R., Orange D., Bamba F., Servat E., 2000 – Relations eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, série II a, 330 : 689-692.
- Mahé G., L'Hôte Y., Olivry J.-C., Wotling G., 2001, Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa, 1951-1989. *Hydrological Sciences Journal*, 46 (2) 211-226.
- Marie J., 2002. Enjeux spatiaux et fonciers dans le delta intérieur du Niger (Mali) Delmasig, un SIG à vocation locale et régionale In : *Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales*, Bamako (Mali) 20-23 Juin 2000 Ed. Colloques et Séminaires, IRD, Paris, pp.557-586.
- Mariko A., Mahé G., Orange D., Nonguierma A., Servat E., 2003. Monitoring of flood propagation into the Niger Inner Delta : Prospects with the low resolution NOAA/AVHRR Data (submitted to International Journal of Remote Sensing)
- Mather P.M., 1999, Computer Processing of Remotely-Sensed Images: An Introduction (Second Edition)
- Olivry J. C., 1993, Fonctionnement hydrologique de la cuvette lacustre du Niger et essai de modélisation du de l'inondation du Delta intérieur. In : Grands bassins fluviaux (Olivry, J.C. et Boulegue, J., Ed. Sci.), Actes du colloque PEGI, INSU-CNRS-ORSTOM Paris, Colloque et Séminaire ORSTOM, pp. 267-280.
- Orange D., Mahé G., Dembélé L., Diakité C.H., Kuper M., Olivry J.C., 2002, Hydrologie, agro-écologie et superficies d'inondation dans le delta intérieur du Niger In : *Séminaire International. Gestion Intégrée des ressources naturelles en Zones Inondables Tropicales Bamako (Mali)* 20-23 juin 2000, pp.208-228.
- Patrel J. E., Servat E., Kouamé B., Lubes 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.

- Poncet Y. & Orange D., 1999, L'eau, moteur de ressources partagées : l'exemple du delta intérieur du Niger au Mali. *Aménagement et Nature*, 132, 97-107.
- Pouchin, T., Debrie J., Bourcier, A., 2002, L'observation de la végétation de l'Afrique de l'Ouest par télédétection spatiale : l'apport de l'indice de végétation normalisé. *Sécheresse*, 13 (3) 187-194
- Quensière J.(éd.), 1994, *La pêche dans le Delta Central du Niger*. Paris, IER-Orstom-Karthala,
2 volumes, 495 p
- Richards J.A., 1984, Thematic mapping from multispectral image data using the principal components transformation, *Remote Sensing of Environment* (16) 35-45.
- Richards J.A. & Jia, X., 1999, "Remote Sensing Digital Image Analysis. An Introduction", Springer-Verlag.
- Schowengerdt R.A., 1997, Remote sensing Models and methods for image processing, *Academic press, San Diego, London*
- Singh A., Harrison A., 1985, Standardized principal components, *International Journal of Remote Sensing*, 6 (6) 883-896.

Résumé

Cette étude s'inscrit dans la problématique de la compréhension de la dynamique de l'inondation et du couvert végétal dans le DIN Mali durant la décennie 1990-2000 déficitaire en ressources en eau de surface.

Elle révèle des déficits pluviométriques de près de 46% avec une contribution à l'écoulement de 4 à 6 % et des déficits de débits moyens et de crue variant respectivement entre -26 à -72 % et -41 à -56 %.

Les pertes annuelles d'écoulement dans le DIN varient entre 24 et 41 %. Elles atteignent 3,7 à 9 km³ en amont et 2,7 à 7 km³ en aval. En année plus "humide" (1994/95) les pertes valent 13,3 et 8 km³ en aval et en amont.

Les indicateurs spectraux, mis en place, permettent de discriminer de façon satisfaisante avec des images NOAA/AVHRR, les surfaces en eau libre, la végétation inondée et les sols exondés couverts ou nus et d'en déduire des cartes spatio-temporelles de l'inondation dans le DIN.

Trois méthodes d'estimation des surfaces maximales inondées selon un découpage régionaux (Delta complet, Amont + Aval et les 5 régions) sont testées. La méthode Amont + Aval s'est avérée meilleure.

Les surfaces maximales inondées variables selon l'hydraulicité de l'année valent en moyenne 7900 km² (± 900) et 21 000 km² (± 5000) en années "sèches" (1990-93) et "humide" (1994-00). La valeur maximale observée à partir des images disponibles vaut respectivement 9600 et 22 300 km² en années "sèches" et "humide". Les surfaces minimales inondées varient de 700 à 4000 km². Ces résultats sont en accord avec les données extraites des images SPOT4/VEGETATION et celles de la littérature.

Des relations de type $Y = A \cdot \text{EXP}(BX)$ et $Y = A \cdot \text{Ln}(x) + B$ en crue et décrue ont permis à partir des hauteurs d'eau de modéliser les surfaces inondées dans le DIN avec des coefficients de corrélation $R > 90$ ($p < 0.001$) avec des biais $< 10\%$.

Les résultats suggèrent la possibilité d'anticiper les surfaces inondées pour améliorer la gestion des ressources en eau de surface dans un contexte de déficit et de demande accrue.

Mots clés : inondation, image NOAA/AVHRR, indices spectraux, surface eau libre, végétation inondée, variabilité spatio-temporelle, modélisation, prévision, Delta intérieur du Niger (Mali).