

T H E S E

présentée à l'Université de Liège

par **Abdoul Jelil NIANG**

en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences

**Les processus morphodynamiques, indicateurs
de l'état de la désertification dans le sud-ouest
de la Mauritanie.**

Approche par analyse multisource.

Thèse soutenue publiquement le 03 juillet 2008 devant le jury composé de :

M. François Petit (Président du jury, Université de Liège)
Mme Marie Françoise Courel (CNRS, France)
M. Morgan De Dapper (Universiteit Gent)
M. Michel Erpicum (Université de Liège)
M. Yves Cornet (Université de Liège)
M. André Ozer (Directeur de Thèse, Université de Liège)

T H E S E

présentée à l'Université de Liège

par **Abdoul Jelil NIANG**

en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences

Les processus morphodynamiques, indicateurs de l'état de la désertification dans le sud-ouest de la Mauritanie. Approche par analyse multisource.

Thèse soutenue publiquement le 03 juillet 2008 devant le jury composé de :

M. François Petit (Président du jury, Université de Liège)
Mme Marie Françoise Courel (CNRS, France)
M. Morgan De Dapper (Universiteit Gent)
M. Michel Erpicum (Université de Liège)
M. Yves Cornet (Université de Liège)
M. André Ozer (Directeur de Thèse, Université de Liège)

Photo de couverture : dune vive à proximité de la vallée du Sénégal

*« Les grandes avancées scientifiques n'ont pas été
dues à la découverte de nouveaux faits, mais sont
apparues comme une nouvelle manière de penser
et de formuler des faits connus »*

René THOM, mathématicien français contemporain, cité par Colleuille, 1993.

A mon père pour toute l'affection qu'il m'a toujours témoignée

à ma sœur Aida pour son soutien moral et matériel

à Sarr Mame Saïdou, que la mort a arraché à notre affection le 26 nov 2007
(que la terre lui soit légère)

à Habiboullah et à sa maman

à toute ma famille

SIGLES ET ABBRÉVIATIONS

AGRHYMET	:	Centre agriculture, hydrologie et météorologie
AMP	:	Anticyclone Mobile Polaire
BAF	:	Bureau des Affaires Foncières
BRGM	:	Bureau des Recherches Géologiques et Minières.
CILSS	:	Comité Permanent Inter-Etats de lutte contre la Sécheresse au Sahel
ERS	:	European Remote Sensing Satellites
ESA	:	European Space Agency
FAO	:	Food and Agriculture Organization
IGN	:	Institut Géographique National (France)
INQUA	:	Association pour l'Etude du Quaternaire Ouest Africain
ISESCO	:	Islamic Educational Scientific and Culture Organisation
LANDSAT (MSS, TM, ETM)	:	Land Satellite (Multi-Spectral Scanners, Thematic Mapper, Enhanced Thematic Mapper)
MDRE	:	Ministère du Développement Rural et de l'Environnement
MNT	:	Model Numérique de Terrain
MNS	:	Model Numérique de Surface
MERIS	:	MEDium Resolution Imaging Spectrometer Instrument
MODIS	:	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NDVI	:	Normalized Difference Vegetation Index (Indice normalisé de Végétation)
NOAA	:	National Oceanographic and Aeronautics Administration
OMM	:	Organisation Météorologique Mondiale
OMVS	:	Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal
ONS	:	Office national de la Statistique
ORSTOM	:	Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération
PNUD	:	Programme des Nations Unies pour le Développement
RADAR	:	Radio detection and ranging
SAM	:	Société des Aéroports de Mauritanie
SAR / RSO	:	Synthetic Aperture Radar / Radar à Synthèse d'Ouverture
SPOT	:	Système pour l'Observation de la Terre (France)
SRTM	:	Shuttle Radar Topography Mission
TCM	:	Tableaux Climatologiques Mensuels
TOMS	:	Total Ozone Mapping Spectrometer
USAID	:	United States Agency for International Development
ZCIT	:	Zone de Convergence InterTropicale

Avant-propos et remerciements

Le travail que nous présentons dans le cadre de cette thèse, n'a pas grande prétention. Il est le fruit de quelques années de recherches, vécues avec enthousiasme, malgré des conditions parfois difficiles. Nous avons juste voulu aborder les facteurs et processus morphodynamiques qui accompagnent la dégradation environnementale et nous considérerons notre objectif atteint, si l'évolution de ce phénomène est mieux appréhendée ou pris en compte par les autorités et les populations locales.

Bien que la zone d'étude soit vaste, vous constaterez que nous nous sommes appesantis sur le village de Mboul et ses environs. Ce village, qui nous a vu naître et grandir, s'insérait dans un écosystème harmonieux. Aujourd'hui, nous sommes des témoins de la désertification qui affecte cet endroit, qui est passé d'une lisière de la brousse (autour duquel une végétation dense se développait), où nos parents nous racontaient encore leurs démêlés avec des animaux féroces tel que le lion ou la panthère, en un endroit à partir duquel, l'œil humain ne rencontre que peu d'obstacles naturels à 5km à la ronde. L'adage populaire, qui disait que toute exubérance de la végétation fera place inexorablement au désert, reçut une confirmation éclatante, mais je ne m'imaginais pas que cela arriverait aussi vite.

Jusqu'à la fin des années 70, aller chercher du bois mort ou rapporter du gibier de la chasse, était un jeu d'enfant, maintenant ces activités se sont transformées en un véritable parcours du combattant, car il faut désormais des heures de marche pour trouver son fagot de bois. Actuellement, seule la toponymie locale rappelle encore un passé environnemental récent, qui paraît pourtant relever d'un récit légendaire, tellement les lieux se sont métamorphosés et sont méconnaissables. Ce passé, révolu, qui demeure néanmoins présent dans nos mémoires, semble pointer un doigt accusateur soit vers la sécheresse, soit vers les pressions anthropiques. Pour départager les protagonistes, nous livrons à ceux qui pourront le faire, à travers cette recherche, notre contribution à la compréhension des mécanismes et processus qui sous-tendent la dynamique des écosystèmes.

L'accomplissement de ce travail a nécessité le concours de plusieurs personnes que nous tenons à remercier.

Il convient tout d'abord de sacrifier à la tradition et de rendre à César ce qui lui appartient. Ainsi, nous adressons nos plus sincères remerciements à notre directeur de thèse, Monsieur André Ozer, qui, malgré ses multiples charges, nous a suivi tout au long de ce travail. Ces conseils avisés et ses critiques pertinentes nous ont permis de mener à terme cette recherche. Nous lui exprimons également une reconnaissance à vie pour son accueil, son aide à différents niveaux et tout ce qu'il a fait pour nous durant notre séjour à Liège.

Nous présentons ensuite un grand merci ainsi que notre reconnaissance et gratitude à Messieurs François Petit et Michel Erpicum qui ont bien voulu lire notre manuscrit, nous prodiguer des recommandations et conseils réfléchis et nous suggérer des rectifications qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

Un très vif merci également à Monsieur Morgan De Dapper pour sa disponibilité et ses conseils et critiques constructives et très utiles.

Nos plus vifs remerciements aussi à Monsieur Yves Cornet, qui a relu le chapitre télédétection et nous a proposé des corrections et une rigueur dans l'analyse, sans lesquelles cette partie serait analysé avec plusieurs lacunes.

Nous témoignons également nos plus vifs remerciements à Madame Marie-Françoise Courel, qui, malgré ses multiples charges, a accepté avec enthousiasme, de faire partie du jury de cette thèse.

Mention spéciale à Monsieur Pierre Ozer, qui a largement contribué à la mise en œuvre de ce travail (acquisition et traitement des données climatiques). Très vif merci pour son concours considérable de tous les jours, sa collaboration indéfectible tout au long de notre séjour à Liège.

Vif merci à Monsieur Dominique Derauw, qui nous a permis de réaliser le traitement des images radar au Centre Spatial de Liège.

Nous remercions aussi Monsieur Etienne Juvigné qui nous a accueilli à bras ouverts dans son laboratoire et nous a aidé pour l'analyse granulométrique des échantillons de sable.

Ces lignes me donnent l'occasion par ailleurs, de remercier sincèrement et sans retenue Marc Salmon, qui m'a pratiquement tout appris, avec 'une patience digne d'un marabout-enseignant africain', l'utilisation des logiciels de cartographie et le traitement des images. Son aide, sa disponibilité m'ont été plus que précieuses. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma reconnaissance.

Je ne saurais oublier mes collègues chercheurs et doctorants à l'Institut de Géographie, qui ont contribué au bon déroulement de ce travail.

Merci à Mohamed Daoudi, qui était un ami et un frère, je le remercie ainsi que sa famille.

Merci à Olivier Dewitte, Eric Hallot, Georges Mabilie et Marc Frédéric, pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée ; ils ont été toujours spontanés et prêts à répondre à mes questions et sollicitations. Merci aussi à Catherine, Geoffrey, Fred, Thierry, Julien et toute l'équipe de l'unité de géographie physique.

Que Jean-Luc Genicot trouve ici la marque de mes plus vifs remerciements et ma reconnaissance, pour toute l'aide qu'il nous a fournie durant notre séjour à l'Institut de Géographie.

J'ai également une 'pensée reconnaissante' pour mes amis de la Station Scientifique des Hautes Fagnes, notamment Monsieur Louis Leclercq, que je remercie très sincèrement pour tout ce qu'il a fait pour moi, Abdel Monaim, sans oublier Etienne...

En outre, je suis mille fois redevables à ma sœur Aida Niang, pour le soutien moral et matériel qu'elle n'a jamais cessé de m'apporter dans la vie. Merci à toute notre famille pour leur soutien et leur patience à mon endroit durant ces longues années de thèse.

Enfin, je remercie toute la diaspora mauritanienne à Liège, à travers Ly Abdourhamane ainsi que tous ceux qui, de près ou de loin ont participé à l'élaboration de ce travail.

Résumé

Dans le sud-ouest mauritanien, la fragilité du milieu naturel, liée aux phénomènes de désertification, est perçue comme une contrainte majeure. L'intensité de la grande sécheresse sahélienne des décennies 70 et 80 conjuguée à une exploitation humaine excessive du milieu a entraîné l'exacerbation des phénomènes d'érosion qui ont provoqué une dégradation continue, voire irréversible du potentiel biologique productif. Malgré une amélioration des conditions pluviométriques depuis le début des années 90, ce problème écologique reste préoccupant et constitue une entrave à la conservation des ressources naturelles et un frein au développement durable.

Cette étude s'intéresse à la caractérisation de la désertification dans le sud-ouest de la Mauritanie par l'analyse des processus morphodynamiques, qui traduisent mieux la réponse environnementale aux changements climatiques et aux pressions anthropiques. Pour ce faire, nous nous sommes basés sur une approche méthodologique multisource et une analyse spatio-temporelle intégrant plusieurs indicateurs, qui nous ont permis d'évaluer l'état de ce phénomène. Cela suppose l'exploitation des données climatiques et de télédétection, en mode synchronique et diachronique, pour l'individualisation des zones à risque et le monitoring de l'évolution des processus en cours.

L'analyse des données hydroclimatiques montre une grande variabilité saisonnière et interannuelle des précipitations et des débits. On note également que, malgré une amélioration récente de la pluviométrie, l'érosion éolienne est devenue un élément essentiel de la dynamique morphogénétique dans le secteur étudié.

Les traitements appliqués aux données télédéteectées ont mis en évidence les changements qui ont affecté le secteur étudié et les caractéristiques morphologiques et morphodynamiques des systèmes dunaires.

L'étude diachronique par les photographies aériennes et satellitales nous a permis de faire des mesures de surfaces de la couverture du sol, entre les différentes prises de vues (par digitalisation et seuillage). On note que les dunes ogoliennes, qui étaient fixées par la végétation, ont été ravivées et remises en mouvement. Le taux d'occupation de la végétation est passé de 16 à 4% de la zone entre 1954 et 2003. La mise en valeur de la vallée du Sénégal par les aménagements hydroagricoles a modifié le régime du fleuve et l'affectation du sol: les rizières ont remplacé dans certains cas les forêts-galeries.

Les traitements informatiques des images satellitales optiques à différentes dates et de différents capteurs (calcul de divers indices de changement, classifications, filtrages) ont mis en évidence une dégradation généralisée des ensembles dunaires et une exacerbation de l'activité morphogénétique. Celle-ci a occasionné des modifications dans le modelé dunaire, au niveau des sommets de dunes notamment. On observe l'apparition de sifs orientés N-S (obliques par rapport aux dunes ogoliennes) mais aussi une multiplication et une migration des crêtes vives dont l'agencement transforme les cordons dunaires en dunes longitudinales complexes.

Par ailleurs, le traitement interférométrique des données radar ERS se révèle très intéressant pour le suivi de la dynamique de la surface des sols. L'évolution temporelle de la cohérence (en 24h et en 105 jours) indique que la majeure partie de la zone d'étude est composée de sables vifs qui participent à l'édification des nouvelles formes dunaires et qui sont en général situés à proximité des installations humaines, autour desquelles apparaissent des auréoles de dénudation.

En outre, l'étude sédimentologique indique une augmentation de la taille moyenne des grains suite à une compétence accrue du vent et l'observation sur le terrain montre de nouvelles manifestations de l'érosion mécanique liées à la déflation et au ravinement.

Les différents résultats obtenus lors de cette analyse multisource soulignent une intense dégradation des écosystèmes dont la restauration risque d'être lente et nécessiterait, dans certains cas, des mesures de conservation. Les processus morphodynamiques consécutifs ou inhérents à la désertification représentent ainsi un sérieux défi qui aggrave l'état de dégradation des milieux dans les zones arides et semi-arides.

Mots clés :

Désertification, sécheresse, télédétection, photographies aériennes, images satellitales optiques et radar ERS, données climatiques, pression anthropique, sédimentologie, processus morphodynamique, dunes ogoliennes, modelé dunaire, érosion éolienne, fleuve Sénégal, ravinement, Sud-ouest de la Mauritanie.

Chapitre 1:

Introduction générale

Les processus morphodynamiques consécutifs ou inhérents à la désertification représentent un sérieux défi qui aggrave l'état de dégradation environnementale dans les zones arides et semi-arides. Ces dernières sont particulièrement exposées aux ravages de ce fléau, qui toucherait 40 millions de personnes en Afrique, selon le Comité Inter-Etats de Lutte Contre la Sécheresse dans le Sahel (CILSS,2007).

Dans le sud-ouest mauritanien, la rupture de l'équilibre du milieu naturel, qui exacerbe les phénomènes liés à la désertification, affectant tous les écosystèmes, est un problème qui se pose avec acuité.

La désertification est définie par la convention des nations unies sur la Lutte Contre la Désertification (UNCCD) comme, une "dégradation des terres dans les zones rudes, semi-arides et subhumides sèches, par suite de divers facteurs, parmi lesquels les variations climatiques et les activités humaines"

Les mécanismes de la dégradation des milieux ont été classés par l'O.M.M. (1983) en six familles : actions hydriques, éoliennes, chimiques (lessivage, acidification), physiques (perte de structure, de porosité, induration, encroûtement, compaction), biologiques et salinisation. Parmi celles-ci, on devrait ajouter l'anthropisation, qui peut être définie comme les conséquences de l'intervention ou de la présence de l'homme dans un système géographique naturel.

L'érosion résulte de nombreux processus qui agissent à trois niveaux : détachement, transport et sédimentation des particules solides. Elle peut se retrouver avec des intensités différentes selon les divers acteurs qui peuvent l'engendrer.

Dans la région saharo-sahélienne, l'érosion éolienne est devenue, depuis les années 70 et 80, un élément essentiel de la dynamique morphogénétique des milieux. L'action éolienne peut être marquée par l'ensablement (provoqué par le déplacement des grains de sable qui s'accumulent dans les parties basses de la topographie ou lorsqu'ils sont bloqués par des obstacles) et la réactivation, la remise en mouvement et le remodelage des formations dunaires. C'est pourquoi les manifestations associées aux lithométéores dans la zone étudiée ont été reconnues comme un indicateur climatique de la désertification (Ozer 2000) et même comme un phénomène géologique (Mainguet *et al.*, 2001).

Exposée à la désertification, qui est considérée à la fois comme un processus et un état environnemental, la région étudiée a connu des sécheresses récurrentes par le passé. Mais celles des années 70 et 80 furent les plus alarmantes et les plus dramatiques par leur intensité ainsi que par les effets considérables sur les populations et les ressources naturelles. Le problème est si préoccupant que le thème de la 22ème Journée du CILSS en septembre 2007 était axé sur l'investissement dans la lutte contre la désertification dans les zones arides (CILSS, 2007).

Il en résulte un processus généralisé de dégradation exacerbé par une exploitation humaine excessive des potentialités du milieu. Les signes de l'érosion mécanique deviennent prépondérants, dans ce contexte, nous avons voulu analyser les processus morphodynamiques en tant qu'indicateurs de l'état de désertification, pour observer les tendances de ce phénomène.

1.1. La zone d'étude

Le secteur que nous nous proposons d'étudier se situe dans le sud-ouest de la Mauritanie, qui est une aire de transition entre le milieu saharien au nord et sahélien au sud (fig.1.1). Il s'inscrit dans des domaines climatiques très vastes et on ne peut donc pas minimiser

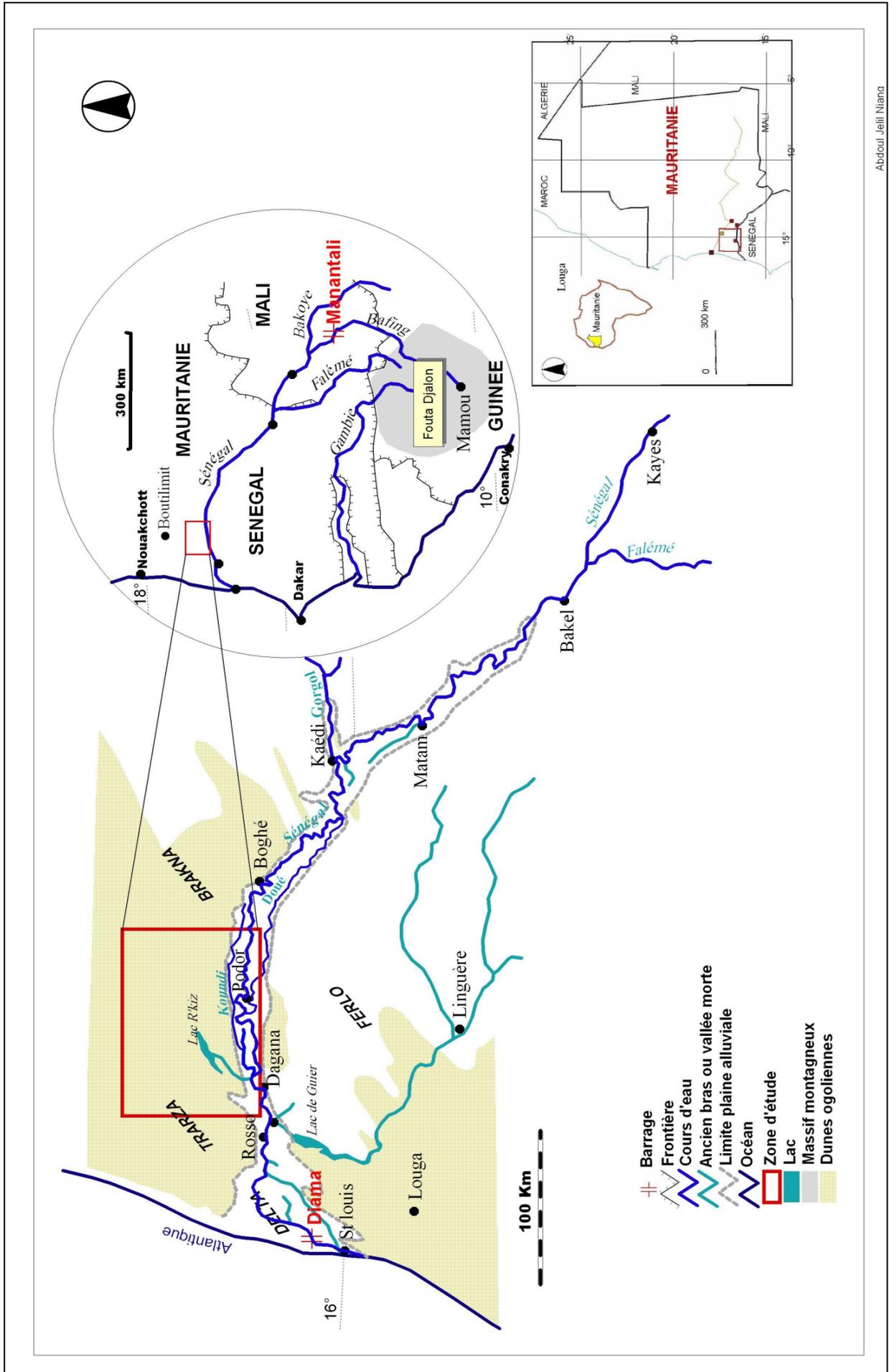


Fig. 1.1. Présentation de la zone d'étude

Abdoul Jeili Niana

les paramètres extérieurs à la zone. Cela suppose que les fluctuations climatiques planétaires auront tendance à le rapprocher de l'un ou de l'autre ensemble.

Les développements ultérieurs montreront cependant, que le cadre de cette thèse se réduit pratiquement à la partie centrale de la région du Trarza (centre sud-ouest de la Mauritanie), couverte par les feuilles topographiques I.G.N au 1/200 000 de Dagana et de Podor (1957).

Le cadre ainsi délimité couvre les territoires situés entre 17°50'-16°30' latitude nord et 15°30'-14°40' longitude ouest. Cette restriction trouve sa justification, d'une part, dans le fait que cette partie est représentative pour l'étude de la dynamique actuelle dans les différentes unités géomorphologiques de la zone (la plaine alluviale du Sénégal y connaît sa plus grande extension et les grands ensembles dunaires y sont bien représentés), et d'autre part, dans la disponibilité des données de télédétection (photographies aériennes), de cartographie ainsi que la possibilité d'approfondir nos travaux et recherches antérieurs et d'exploiter notre connaissance du terrain.

Toutefois, l'imagerie satellitale, qui couvre d'immenses territoires, nous permettra d'envisager l'étude dans les autres parties de la région du Trarza.

Dans ce secteur, très sensible aux changements climatiques, le déficit pluviométrique cumulé lors des deux décennies de sécheresse, la faible énergie du relief et la déforestation préfigurent l'importance des phénomènes morphodynamiques. Des vents chargés de particules, des auréoles de dénudation autour des zones de concentration humaine et la genèse de nouvelles formes induites par l'érosion hydrique et éolienne deviennent les composantes essentielles de l'évolution géomorphologique récente.

1.2. Justification de l'étude

Le sud-ouest de la Mauritanie, par ses particularités géoclimatiques, occupe une position singulière dans l'ensemble sahélien, durement frappé par les effets de la sécheresse des décennies 70 et 80. La désertification y est perçue comme une dégradation continue, parfois irréversible, du potentiel biologique productif, alors que certains auteurs ne sont pas encore convaincus de la sévérité de l'état de désertification au Sahel (Ozer *et al.*, 2007).

La zone a fait l'objet de nombreuses études où plusieurs aspects géomorphologiques et environnementaux ont été abordés. Néanmoins, ces travaux ne prennent pas toujours en compte des nouvelles caractéristiques de la morphogenèse, sur un secteur qui a connu d'importantes mutations et qui, finalement, vu l'immensité du territoire, n'aura pas donné lieu à beaucoup d'exemples concrets.

Les deux décennies de sécheresse (années 70 et 80), qui ont connu une intense activité morphogénétique, sont suivies par une amélioration sensible de la pluviométrie, constatée depuis le début des années 90 (Diouf *et al.*, 2000, Dai *et al.*, 2004 ; Anyamba & Tucker, 2005; Hubert 2005, Herrmann *et al.*, 2005c).

Cette situation, qui coïncide avec une mise en valeur de la vallée du fleuve Sénégal par la réalisation de grands aménagements pour la gestion des ressources en eau, devrait normalement modifier la tendance de la dynamique morphogénétique des différentes entités géomorphologiques, dont la surveillance devient une préoccupation primordiale au niveau des programmes de gestion de l'environnement. au point de devenir une contrainte aux aménagements, voire au développement.

Ainsi, le suivi de l'état de la désertification par l'analyse des conditions de la morphogenèse qui lui sont en général associées, devient une contrainte majeure au développement dans la zone saharao-sahélienne.

1.2.1. Intérêt

La multiplication des indicateurs de désertification et des contraintes socio-économiques et environnementales dans la région étudiée, souligne la nécessité d'une mise en place des mesures adéquates pour la restauration des écosystèmes dont la dégradation a atteint un seuil critique lors de la grande sécheresse. Dès lors il est important d'appréhender les facteurs qui sont à l'origine de ces phénomènes ainsi que l'évolution des processus morphodynamiques, afin de voir dans quelles mesures et par quels moyens on pourrait y influencer.

La problématique que pose ce travail de recherche est la caractérisation de désertification, par l'analyse de ses indicateurs d'état et d'impact, dont les premiers permettent d'avoir des informations sur la situation et d'individualiser les zones à risque, tandis que les seconds servent au monitoring de l'évolution des processus morphodynamiques en cours. Cela implique l'exploitation des données climatiques et de télédétection, en mode synchrone et diachronique, pour l'observation des interactions entre les facteurs biophysiques et socio-économiques.

Aussi, les modifications écologiques et la dynamique morphogénétique, provoquées par les fluctuations climatiques ainsi que la place ou le rôle de des activités humaines dans ces processus seront examinés. On suppose que si l'intervention humaine a certainement bouleversé les conditions dans lesquelles la morphogénèse se déroule (depuis son emprise sur le milieu, on assiste à une intensification de l'érosion), les contraintes naturelles et climatiques prédisposeraient le milieu aux phénomènes processus de désertification.

Cela entre dans le cadre de la mise en place des critères de base pour la hiérarchisation des priorités d'intervention des pouvoirs publics.

1.2.2. Objectifs

La dynamique et les facteurs de la désertification ont été certes abordés sous plusieurs facettes, cependant, nous voulons mettre l'accent sur l'ampleur de la dégradation du milieu en insistant sur les nouvelles formes de la morphogénèse engendrées actuellement par l'érosion éolienne et hydrique.

Ce travail s'inscrit dans la suite de celui réalisé lors du précédent mémoire (Niang, 2000) où on s'est intéressé aux effets de l'évolution morphodynamique sur la transformation des paysages dans la moyenne vallée du Sénégal. Il sera consacré à l'étude de la dynamique actuelle et vise:

- Une approche des phénomènes de désertification par l'analyse des conditions écologiques et des principaux facteurs (climatiques et anthropiques) qui participent à son extension (changements climatiques, dégradation de la végétation et des sols...).
- Caractérisation de la désertification par le biais des indicateurs qui sous-tendent les processus morphodynamiques et dont la variation de ces composants indique une modification de l'environnement. Il s'agira de la détermination des problèmes liés à la dégradation environnementale et de la compréhension de ses mécanismes.
- Les manifestations de la morphogénèse actuelle dans les différentes unités morphologiques à travers les formes récentes liées à l'érosion, qui menacent l'environnement, les aménagements et infrastructures de la zone étudiée.

- Identification et surveillance par télédétection des secteurs les plus touchés par la dégradation environnementale afin de les intégrer dans les stratégies de lutte et de prévention contre ce phénomène.

Une étude multitemporelle sera réalisée avec différents types de données satellitaires et aéroportées afin d'apprécier l'activité morphogénétique et de localiser les aires de dégradation à différentes échelles spatiotemporelles (suivi et évaluation de la couverture végétale, des surfaces sableuses et de l'érosion éolienne).

1.3. Moyens utilisés et méthodologie

Les moyens que nous utiliserons ainsi que les méthodologies seront divers et variés, les études de terrain compléteront celles de laboratoire et du traitement informatique des données de télédétection et des données hydroclimatiques.

1.3.1. Données de télédétection et documents cartographiques

Les données de télédétection constituent le moyen le plus approprié pour caractériser les modifications environnementales dans le secteur que nous étudions. La répétitivité et la vision synoptique favorisées par les images satellitaires et les photographies aériennes sur de grandes étendues en font des outils de choix pour le suivi spatio-temporel des processus morphodynamiques.

Différentes séries de photographies aériennes ont été utilisées. Il s'agit des données les plus anciennes dont nous disposons sur le secteur étudié. Elles permettent de remonter jusqu'à la période des années dites humides (50 et 60) et de réaliser une étude diachronique sur une cinquantaine d'années (de 1954 à 2003).

- Il s'agit de photographies aériennes (IGN France 1954 et 1992), satellitaires américaines Corona (avril 1972) et de photographies aériennes couleur de 2003.

Cependant, ces photographies ne couvrent qu'un petit secteur, ce qui nous donne quand même la possibilité d'analyser les modifications morphodynamiques essentiellement dans la plaine alluviale du fleuve Sénégal et ses environs immédiats. Les photographies de 2003, qui sont d'une grande précision (0,5 m de résolution), autorisent une observation plus fine des nouvelles formes engendrées par la dynamique actuelle.

L'imagerie satellitaire optique et radar, qui provient de divers capteurs et qui couvre la totalité de la zone étudiée est également utilisée :

- Images satellitaires SPOT XS (octobre 1995), Landsat MSS (1973), TM (1987), ETM (1999).
- Images radar ERS₁ et ERS₂ (deux paires tandem : 05 et 06 novembre 1995 ; 18 et 19 février 1996).

Plusieurs traitements seront appliqués aux images satellitaires. Des méthodes de détection des changements environnementaux et les aspects morphogénétiques qui leur sont liés seront mises en œuvre. Des indices de végétation et de changement mais aussi des classifications, réalisés sur les images à des dates et avec des capteurs différents seront confrontés et comparés. Les traits morphologiques des formations dunaires extraits d'images

multi-dates par filtrage, pour la mise en évidence de la dynamique morphogénétique seront aussi confrontés.

L'interférométrie radar servira à l'observation des mouvements de la surface des sols entre les passages de deux satellites à 24h et à 105 jours.

En outre, des documents cartographiques réalisés dans les années 50 par l'IGN dont les informations peuvent être comparées aux données de télédétection (superposition) sont aussi exploités :

- Coupures topographiques IGN France (1957) au 1/200 000 (Podor, Dagana et Nimzat)
- Carte géologique du Sénégal et de la Mauritanie éditée par le B.R.G.M.(1968) au 1/200000 ;

1.3.2. Données hydroclimatiques et données de terrain

- Données climatiques : précipitations journalières, vents et lithométéores des stations de Boutilimit, Podor et Rosso.
- Données hydrologiques : débits du fleuve Sénégal à la station de Bakel et hauteurs d'eau journalières à Podor, Dagana et Rosso.

Ces données seront interprétées et analysées par utilisation de différentes méthodes statistiques pour en apprécier les tendances générales.

- Sur le terrain nous avons effectué divers travaux :
 - Prise de photographies, illustrant différentes formes d'érosion éolienne et hydrique actuelle et d'autres liées à l'action de l'homme.
 - Prélèvement et échantillonnage de sable sur les surfaces stabilisées et ravivées en vue d'une série d'analyses granulométriques et morphoscopiques.

Soulignons que, nous ferons dans ce travail une étude au niveau local, sans perdre de vue que certains paramètres doivent plutôt faire l'objet d'une analyse régionale pour comprendre leur mécanisme, car intéressant de vastes étendues sous la même zone climatique.

C'est pourquoi le chapitre 2, qui va suivre, retrace d'abord l'évolution de la zone au Quaternaire, en la replaçant dans un contexte plus général et ensuite il aborde l'état des recherches morphodynamiques. Nous y ferons le point sur les résultats de différents chercheurs qui ont travaillé dans la région sahélienne (synthèse bibliographique).

Le reste du travail se structure en deux parties, selon le plan suivant :

❖ Dans une première partie nous traiterons des facteurs de la morphogenèse actuelle. Pour mieux apprécier le cadre 'naturel' de cette étude, elle sera subdivisée en quatre chapitres.

Le chapitre 3 portera sur le milieu physique et ses contraintes. Nous analyserons les grands traits de structure (esquisse géologique), les sols et la végétation des différentes entités géomorphologiques.

Le chapitre 4 examinera les aspects humains et les activités socio-économiques. Il sera question de l'évolution de la population humaine et animale ainsi que des mutations socio-économiques.

Dans le chapitre 5, nous nous intéresserons aux éléments du climat qui participent directement à la morphogenèse. Nous insisterons sur l'influence déterminante de la

pluviométrie et surtout du vent, qui sont les agents morphodynamiques majeurs, comme nous aurons à le constater dans la seconde partie.

Le chapitre 6 sera consacré à l'analyse des données hydrologiques pour déterminer leur évolution et leur tendance actuelle influencée par l'artificialisation du régime du Sénégal.

❖ La seconde partie sera consacrée à l'analyse des processus morphodynamiques dans le sud-ouest mauritanien.

Le chapitre 7 s'intéresse au suivi des processus morphodynamiques par télédétection (analyse de l'évolution morphodynamique par photographies aériennes, mise en évidence des changements environnementaux par imagerie satellitale optique, étude de la morphodynamique par imagerie radar, principaux traits morphologiques des ensembles dunaires).

Le chapitre 8 analysera les principaux aspects de la sédimentologie (granulométrie et morphoscopie des sables dunaires).

Enfin Le chapitre 9 s'intéressera à la morphodynamique actuelle, aux aires de dégradation et aux nouvelles formes de l'érosion hydrique et éolienne.

Chapitre 2 :

Synthèse bibliographique

La région sahélienne, située sur les marges du Sahara est caractérisée par une grande instabilité climatique. Elle a enregistré les vicissitudes d'une longue évolution morphodynamique sous des paléoclimats très différents.

Les sécheresses récurrentes, et surtout la persistance et la durée de la dernière 'crise climatique' (qui a débuté vers la fin des années 60 et qui a sévi pendant trois décennies), ont interpellé de nombreux chercheurs et spécialistes. Ceux-ci ont, par différentes approches et méthodes, étudié les caractéristiques, mécanismes, et processus des multiples facteurs qui ont engendré une dégradation généralisée des écosystèmes sahéliens.

La désertification, les fluctuations hydroclimatiques et les mutations socio-économiques qui ont affecté la moyenne vallée du fleuve Sénégal, dont le bassin hydrographique est présenté à la figure 2.1, seront notre principal centre d'intérêt

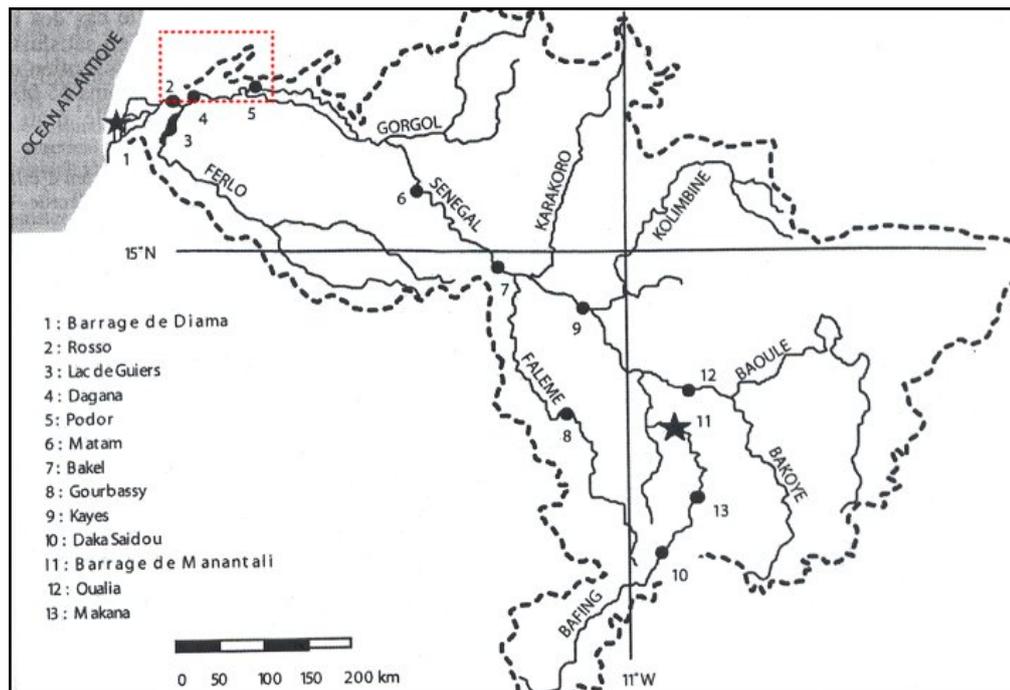


Fig. 2.1. Présentation du bassin du fleuve Sénégal.

2.1. Les changements climatiques au Quaternaire

La connaissance des changements du climat au cours du Quaternaire en Afrique occidentale a intéressé de nombreux scientifiques (Tricart, 1956a, 1956b, 1981; Michel, 1959, 1968, 1973; Dubois, 1967; Hebrard *et al.*, 1967; Demoulin *et al.*, 1969; Daveau, 1970; Faure *et al.*, 1973, 1983; Nicholson, 1981, 2005; Barusseau, 1988; Giresse *et al.*, 2000, etc.). Les études multidisciplinaires réalisées, visent à définir les conditions paléoclimatiques qui ont engendré

les séquences climatiques successives permettant ainsi la reconstitution diachronique des états de l'environnement. C'est dans cette perspective qu'a été créée l'Association Sénégalaise pour l'Etude du Quaternaire de l'Ouest Africain (ASEQUA) en 1963 à Dakar pour jouer le rôle de coordination et de publication des recherches (Faure *et al.*, 1973; Michel, 1984).

Nous présentons ici la synthèse de quelques résultats des recherches sur les modifications environnementales, la chronologie des formations dunaires ainsi que les fluctuations du niveau marin ayant conditionné la formation de la vallée du Sénégal.

2.1.1. Les modifications environnementales au Quaternaire

Les événements climatiques du Quaternaire, qui se sont manifestés aux hautes et moyennes latitudes, ont eu des répercussions dans les régions tropicales. Dans ces dernières, l'alternance de cycles Glaciaire/Interglaciaire est remplacée par celle des périodes humides ou Pluviaux et des périodes sèches ou arides, les Interpluviaux (Hervieu, 1975 ; Szabo *et al.*, 1995 ; Pakhomov, 2006). Signalons que certains auteurs ont remis en cause la notion de pluvial mais aussi le synchronisme entre les concepts Pluvial-Interpluvial et Glaciaire-Interglaciaire (Weisrock, 1983; Lefèvre *et al.* (1985) et Texier *et al.* (1985), cités par (Nahid, 2001) mais les termes continuent toujours d'être employés.

L'impact des variations climatiques des vingt derniers millénaires sur le milieu et les paysages a été considérable, et différents aspects ont été analysés (Servant, 1974; Loyer *et al.*, 1986 ; Bonnet *et al.*, 1987 ; Barusseau, 1988 ; Lezine, 1987 ; Miskovsky *et al.*, 1991; Petit-Maire, 1994 ; Reid, 1994 ; Giresse *et al.*, 2000 ; Nicholson, 2000a ; Olago, 2001 ; Swezey, 2001, etc.).

Au Quaternaire moyen, les modifications ont été plus importantes au Riss (qui correspond à la régression de l'Akcharien (voir tableau 2.1) selon Tricart et Brochu (1955). Lors de cette période un climat aride accentué a occasionné des actions éoliennes considérables qui ont mis en place l'essentiel du modelé ainsi que les éléments superficiels de la lithosphère. Le climat redevient de type sahélien voire soudanien à l'Interglaciaire (Pluvial) suivant où la végétation permet la protection du modelé éolien (Tricart & Brochu, 1955).

Ces changements climatiques montrent sur la courbe de l'évolution globale depuis 30 ka BP que le passage d'une phase humide à une aride s'effectue toujours en un ou deux millénaires (Rognon, 1986). Cette situation est illustrée à la figure 2.2. Plusieurs auteurs soulignent le passage d'un Sahel hyperaride autour de 16 ka BP à une période humide, (le « Sahara des Tchad ») à partir de 12 ka ou de 10 ka BP (Faure *et al.*, 1983 ; Bonnet *et al.*, 1987; Reid ; 1994 ; Mauz & Felix-Henningsen, 2005). Swezey (2001) note également une stabilisation des sédiments éoliens à partir de 11 ka. La période entre 14 et 10 ka a été caractérisée, selon Olago (2001) par des variations climatiques brusques qui ont marqué la végétation.

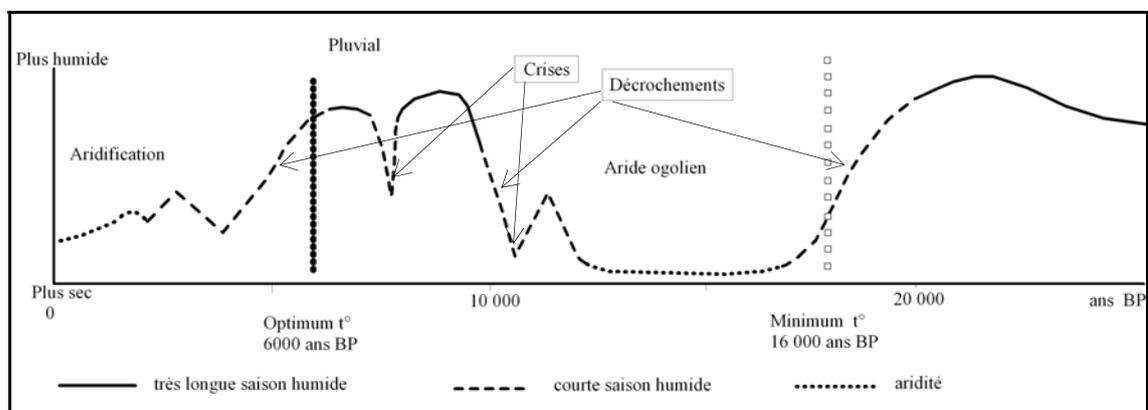


Fig. 2.2. Changements climatiques sur la bordure sahélienne depuis 20 000 ans BP (Rognon, 1986).

L'analyse pollinique des carottes de sondages du Sénégal et de la Mauritanie dont les données sont continues depuis 12 ka a donné également des indications intéressantes sur l'évolution de la végétation (Bonnefille, 1986; Lezine, 1987 ; Hooghiemstra *et al.*, 2006). Elle fait apparaître aussi deux changements brutaux vers 9ka et 2ka BP. Le premier correspond à une phase humide marquée par l'extension de la végétation vers le nord. Lors de cette période une faune avec des affinités tropicales a existé au Sahara (Bonnet *et al.*, 1987 ; Oberlander, 1994 ; Reid, 1994 ; Zouari *et al.*, 1998 ; Damnati, 2000 ; Olago, 2001 ; Renssen *et al.*, 2006). Le second est marqué par la destruction des formations forestières et la mise en place des conditions actuelles (Lezine, 1987 ; Miskovsky *et al.*, 1989). La savane migre vers le sud et un biotope typique d'une zone sèche s'installe (Olago, 2001).

Les systèmes hydrologiques ont également enregistré les fluctuations climatiques. Les réseaux hydrographiques se désorganisent, ce qui aboutit à la formation de bassins endoréiques lors des phases arides, comme l'ont attesté les sondages réalisés par Miskovsky (1991).

Cependant, malgré les nombreux travaux sur le Quaternaire, les dépôts lacustres des périodes humides ont été les plus étudiés. L'aridité des phases sèches et les formations continentales qui leur correspondent restent plus difficiles à apprécier (Servant, 1974 ; Hervieu, 1975 ; Miskovsky, 1991; Le Houérou, 1997), ce qui peut limiter la reconstitution des différents remaniements qu'ont connu les grands ergs.

2.1.2. Chronologie des formations dunaires

Les fluctuations climatiques quaternaires ont mis en place de nombreux dépôts qui ont été remaniés lors des phases arides ou des régressions marines (figure 2.3 et tableau 2.1). Il s'agit essentiellement des ergs et des dunes. Les ergs étant un massif de dunes plus ou moins mobiles présentant des formes complexes et couvrant de grandes étendues (Capot-Rey, 1970). Ce grand ensemble dunaire qui s'étend sur des centaines de kilomètres jalonne toute la zone sahélienne. Il se compose d'une succession du nord au sud des ergs, de l'Ogolien, du Trarza et du Cayor, dont les cordons dunaires sont orientés nord-est/ sud-ouest.

2.1.2.1. L'erg ancien

L'erg du Trarza, qui couvre la quasi-totalité de notre zone d'étude, constitue une vaste étendue sableuse qui peut atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Il reste cependant difficile à dater à cause de l'absence de fossiles. Sa formation remonterait selon Tricart d'avant l'interglaciaire Riss-Würm (Tricart & Brochu, 1955), elle résulterait d'une reprise par le vent d'une nappe sableuse antérieure qui était constituée de matériel marin. Nguer & Rognon (1989) soutiennent également que l'erg du Trarza s'étend sur l'emplacement du golfe de la transgression du Tafarien (voir fig. 2.3).

Pour ces auteurs, l'essentiel du modelé a été acquis au Riss où les changements étaient plus importants (entre 200 et 130 ka BP, lors de la régression qui a suivi le Tafarien - tableau 2.1 et fig. 2.3).

Par ailleurs, Beudet *et al.* (1976) notent la mise en place d'un dépôt sableux éolien, connu dans plusieurs régions sahéliennes, qui serait antérieur à 40 ka et dont les restes sont épais de 1 à 3 m. Barbey (1989) révèle également l'existence d'un erg plus ancien que l'Ogolien et dont les dépôts ont été recouverts par ceux des formations postérieures. La plupart des dunes de cet erg ancien ont une direction grossièrement nord-sud, bien reconnaissable au nord mais

qui, dans la vallée du fleuve, sont recouvertes et remaniées par les dunes ogoliennes. Elles se distinguent surtout par un sable remanié à caractère fluvatile bien marqué (Barbey, 1989).

Le matériel de cet erg n'a pas subi de transport sur de longues distances. Les formes modelées sur place ne représentent que de simples accumulations sous forme de dunes transverses (Barbey, 1989). Cet erg daterait de la période entre 40 ka et 20 ka BP, selon Barbey (1989). Cependant cette datation ne sera pas prise en compte dans cette étude.

L'existence d'anciens systèmes dunaires est également attestée par les travaux de Le Houérou (1997) qui identifie deux épisodes de dépôts éoliens : le premier autour de 150 ka BP et le second entre 125 ka et 70 ka BP. Les dates de mise en place de ces dépôts sont plus vraisemblables que celles données par Barbey (1989), car les travaux ultérieurs montrent que les périodes situées entre 40 et 20 ka sont plutôt marquées par des pulsations humides (Petit-Maire, 1994 ; Zouari *et al.*, 1998 ; Giresse *et al.*, 2000).

Précisons aussi que les âges issus des méthodes de datations modernes que nous adopterons pour la chronologie du Quaternaire sont plus fiables que celles utilisées lors des premières études disponibles sur la zone étudiée (voir tableau 2.1)

Soulignons toutefois que ces formations dunaires ont été remaniées lors de la dernière phase aride, c'est pourquoi les ergs ont été, en général, rattachés à l'Ogolien (fig. 2.2 et tableau 2.1).

Tableau 2.1. Stratigraphie du bassin sénégalo-mauritanien au Quaternaire. Les différentes phases arides sont soulignées. La partie gauche du tableau présente les anciennes datations obtenues par Elouard (1976), la partie droite illustre les âges datés par Uranium-Thorium par divers auteurs cités par Giresse *et al.*, (2000).

Formation Names	Elouard, 1976		This study and other U/Th ages ^{a,b}				
	Elevation	Assumed ages	Iostopic stages	Mauritania			Senegal
	(m)	(ka)		Tafoli	Tin Oueich	Tafarit	
Nouakchottian	2–3	4.2–6.2	1				
<u>Ogolien</u>		16–20					
Inchirian	4–6	30–40	5	85 ± 2 87 ± 2 111 ± 3 (+1.5 m)	122 ± 5 (+0.5 m)		89 ± 11 ^a (+0 m) 90 ± 1 (+1.1 m)
<u>Aguerguerian</u>							
Aïoujjan	6–10	70–100	7	258 ± 24 (+0.5 m)	241 ± 15 (–0.2 m)		178 ± 20 ^a (+0.5 m) > 240 ^a (+0.5 m)
<u>Akcharian</u>							
Tafaritian	2–15	150–200					≥ 308 ^b

^a From Diouf *et al.* (1995).

^b From Giresse *et al.* (1989).

2.1.2.2. L'erg ogolien

Au cours de la dernière grande phase aride (Ogolien, entre 25 et 15 ka selon les auteurs) centrée autour de 18 ka, des quantités énormes de sables furent remodelées ou mises en place sur l'ensemble du Sahel (Nicholson & Flohn, 1980 ; Leroux, 1987 ; Nguer & Rognon, 1989 ; Miskovsky *et al.*, 1989 ; Pion *et al.*, 1990 ; Tchakerian, 1994 ; Courel *et al.*, 1999 ; Vernet, 2000 ; Lancaster *et al.*, 2002a ; Giraudi, 2005)

Selon Olago (2001) l'activité éolienne maximale s'est produite au Sahara central entre 20 et 18 ka, tandis que le pic d'aridité au Sahara méridional a été atteint après 18 ka. Les édifices dunaires se sont étendus au-delà du rivage actuel pour occuper la plate-forme sous-marine sénégalo-mauritanienne (Hervieu, 1975). Le niveau de l'Atlantique aurait atteint -130 m lors de cette grande régression ogolienne (Gac *et al.*, 1986 ; Leroux, 2001).

Les dunes de cet erg ont une direction nord-est/sud-ouest et se superposent souvent à celles de l'erg antérieur. Cependant, dans l'Ogolien, elles se différencient par une longueur moyenne plus grande et un matériel plus fin (Barbey, 1989). Selon le même auteur, l'étude au MEB (microscope à balayage électronique) confirme la reprise d'un matériel ancien ; sur l'immense majorité des grains, les traces de deux épisodes éoliens sont nettement visibles. Les vents ont soufflé avec une grande violence.

L'augmentation du transport de sable au cours de l'Ogolien aurait été cinq fois supérieure par rapport aux données actuelles. Les dunes ogoliennes auraient barré toute la basse vallée du fleuve Sénégal (Tricart, 1956a, 1956b; Audibert, 1967; Michel & Assemien, 1969, Michel, 1984 ; Leroux, 2001).

Les alizés nord-est/sud-ouest de l'Ogolien ont édifié un gigantesque modelé et transporté au loin les particules les plus fines. Les dunes de cette période se sont rubéfiées pendant le Pluvial tchadien (entre 11 et 8 ka BP), elles sont ainsi dénommées dunes rouges.

2.1.2.3. Les formations post-ogoliennes

Il s'agit essentiellement de cordons dunaires ogoliens remaniés par le vent ou mis en place après le Pluvial tchadien, au cours d'une nouvelle oscillation vers l'aride (7,5 ka - 6,5 ka ; Michel 1973 ; Rognon, 1976 ; Leroux, 1987, 2001).

Les cordons dunaires ont subi l'action du ruissellement lors du Pluvial tchadien au cours duquel la mousson ouest-africaine remontait jusqu'au Sahel central (Michel, 1984). Les éléments arrachés aux crêtes étaient déposés au pied des dunes. Cette période humide est marquée par la formation de lacs interdunaires et de bassins endoréiques. Les formations dunaires vont être partiellement décapées et découpées par la mise en place d'un réseau hydrographique (Pion *et al.*, 1990). Les cordons dunaires sont oblitérés et s'aplatissent, les couloirs se colmatent et une pédogenèse s'est produite. Le sable a été rubéfié par les oxydes de fer qui, en enrobant le quartz, lui ont donné une teinte brun-rouge caractéristique (Michel, 1984).

Le système ogolien a ensuite été remanié et réactivé à la fin du Tchadien, à la suite d'un court épisode régressif, selon Pion *et al.* (1990). Des alignements obliques par rapport aux dunes ogoliennes apparaissent avec le renforcement de la déflation éolienne. Cette phase a été datée par analyse pollinique entre 7,5 et 6 ka (Nicholson & Flohn, 1980 ; Leroux, 1987 ; Nguer & Rognon, 1989).

Entre 4 et 1,8 ka (le Tafolien) des cordons littoraux se succèdent. Leur sable est mobilisé en 'dunes jaunes' (faible rubéfaction) par l'alizé maritime dans la bordure occidentale du Trarza. Ces dunes sont dominées par des formations sableuses blanches résultant des accumulations actuelles (Michel, 1984 ; Nguer & Rognon, 1989).

Les dunes post-ogoliennes se caractérisent par leur modelé vigoureux. Elles sont aussi d'orientation nord-est/sud-ouest, comme les dunes ogoliennes et forment des alignements réguliers (Barbey, 1989). Ces formations ont connu des pulsations climatiques entraînant des accumulations, fixations ou érosions.

Depuis 3 ka, on note une tendance vers l'aridité : la réactivation des dunes est alors liée à des situations de sécheresse qui peuvent être amplifiées par les actions anthropiques.

Actuellement, avec la sécheresse qui sévit depuis le début des années 1970, on assiste à une recrudescence des phénomènes éoliens (favorisée par la dégradation du couvert végétal, le déficit pluviométrique, la pression anthropique, etc.) qui s'imposent sur les paysages de la zone. Le vent devient l'agent morphodynamique majeur dans la zone étudiée.

La mise en place des formations dunaires a pu être reconstituée et datée surtout grâce aux dépôts abandonnés par les transgressions marines qui ont alterné avec les phases arides.

2.1.3. Transgressions marines et morphogenèse de la vallée du Sénégal

Les variations du niveau marin qui ont ponctué l'histoire du Quaternaire sont liées, selon Ortlieb (1975), aux variations des volumes de glace lors des alternances Glaciaire-Interglaciaire. Les paramètres eustatiques et climatiques de la sédimentation ont déterminé l'édification de la vallée du fleuve Sénégal.

2.1.3.1. Les principales transgressions marines en Mauritanie Atlantique

Les transgressions marines qui se sont produites sur le littoral mauritanien ont envahi le continent sur des centaines de kilomètres. Selon Giresse *et al.* (2000), le bassin quaternaire marin en Mauritanie représente un golfe qui couvre une superficie de 600 x 200 km.

La taille des différents golfes qui ont submergé le continent s'est progressivement réduite du Pléistocène à l'Holocène (fig. 2.3). Ce qui suggère qu'ils ont été influencés par des mouvements épirogéniques positifs successifs (Giresse *et al.*, 2000).

Sur le littoral mauritanien, quatre transgressions marines séparées par trois régressions ont été observées (fig. 2.3).

➤ Le **Tafaritien** : c'est la plus ancienne invasion marine connue en Mauritanie atlantique. Cependant, il existe beaucoup d'incertitudes sur sa datation. La transgression aurait eu lieu il y a plus de 300 ka (limite en âge de la méthode utilisée par Giresse *et al.* (2000), elle daterait de la période entre 1000 ka et 700 ka (Fall, 1986 ; Caruba & Dars, 1991). Son bassin est très étendu en Mauritanie : il s'est formé un golfe de 600 km du nord au sud et jusque 220 km d'est en ouest à la latitude de Nouakchott (Giresse *et al.*, 2000). Ses dépôts, que l'on retrouve entre +12 et +15 m d'altitude, sont considérés comme des accumulations marines et se terminent par des formations à diatomées et végétaux ligneux (Hervieu, 1975). Selon Elouard (1976), cité par Giresse *et al.*, (2000), le Tafaritien correspond à un large golfe aux paysages instables.

Cette phase semble coïncider avec une longue période humide. Le Sénégal qui se dirigeait vers le nord-ouest après Boghé rejoignait la mer probablement dans les environs de Boutilimit (Michel, 1973).

Les dépôts de cette transgression ont été érodés et entaillés avant la transgression aioujienne (Ortlieb, 1975).

➤ L'**Aïoujien** est survenue entre 300 ka et 150 ka BP (Faure, 1972; Caruba & Dars, 1991; Zouari *et al.*, 1998 ; Giresse *et al.*, 2000) : il est caractérisé par la présence de deux golfes, l'un au nord de Nouadhibou (Souhel El Abiod), l'autre dans le nord de Nouakchott (le Tafoli- fig. 2.3). L'Aïoujien est composé, dans la région de Nouadhibou, de calcaires et grès calcaires à stratification entrecroisée et de dépôts littoraux à galets (Hervieu, 1975).

La transgression aioujienne se serait produite au cours d'une longue période humide mais le fleuve Sénégal ne pouvait pas se jeter dans le petit golfe de Tafoli. Son cours se serait déplacé vers le sud et il prenait une direction ouest-nord-ouest après Boghé. Il aurait rejoint l'océan au bord de l'Aftout Sahéli (Michel, 1973).

➤ L'**Inchirien** (entre 125 et 30 ka – Fall, 1986 ; Caruba & Dars, 1991; Giresse *et al.*, 2000) ; les dates ainsi définies englobent deux périodes humides séparées par des séquences arides. Car si des dépôts lacustres ont été enregistrés au Sahara autour de 125 ka (Petit-Maire,

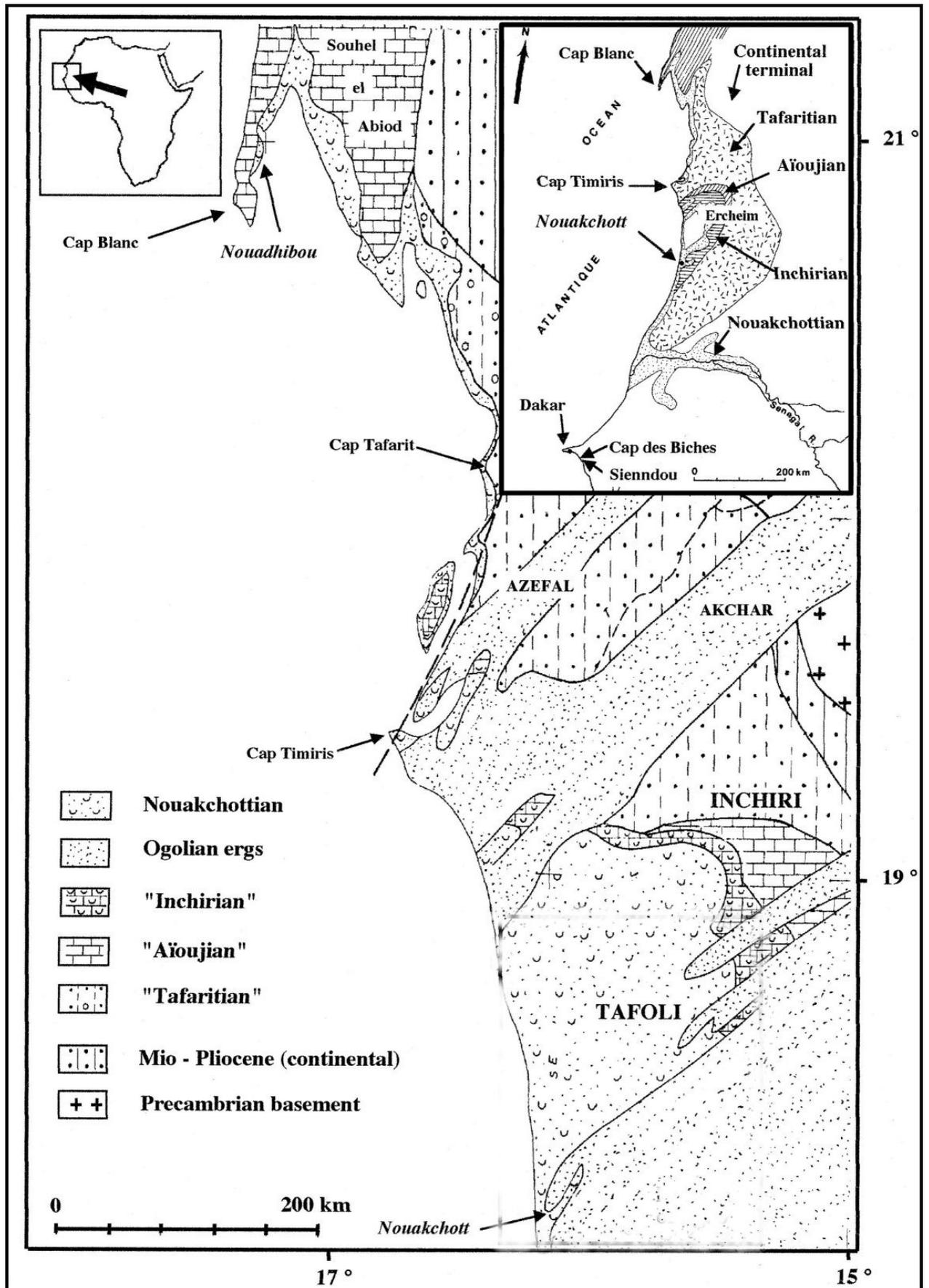


Fig. 2.3. Transgressions (encadré) et dépôts du Quaternaire en Mauritanie atlantique Giresse *et al.*, 2000, modifié).

1994 ; Zouari *et al.*, 1998 ; Giraudi, 2005), des séquences arides ont été mises en évidence dans la même zone entre 70 et 58 ka (Giraudi, 2005). C'est pourquoi l'Inchirien a été subdivisé en deux phases. L'Inchirien inférieur, correspondant au niveau maximum de la mer avec divers lithofaciès (grés argile et calcaire). L'Inchirien supérieur a une profondeur plus faible.

Les formations inchiriennes se retrouvent jusqu' à 150 km de la côte actuelle, leur altitude est à +2 ou 3 m, selon Giresse *et al.*, (2000). La transgression se serait produite dans le golfe de Tafoli et plus au sud, la mer aurait occupé la dépression de l'Aftout Es Saheli (Michel, 1973).

La régression post-inchirienne a été marquée par l'édification d'ergs (Ogolien) à laquelle ont succédé, à la limite Pleistocène-Holocène, des dépôts lacustres à diatomées (Tchadien - Ortlieb, 1975).

Le retrait de la mer inchirienne s'accompagnerait, selon Michel (1973), de faits de subsidence qui firent s'affaisser le Trarza, le Brakna et la région du Delta. Cela aurait entraîné la modification du cours inférieur du Sénégal, qui se dirige désormais à l'ouest après Boghé, prenant son tracé actuel. Il dessine alors une grande courbe entre Boghé et le Delta.

➤ Le **Nouakchottien** correspond à la mi-Holocène (entre 7 et 4 ka, vers 5,5 ka (Michel, 1968 ; Caruba & Dars, 1991; Barusseau *et al.*, 1998). Cette dernière transgression a surtout intéressé le Delta du fleuve Sénégal (jusqu'à 230 km du rivage) et le golfe de Tafoli (jusque 90 km); ses dépôts se situent à une altitude entre +1 et +2 m (Hervieu, 1975 ; Michel, 1984).

Il existe de nombreux dépôts coquilliers qui permettent de préciser le maximum de cette transgression. Il se situe vers 5 ka dans la région de Nouakchott (Hervieu, 1975). La mer nouakchottienne pénètre alors dans les dépressions des dunes rouges en forme de « doigts de gants » (Michel, 1973 ; Carité, 1989). Au sud, la mer envahit la vallée du Sénégal jusqu'à Boghé, formant ainsi un golfe allongé (fig. 2.3), les dunes ogoliennes furent également arasées (Michel, 1984).

Le dernier épisode régressif, le Tafolien commence depuis 4 ka et le golfe de la basse vallée du Sénégal se referme successivement par des cordons littoraux et se transforme en lagune (Diop & Sall, 1986 ; Sarr *et al.*, 2007).

Depuis 3 ka, l'évolution est seulement marquée par des fluctuations climatiques mineures (Toupet 1976). Selon Hebrard *et al.* (1967) la courbe moyenne du niveau de la mer indique lors cette période une hauteur assez stable. Entre 1700 BP et l'actuel, le niveau moyen de la mer s'est abaissé pour se raccorder au zéro actuel.

La transgression nouakchottienne et les variations climatiques qui ont accompagné la régression du Tafolien ont déterminé le façonnement des régions littorales et les vallées inférieures des fleuves Sénégal et Gambie (Michel, 1984, 1985; Sarr *et al.*, 2007).

2.1.3.2. Morphogenèse de la vallée alluviale du Sénégal

La morphogenèse dans la vallée du fleuve Sénégal a été fortement conditionnée par les variations climatiques du Quaternaire (tableau 2.2). Des surfaces d'aplanissement se sont développées, aboutissant à la formation de trois glacis étagés (haut, moyen et supérieur). Ces derniers sont à certains endroits découpés en lambeaux de terrasses cuirassés ou cimentés en poudingue. Ce sont les hautes, moyennes et basses terrasses (Michel, 1973).

Tableau. 2.2 : Principales étapes de la morphogenèse de la vallée du Sénégal (Michel, 1968).

Morphogenèse		Climat	Ages absolus (années avant 1950)	Nomenclature	
Erosion	Sédimentation			Régionale	Générale
agrandissement des méandres légère entaille	dépôts argileux des cuvettes levées de rive convexes	sahélien plus sec	2 000 B P	Actuel Subactuel Post-Nouakchot-Tien NOUAK- CHOTTIEN	Postglaciaire
	hautes levées, delta cordons littoraux Sable marin et vase	humide	5 500 B P		
recreusement du lit	remaniement de dunes dépôts d'argile fluviale	sec très humide (guinéen)	8 000 à 11 000 BP ?	OGOLIEN	Würm récent
	premier remblai barrages de dunes rouges	très aride			
creusement sous le niveau de la mer	nappe de gravier	subaride (contrasté)		INCHIRIEN supérieur	Interstade Würm ancien
	basse terrasse (graviers)	subaride	30 000 à 40 000 BP ?		
creusement (bas glaciais)	calcaires lacustres moyenne terrasse (poudingues)	sumide (sud-Soudanien)		INCHIRIEN inférieur	Interglaciaire Riss ? Interglaciaire ?
	haute terrasse	subaride			
creusements		humide			
		subaride			
Surface cuirassée Sur les grès du Continental terminal				PLIOCENE Supérieur ?	

Les surfaces d'aplanissement apparaissent surtout dans les hauts bassins. Au niveau de la vallée inférieure du Sénégal, on note la présence d'une seule surface d'aplanissement s'inclinant vers la vallée et recouverte par les formations éoliennes (Michel, 1973).

A la suite d'une régression marine (celle qui a suivi le Tafarien), le Sénégal entaille son lit dans le bed-rock. Cette période correspond à une dynamique fluviale beaucoup plus importante où l'écoulement a connu une érosion linéaire intense avec une multiplication des réseaux d'entailles hiérarchisées (Michel, 1973). Lors de cette phase, les fleuves ont charrié du matériel grossier qui a été déposé en une nappe qui affleure aux basses eaux, ce sont les « graviers sous berge », cimentés en poudingues. Il en subsiste, par endroits, des lambeaux sous forme d'îlots dans le lit mineur (Michel, 1973 ; Hervieu, 1975).

La période aride ogolienne fut marquée par un arrêt de l'écoulement dans la basse vallée où les dunes ont barré le cours du Sénégal. On retrouve ainsi, selon Michel (1973), des dunes rouges résiduelles au milieu d'alluvions récentes.

Lors de la période humide du Tchadien, le Sénégal reprend son écoulement et déblait les dunes sur sa basse vallée. Le niveau de la mer monte pour aboutir à la transgression du Nouakchottien. Le relèvement du niveau marin à +1,5 m s'est répercuté sur le cours inférieur du Sénégal à cause de sa très faible pente.

Ainsi, à la période humide qui coïncidait à la transgression du Nouakchottien, le Sénégal connaissait de fortes crues et transportait du matériel plus grossier accumulé à des cotes supérieures aux inondations actuelles. Le Sénégal a construit de puissantes levées dont la partie haute est aujourd'hui insubmersible. Elles ont été édifiées lors de la fermeture du golfe du Nouakchottien (Michel, 1984). Les méandres sont en grande partie apparus lors de l'entaille de ces levées post-nouakchottiennes, selon Tricart (1956a).

Les levées subactuelles résultent de l'érosion par les fleuves des anciens bourrelets de berges, lors d'un épisode plus sec, où le niveau marin a légèrement baissé. Elles sont moins développées que les précédentes et présentent des formes plus fraîches. Le Sénégal a augmenté ses sinuosités et recoupé certains de ses méandres lors de cette période (Tricart, 1956a). Les levées actuelles sont situées en contrebas et constituent des dépôts récents (Santoir, 1973). Le Sénégal a localement sapé ses levées et agrandi ses méandres (tableau 2.2).

La vallée alluviale s'élargit aux environs de Podor, le système de levées isole une série de cuvettes plus ou moins vastes (Michel, 1973; Santoir, 1973). L'existence de nombreux bras morts témoigne de l'évolution des cours d'eau lors des derniers millénaires.

La période actuelle, qui s'inscrit dans une tendance vers l'aridité, est ponctuée de sécheresses récurrentes dont les conditions climatiques extrêmes des années 1970 demeurent les plus sévères.

2.2. La crise climatique des années 70

La nécessité de comprendre la crise climatique des années 70 et de la placer dans son contexte régional, voire mondial, conduit certains auteurs à étudier les oscillations climatiques depuis des centaines d'années. (Michel, 1968 ; Lezine, 1987 ; Tardy & Probst, 1992 ; Kayser *et al.*, 1990, Petit-Maire, 1994 ; Thomas & Middleton, 1994 ; Nicholson, 1995, 2001).

Ces auteurs constatent qu'à l'échelle du siècle, la périodicité des fluctuations du climat global et des climats régionaux est liée à celle de l'activité des tâches solaires. Aussi, les ondes de sécheresse se propagent d'ouest en est et du sud vers le nord avec des décalages et oppositions de phases dans le temps et l'espace, à l'échelle du globe.

Ils affirment également que des crises climatiques comme la sécheresse, se répètent de façon polycyclique, d'où l'intérêt de disposer et d'interpréter de longues séries de données hydroclimatiques, afin d'en appréhender la répartition spatiale, interannuelle, saisonnière et la distribution statistique, pour prévenir leurs aléas.

Les reconstitutions historiques du climat des deux derniers siècles, réalisées par Nicholson (1989, 2000a, 2001) indiquent que les conditions des précipitations de cette crise climatique ne sont pas sans précédent. L'auteur, qui a utilisé les relevés pluviométriques, les sédimentations lacustres, les fluctuations du niveau des lacs et fleuves, l'occurrence des famines et sécheresses, révèle qu'un épisode semblable a régné durant la majeure partie de la première moitié du XIX^{ème} siècle (notamment entre 1820 et 1840). Au-delà de ce siècle, les années 1630, 1640, 1660, 1680, 1710, 1740-1760, 1790 ont enregistré des sécheresses analogues (Nicholson, 1989 ; Brooks, 2004a). On constate que la variabilité actuelle caractérise également le passé historique (Nicholson, 1989, 1995, 2001 ; Brooks & Legrand, 2000).

La sécheresse du début des années 70 qui s'est singularisée par sa durée et son intensité a été étudiée sous plusieurs facettes.

Le contexte et les causes de ce changement climatique ont été abordés et plusieurs explications ont été avancées. Certains auteurs l'attribue aux mécanismes complexes liés aux changements globaux du climat (Leroux, 1995a ; Kohfeld & Harison, 2001; Taylor, 2001 ; Dai *et al.*, 2004 ; Herrmann & Hutchinson, 2005) et aux interactions entre la modification de la température de surface des océans et de l'atmosphère (Nicholson, 1989, 2000b, 2002 ; Thomas & Middleton, 1994 ; Morel, 1995; Nicholson *et al.*, 1998; Leemans & Kleidon, 2002; Hillel & Rosenzweig, 2002; Olsson *et al.*, 2005; Balas *et al.*, 2007, etc.). D'autres auteurs soutiennent que les causes sont imputables aux activités anthropiques qui sont responsables d'une

exploitation excessive des ressources naturelles (Brooks, 2004a ; Stokes *et al.*, 2004; Herrmann *et al.*, 2005b; Mortimore & Turner, 2005, etc.).

La sévère dessiccation, (qui s'est avérée plus importante que toutes les prévisions de changement des précipitations faites par les modèles globaux, d'après Hulme, 2001), la très grande variabilité interannuelle et l'irrégularité des précipitations interannuelles ont été largement soulignées : chute globale de 30% en moyenne au Sahel (Chaperon, 1973 ; Olivry, 1983; Hubert & Carbonnel, 1986; Dobigeon, 1987; Gondolo, 1988 ; Vannitsem & Demarée, 1991 ; Nicholson & Palao, 1993; Dione, 1997; Nicholson, 2000b; Sagna & Lake, 2002 ; Ali *et al.*, 2003).

La tendance à la baisse régulière a surtout été constatée pour le mois d'Août qui se situe au 'cœur' de la saison des pluies (Diouf *et al.*, 2000 ; Mortimore, 2000 ; Nicholson *et al.*, 2000 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Lebel *et al.*, 2003).

Les conséquences dramatiques de la sécheresse qui démontrent la dégradation environnementale généralisée ont été également mises en évidence : déforestation, intensification des l'érosion éolienne, érosion des sols, dégradation des conditions de vie des populations (Mainguet, 1994; Toupet, 1995; Nouaceur, 1995; Gueye *et al.*, 1999 ; Chamard *et al.*, 1999 ; Brooks, 1999, 2004b; Enriquez-Sarano, 2000; Ozer, 2000 ; Chavez *et al.*, 2002; Griffin *et al.*, 2003; Benbrahim *et al.*, 2004; Warren, 2005; Rognon, 2007; Sivakumar, 2007).

Signalons que la sécheresse des décennies 70 et 80 se distingue comme la plus longue et la plus intense observée en Afrique depuis l'installation des premières stations de mesure des précipitations (Le Borgne, 1990 ; Mahé, 1993).

Sircoulon (1985) qui a comparé cette 'crise climatique' avec les sécheresses de 1913 et 1943 trouve qu'elle est sans commune mesure avec les crises cycliques précédentes. Il constate une diminution spectaculaire des ressources en eau de surface. Leroux (1995b) parle d'un 'changement climatique' dont les causes sont extérieures à l'Afrique et à la zone tropicale.

Dans cette perspective l'écoulement et les précipitations annuelles ont fait l'objet de plusieurs études. Ces paramètres, parmi d'autres, par leur fréquence et leur durée d'observation, déterminent le climat de l'espace dans lequel ils sont mesurés (Tardy & Probst, 1992). Selon Mahé (1993), c'est à partir de ces deux éléments que l'on peut mesurer avec précision la réalité hydrologique de la sécheresse et ses fluctuations interannuelles.

Les séries pluviométriques de longue durée ont été analysées au Sahel et dans les régions voisines pour évaluer les similitudes dans un contexte de variabilité climatique (Gac & Faure, 1987 ; Michel, 1990 ; Taupin *et al.*, 1998 ; Paturol *et al.*, 1998 ; Mahé & Olivry 1999, Xue & Fennessy, 2002, entre autres).

2.2.1. L'évolution des précipitations

2.2.1.1. Répartition annuelle

L'étude des précipitations interannuelles est souvent illustrée par une analyse statistique et une représentation graphique (Rodier, 1975). C'est ainsi qu'est née la notion de norme pluviométrique calculée sur une période de référence (Hubert *et al.*, 1998).

Le réseau stationnel continue d'être la base essentielle pour étudier la variabilité spatiale saisonnière et interannuelle des précipitations (Bigot *et al.*, 1998) mais on note dans la plupart des cas une faible densité des réseaux de mesure.

La caractéristique essentielle de ces précipitations est leur variabilité en importance, en rythme et en répartition spatio-temporelle. Le Sahel est une zone où la précarité est la règle (Nicholson, 1989; Leroux, 1995b).

La circulation atmosphérique constitue un facteur important dans l'explication de la variabilité interannuelle de la précipitation (Orange & Gac, 1990 ; Sagna, 1999; Bielders *et al.*, 2004). On note l'existence d'un gradient positif nord-sud des isohyètes annuels dont la valeur moyenne est de 1 mm/km environ (Toupet, 1995 ; Taupin *et al.*, 1998), ce qui fait que certaines marges du désert ont connu une période de sécheresse beaucoup plus précoce et plus sévère que les franges sahéliennes (Ozer & Erpicum, 1995; Leroux, 1995a).

Afin de mieux voir la tendance et le sens de l'évolution, la moyenne mobile arithmétique ou l'indice pluviométrique (écart à la moyenne) sont souvent utilisés (fig. 2.4). Sur les longues séries, les données pluviométriques sont marquées par une tendance à la baisse (Mortimore 2000 ; Nicholson, 2001). Les graphiques font apparaître des années sèches en 1913, 1943, 1972 et 1983 que l'on retrouve un peu partout au Sahel d'Afrique (Le Borgne, 1990 ; Vannitsem & Demarée, 1991; Tardy & Probst, 1992; Ozer, 2000). La figure 2.4 illustre cette situation.

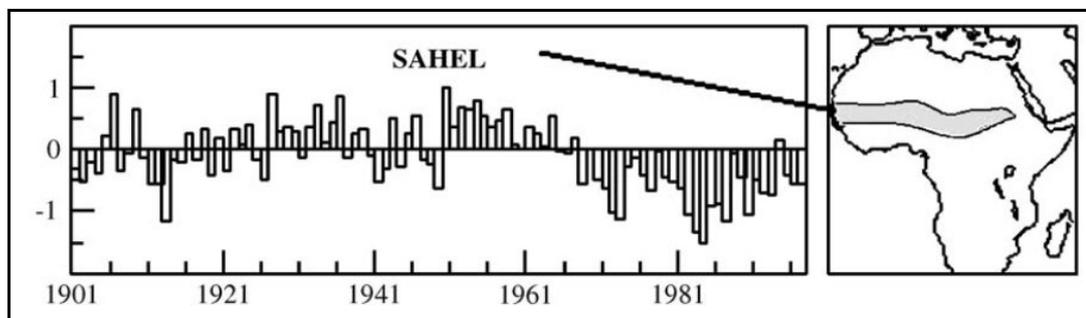


Fig. 2.4. Fluctuation des précipitations au Sahel, 1901-1997 (Indices pluviométriques de Lamb – cf. chapitre 5 - réalisés sur plus d'une centaine de stations réparties dans tous les pays du Sahel - Nicholson, 2005).

La variabilité interannuelle des précipitations est très importante comme le montrent les écarts à la moyenne des stations au Sahel (fig. 2.4). Elle est commandée par la fluctuations du nombre d'événements pluvieux (Lebel *et al.*, 1997, 2003; Le Barbé *et al.*, 2002). On remarque également l'irrégularité des saisons des pluies mais surtout le déficit chronique amorcé au début des années 1970. Les précipitations ont baissé de 20 à 30% entre les décennies humides et la période de sécheresse (Hulme, 2001).

Les dates de ruptures des tendances sont comprises entre 1967 et 1972, pour le début de la sécheresse (Morel, 1995 ; Mahé & Olivry, 1999 ; Laborde & Thome, 1999 ; Sène & Ozer, 2002).

Notons toutefois que, depuis le début des relevés pluviométriques (vers 1900), des cycles de sécheresse ont jalonné la série de données. Les périodes 1910-1916 et 1941-1945 qui s'inscrivent dans les années dites 'humides' ont pourtant connu des sécheresses aussi sévères que celles des décennies 70 et 80. Les déficits se situaient autour des 60% à la station de Saint Louis, 54% au Burkina-Faso, et 61% au Niger, selon Le Borgne (1990).

A partir de 1970, trois séquences très déficitaires apparaissent. Celle de 1970-1973 enregistre des déficits très importants: 51% au Sénégal, 54% au Niger et jusque 75% en Mauritanie (où les stations de Nouadhibou, Rosso et Boutilimit atteignent respectivement 93, 82 et 80% de déficit – Le Borgne, 1990).

La séquence 1976-77 est assez comparable à la précédente, en Mauritanie et au Sénégal du moins (déficits respectifs de 74 et 50%).

La dernière séquence, 1983-1984, fut la plus déficitaire, la plupart des stations y connaissent leur minimum absolu (déficit de 56% au Niger et 82% en Mauritanie). Lors de ces deux années, la basse vallée a connu un véritable climat désertique (Michel, 1990). La décennie 1980 est considérée comme la plus sèche du 20^{ème} siècle pour l'Afrique de l'Ouest (Nicholson, 1993). L'année 1984 constitue la plus sèche sur toute la période d'observation (Brooks, 1999), le déficit pluviométrique a atteint 79% à la station de Dagana (Ndiaye, 2000), l'écart à la moyenne a dépassé 60% dans le Gourma malien (Tracol, 2004).

Cependant, on observe un retour des précipitations depuis le début des années 90 (Diouf *et al.*, 2000 ; Herrmann *et al.*, 2005c, Nicholson, 2005). Selon certains auteurs, on n'a pas assez de recul pour affirmer que c'est une tendance humide et l'analyse statistique ne permet pas de déceler une rupture, du moins jusqu'en 2000 (Hubert *et al.*, 1998, Sène & Ozer, 2002 ; L'Hôte *et al.*, 2002; Ozer *et al.*, 2003; OMVS, 2006).

2.2.1.2. Répartition mensuelle et journalière

Au niveau du régime des précipitations mensuelles et journalières, la forte variabilité saisonnière concerne surtout les mois de début et de fin de saison des pluies (Mortimore, 2000). Les hauteurs des pluies sont faibles et les stations non touchées peuvent être importantes. Tandis qu'en juillet et août, la plupart des précipitations sont provoquées par de grands systèmes qui arrosent des zones étendues (Toupet, 1995 ; Taupin *et al.*, 1998, Lebel *et al.*, 2003).

Cette grande variabilité entraîne une difficulté de détermination de la date d'apparition des jours valables pour l'agriculture (Ercicum *et al.*, 1988 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Ali *et al.*, 2003).

L'analyse comparative de la répartition mensuelle des précipitations montre que la tendance à la baisse est plus sensible pour les mois de la fin de la saison des pluies, qui différencient les années sèches des années humides (Le Barbé *et al.*, 2002 ; Lebel *et al.*, 2003). Gondolo (1988) et Le Barbé *et al.* (2002) qui ont étudié respectivement l'évolution de la structure des pluies au Mali et en Afrique de l'Ouest, ont remarqué une sorte de glissement de l'ensemble vers le tout début de la saison pluvieuse. Ils imputent le déficit généralisé des précipitations à un apport moindre des mois qui étaient les plus arrosés (juillet, août et septembre). La diminution du nombre de jours de pluies a été également soulignée, elle est plus marquée pour le mois d'août (Topsoba, 1997; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Tracol, 2004).

Une réduction de l'amplitude de la saison pluvieuse a été aussi signalée (Roose, 1977 ; Morel, 1995), alors que les averses sont à peine moins nombreuses (Nicholson, 2000b). Ndong (1995) et Nicholson (2000b) remarquent qu'il n'y a pas une bonne relation entre le nombre de jours de pluies et le volume annuel des précipitations.

Par ailleurs, Laborde & Thome (1999) qui ont étudié les précipitations journalières de Mauritanie considèrent qu'elles sont aléatoires. Nicholson (2000b) a démontré également que la distribution de la fréquence des fortes précipitations quotidiennes ne montre pas beaucoup de différence entre les années sèches et humides.

En outre, Valentin (1994) indique que malgré la diminution des hauteurs annuelles, on ne note aucune réduction de l'intensité des précipitations de fréquence décennale pour le Burkina Faso. Lebel *et al.*, (1997) soutiennent que la moitié des précipitations annuelles enregistre des intensités excédant 35 mm/h et que 50% des pluies saisonnières tombent en moins de 5h, ce qui démontre l'érosivité des précipitations.

2.2.2. Les caractéristiques de l'écoulement

L'écoulement des cours d'eau a enregistré des fluctuations similaires à celles de la pluviométrie (même s'il est alimenté par les pluies tombées sur la Guinée). Car si le débit d'un fleuve ne dépend pas des pluies d'une année donnée, sur une longue durée, il reflète directement l'intensité des précipitations (Tardy & Probst, 1992). La période des hautes eaux, de juillet à octobre prouve que le régime est tributaire de celui des précipitations, d'où une irrégularité d'une année à l'autre (Sambou & Thirriot, 1998).

Les sécheresses successives se sont donc répercutées sur le débit du fleuve (Dione, 1995; 1997). Le bassin du fleuve se présente, dans cette partie en aval de Bakel, comme une vaste étendue peu accidentée où l'altitude est comprise entre 0 (région du delta) et 50 m. La pente est très faible dans le secteur de Podor et variable suivant le débit écoulé (Rochette, 1977; Mbodje, 1978).

Le régime du fleuve Sénégal (à la station de Bakel) qui a connu deux décennies de déficits pluviométriques, montre un hydrogramme de crue réduit et des maxima de crues nettement plus faibles (Michel & Sall, 1984; Gac & Faure, 1987; Omar-Haroun, 1995 ; Olivry *et al.*, 1998).

Les mêmes auteurs notent que ces déficits qui se sont inscrits dans la durée ont eu d'importantes conséquences sur les ressources en eau, entraînant une vidange beaucoup plus rapide des aquifères qui alimentent l'écoulement de base.

Les lames d'eau écoulées ont considérablement diminué dans les décennies 70 et 80 par rapport aux années dites humides (années 50 et 60). Hubert *et al.* (2007) ont présenté une procédure de segmentation des séries hydrométéorologiques, qui est une sorte de test de stationnarité, permettant d'identifier les discontinuités dans une série chronologique, par son découpage en autant de sous-séries homogènes. Cette procédure a été notamment intégrée au logiciel Khronostat, développé par l'IRD, qui regroupe différents tests statistiques adaptés à la détection de ruptures dans une série chronologique. Cette méthode a mis en évidence une évolution climatique en séquences successives s'inscrivant dans une tendance à l'aggravation de l'aridité (fig. 2.5).

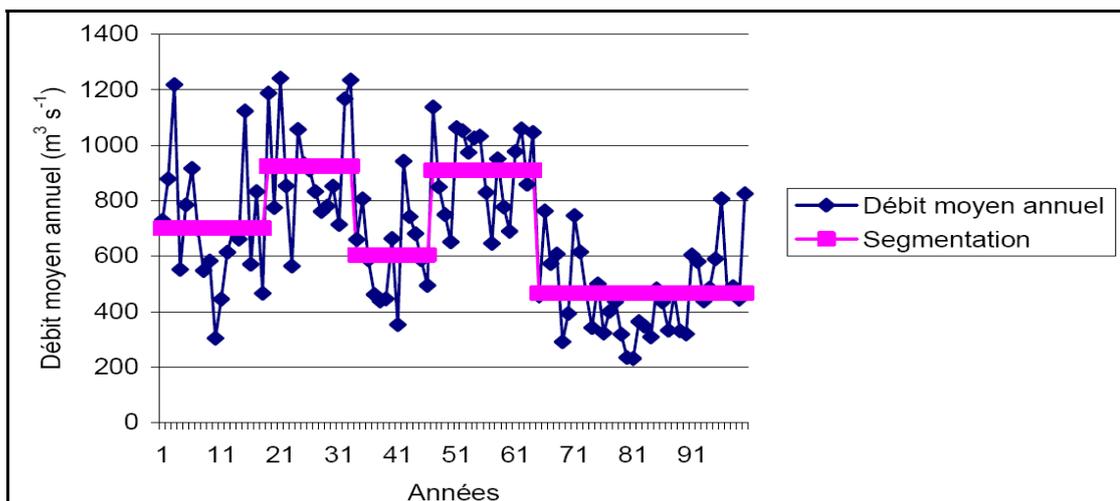


Fig. 2.5. Evolution des débits moyens annuels des fleuves Sénégal de 1903 à 2004 à la station de Bakel et identification des tendances par la procédure de segmentation (Hubert *et al.*, 2007).

La figure 2.5 montre une très grande variabilité interannuelle mais aussi un déficit quasi-continu à partir des années 1970. Le Sénégal enregistre un très faible module en 1972 à Bakel où le déficit est de 64% et le minimum est atteint en 1984 avec 70% (Le Borgne, 1990).

Le déficit hydrologique s'est même accentué par rapport au déficit pluviométrique : le coefficient d'écoulement passe à 6% pour le Sénégal dans les années 80 contre 12% lors de la période humide. En plus, pour des saisons de pluie équivalentes, le maximum de crue de la période actuelle reste nettement plus faible (Olivry *et al.*, 1998), ce qui pourrait s'expliquer par la réduction des apports d'origine souterraine.

Parmi les autres conséquences de la sécheresse et de la dégradation des conditions hydrologiques, on peut signaler l'avancée des dunes dans le lit majeur, la réduction de la surface et de la durée des inondations (Olivry, 1994 ; Maiga, 1998).

Enfin, notons que les dernières études annoncent la fin de la sécheresse, avec une date de rupture entre 1993 et 1994 (Hubert, 2005 ; Hubert *et al.*, 2005) et un retour des précipitations dans certaines zones, à la situation d'avant la sécheresse ainsi qu'une amélioration de la couverture végétale (Nicholson, 2005 ; Olsson *et al.*, 2005 ; Herrmann *et al.*, 2005a ; Elklundh & Sjöström, 2005 ; Ozer *et al.*, 2005). Mais les conditions de désertification ne semblent pas bouleversées.

2.3. Les processus et les formes liés à la désertification

Dans ces conditions de déficit pluviométrique et hydrologique, la désertification gagne du terrain et devient une préoccupation sous-régionale et mondiale (Mainguet, 1994; Thomas & Middleton, 1994; Prince *et al.*, 1998 ; Diouf *et al.*, 2000; Martin & Williams, 2001 ; Prince, 2002 ; Leemans & Kleidon, 2002 ; Nicholson, 2002; Brooks, 2004a; Lonergan, 2005 ; Warren, 2005).

C'est dans ce contexte que le CILSS (Comité permanent Inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel) est créé en 1973 pour réunir les efforts des Etats sahéliens face aux effets de la sécheresse (Diouf *et al.*, 2000).

Au niveau étatique, depuis 1975, la Mauritanie a adopté, à différents niveaux de décision, une série de mesures administratives visant à contenir ce fléau ou à en atténuer les effets (Thiam, 1989a; Ould Cheikh, 1996; Ould El Hadj *et al.*, 1998). Dans ce cadre, un plan directeur de lutte contre la désertification a été élaboré avec la participation d'organismes et d'institutions nationaux et étrangers, intégrant la protection de l'environnement dans toutes les actions de développement (Thiam, 1989a ; Grojean, 1991 ; Ould Cheikh, 1996 ; Ould Tar, 1997; MDRE, 1998; Ould El Hadj *et al.*, 1998 ; RIM, 1999).

Malgré toutes les mesures prises, les mécanismes de désertification deviennent une contrainte majeure pour l'ensemble du pays.

Les processus de la désertification ont conditionné l'évolution de tous les écosystèmes de la zone. La dynamique morphogénétique, engendrée par l'eau et le vent, s'exerce sur le milieu et exprime une préoccupation quotidienne; son rythme coïncide souvent avec celui du climat (Sall, 1971; Michel, 1978; Nicholson *et al.*, 1998; Nicholson, 2000b; Martin & Williams, 2001; Prince, 2002; Visser *et al.*, 2004 ; Anyamba *et al.*, 2005).

Les facteurs climatiques sont localement amplifiés par la pression anthropique, ce qui a abouti à l'aggravation et l'accélération de la dégradation environnementale dont les signes se multiplient (Reynolds & Stafford Smith, 2002 ; Hillel & Rosenzweig, 2002 ; Sivakumar, 2007). Les indicateurs de cette rupture des équilibres du milieu physique ont été analysés sous plusieurs formes.

2.3.1. L'érosion éolienne

L'érosion éolienne concerne pratiquement tous les écosystèmes avec des effets multiples (Monod, 84 ; Coudé-Gaussen, 1991; Simonson, 1995 ; Fall, 1996; Prospero, 1999 ; Goudie & Middleton, 2001, Harison *et al.*, 2001 ; Gullu *et al.*, 2005 ; Visser *et al.*, 2005, Mainguet & Dumay, 2006).

Ses mécanismes touchent de façon plus ou moins sévère plus de 35% des terres émergées (Mainguet & Dumay, 1996). Elle constitue le mécanisme physique le plus traumatisant jusqu'à l'isohyète 300 mm/an et est combinée avec l'érosion hydrique jusque 750 mm/an (Mainguet & Dumay, 1996).

Dans la zone sahélienne, on enregistre une augmentation et une aggravation des lithométéores en durée et en intensité durant ces dernières décennies, au point de devenir le principal agent morphodynamique et de dégradation de l'environnement dans le secteur étudié: érosion, vannage et déflation, perte de sols, exportation des composants fertiles, augmentation de l'ETP, etc. (Nouaceur, 1998 ; Prospero, 1999; Ozer, 2000; Rosenfeld, 2001; Kohfeld *et al.*, 200; Goudie & Middleton, 2001; Visser *et al.*, 2005).

Les conditions physiques, géomorphologiques, hydroclimatiques et socio-économiques existant dans ces régions sont particulièrement favorables aux processus de désertification (Fall, 1996; Diouf *et al.*, 2000; Benmohammadi *et al.*, 2000; Ozer, 2000; Rosenfeld *et al.*, 2001; Tsoar, 2005). Les lithométéores deviennent des types de temps caractéristiques des régions arides et semi-arides (Gac *et al.*, 1991; 1994; Lancaster, 1996; Nouaceur, 2002). Leur occurrence se traduit par une modification des formes initiales et la mise en place de nouveaux modelés construits et détruits au gré des vents dominants (Thiam, 1985; Mainguet, 1992b; Nouaceur, 2001; 2002; Kocurek, 2005).

2.3.1.1. Les phénomènes éoliens (lithométéores)

Les phénomènes éoliens ont fait l'objet de plusieurs études. Leur rôle et/ou implication sur le climat et les précipitations ont été analysés. Les poussières peuvent contribuer à modifier la température de l'air et les propriétés de l'atmosphère. L'augmentation des quantités de poussières et l'extension des zones sources dans la région sahélienne sont liées aux changements climatiques et aux phénomènes de désertification. (Gac, 1989 ; Simonson, 1995; Buseck & Posfai, 1999; Leemans & Kleidon, 2001; Harison *et al.*, 2001 ; Rosenfeld *et al.*, 2001 ; Nouaceur, 2001, Brooks, 1999, 2004b ; Griffin *et al.*, 2003; Kaufman *et al.*, 2005 ; Mc Tainsh & Strong, 2007).

Les facteurs physiques et socio-économiques qui les commandent ainsi que leur variabilité spatiale ont également été étudiés : déficit pluviométrique, dégradation de la couverture végétale, efficacité morphologique du vent, surexploitation des ressources naturelles, etc. (Chiapello *et al.*, 1995 ; Khatteli, 1996 ; Callot *et al.*, 2000 ; Goudie et Middleton, 2001 ; Martin & Williams, 2001 ; Chavez *et al.*, 2002, Pancrati, 2003 ; Visser *et al.*, 2005, Tsoar, 2005).

Leur importance géomorphologique, leur impact sur la dégradation environnementale ont également été soulignés. Il s'agit notamment de l'exacerbation de la déflation éolienne, de la réactivation des dunes fixées, du remaniement, de la migration et de la formation de différents types de dunes (Mainguet, 1982; Thiam, 1985 ; Barbey, 1989 ; Ndong, 1995 ; Gac *et al.*, 1991;1994 ; Nickling, 1994 ; Orange *et al.*, 1998; Taylor, 2001 ; Tsoar, 2004; Gullu *et al.*, 2005; Rubin *et al.*, 2008).

Leur observation révèle non seulement une nette augmentation des lithométéores depuis la fin de la période dite humide, mais aussi une relation étroite entre leur variabilité et la fluctuation de la pluviométrie, comme le montrent les figures 2.6 et 2.7 (Nouaceur, 2001, Nicholson, 2001; Brooks, 2004a). Les totaux pluviométriques de la saison humide ont une influence sur la production de poussière à la saison sèche suivante (Brooks & Legrand, 2000 ; Moulin & Chiapello, 2004).

Les données de lithométéores pour l'ensemble de la Mauritanie indiquent que le nombre de jours avec brumes de poussière (ou brumes sèches) est passé de moins de 5 dans les années 1950 à plus de 60 dans les années 1980 (Nouaceur, 1995). A Nouakchott, les fréquences des lithométéores dépassent régulièrement 150 jours par an depuis le début des années 70 (fig. 2.6 - Dumay *et al.*, 2002).

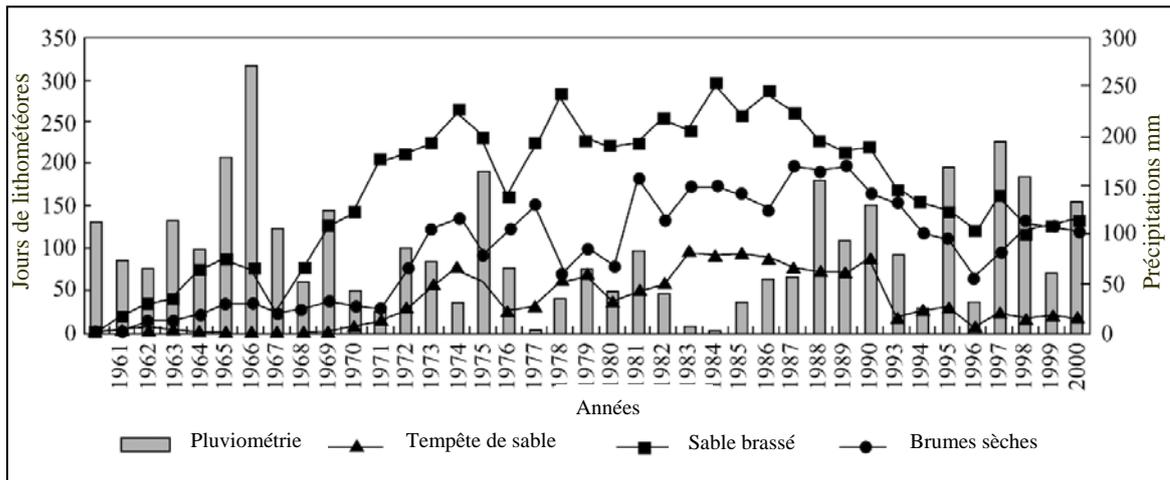


Fig. 2.6. Evolution des précipitations et des lithométéores à Nouakchott de 1960 à 2000 (Dumay *et al.*, 2002)

L'efficacité des processus éoliens dépend non seulement de la vitesse du vent mais aussi de sa turbulence, du seuil d'érosion, de la disponibilité des sédiments mobilisables par le vent, de la topographie et des caractéristiques de la surface du sol (type, croûte, végétation, humidité, etc.). La variabilité spatiale de l'érosion éolienne est liée à celle de ces paramètres (Coudé-Gaussen, 1991; Karimoune & Ozer, 1994, Brooks, 1999 ; Juvigné, 1999 ; Callot *et al.*, 2000 ; Harison *et al.*, 2001 ; Chavez *et al.*, 2002 ; Visser *et al.*, 2005). Deux conditions fondamentales sont requises pour l'efficacité de la délation éolienne : l'existence à la surface du sol d'une couverture de sédiments meubles dont les grains sont dans la compétence du vent et l'absence de végétation qui empêcherait le prélèvement des grains par le vent (Coudé-Gaussen, 1991 ; Juvigné, 1999 ; Harison *et al.*, 2001).

La genèse des lithométéores procède d'une combinaison de plusieurs facteurs. Il s'agit d'une suite logique de processus en chaîne déclenchés par le déficit pluviométrique et aggravés par les activités humaines (déforestation, pratiques culturales, surpâturage - Bernus, 1984 ; Degoulet, 1984 ; Ould Tar, 1997 ; Benmohammadi *et al.*, 2000; Ozer, 2000 ; Nouaceur, 2001; Goudie & Middleton, 2001; Harison *et al.*, 2001; Benbrahim *et al.*, 2004).

Une typologie des lithométéores a, par ailleurs, été examinée reprenant généralement les définitions de l'O.M.M. (OMM, 1996; Ozer, 2000 ; Nouaceur, 2002)

En outre, une plus grande efficacité du vent a été démontrée, liée à la dégradation de l'environnement sahélien consécutive à la sécheresse, comme en témoignent la fréquence plus élevée des dépôts des lithométéores dans les eaux de surface et l'accroissement progressif de la charge atmosphérique en poussières au cours des dernières décennies (fig. 2.7) (Orange & Gac, 1990; Bayoko & Fongang, 1990; Bayoko *et al.*, 1995; Orange *et al.*, 1998 ; Brooks, 1999;

Goudie & Middleton, 2001; Nicholson, 2001; Griffin *et al.*, 2003; Washington *et al.*, 2003; Pancrati, 2003; Bielders *et al.*, 2004; OMM, 2005).

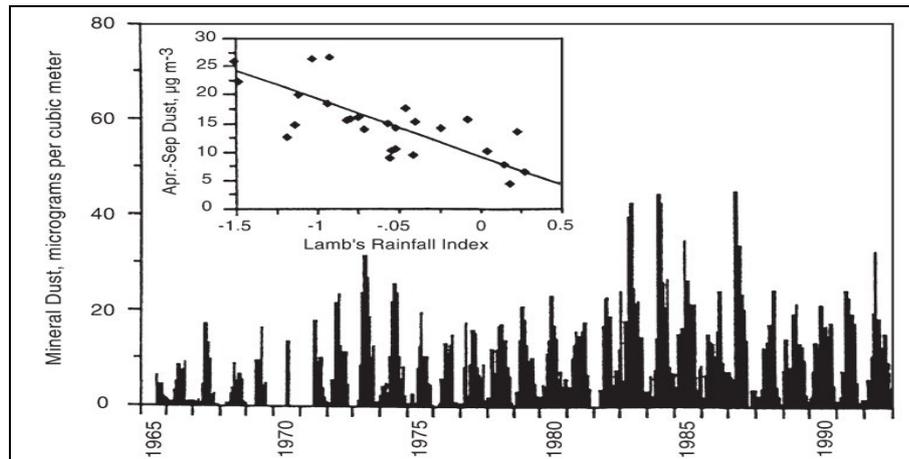


Fig. 2.7. Concentration moyenne des poussières atmosphériques au dessus de la Barbade. Comparaison avec l'indice pluviométrique de Lamb. On peut noter l'augmentation dans la décennie 80 en relation avec la dégradation environnementale dans la région saharo-sahélienne (*in* Nicholson, 2001).

Le Sahara constitue la plus grande zone de production de poussières du monde (Gac, 1989 ; Callot *et al.*, 2000; Goudie & Middleton, 2001 ; Washington *et al.*, 2003 ; Alpert *et al.*, 2004; Lancaster, 2005 ; Gullu *et al.*, 2005). Les deux zones sources majeures sont la dépression du Bodélé (Sahara central, Tchad) et une zone couvrant l'est de la Mauritanie, l'ouest malien et le sud algérien (fig. 2.8).

La figure 2.8 donne l'indice d'aérosols pour le Sahara calculé à partir des données de l'instrument TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) embarqué à bord du Satellite Nimbus 7 (1978-1994) qui mesure l'ozone par observation du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère terrestre dans le domaine de l'ultraviolet. La valeur de l'indice montre l'intensité de la teneur en poussière de l'atmosphère (Goudie & Middleton, 2001, Washington *et al.*, 2003; Alpert *et al.*, 2004).

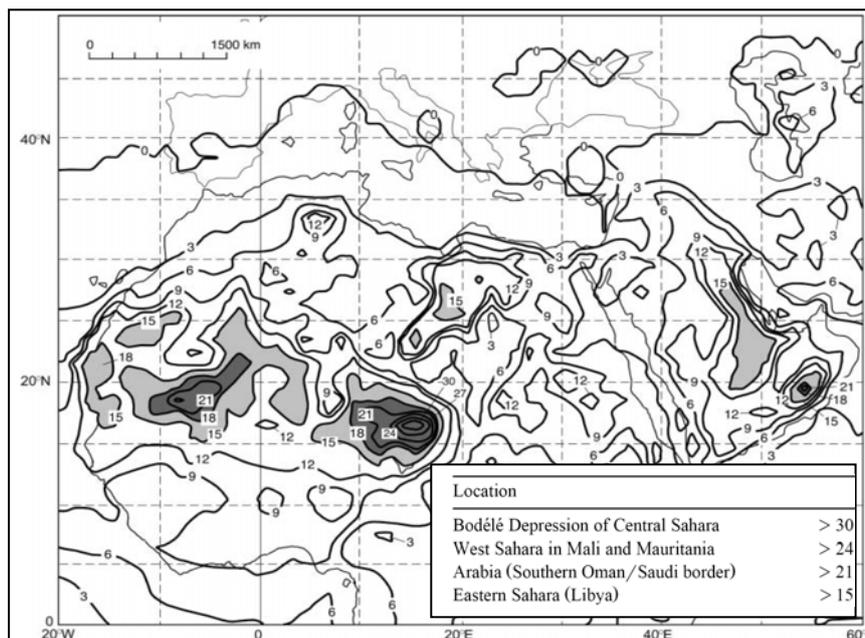


Fig. 2.8. Indice d'aérosol moyen annuel pour le Sahara d'après les données de TOMS. L'indice signale l'intensité de la concentration de poussière, le plus élevé au monde se trouve au Sahara central (Goudie & Middleton, 2001).

La quantité de poussière émise varie selon les auteurs ; elle est estimée entre 13 millions de tonnes par an (Griffin *et al.*, 2003) et 760 par an (Callot *et al.*, 2000). Cette large gamme de valeurs reflète les différences dans les modèles, les données, les échelles temporelles et spatiales utilisés. Le tableau 2.3 présente les émissions de poussière pour le Sahara estimées par différents auteurs.

Tableau 2.3. Estimations de l'émission annuelle de poussière pour le Sahara (Goudie & Middleton, 2001).

Auteur(s)	Quantité annuelle (millions de tonnes/an)
Jaenicke (1979)	260
Schütz <i>et al.</i> (1981)	260
Prospero (1996a,b)	170
Swap <i>et al.</i> (1996)	130 - 460
D'Almeida (1986)	630 - 710
Marticorena & Bergametti (1996)	586 - 665
Callot <i>et al.</i> (2000)	760

La variabilité de la production de poussière au Sahara est probablement déterminée par des processus atmosphériques plutôt que par l'état de surface du sol ou des activités humaines qui y sont souvent rares (Brooks, 1999 ; Goudie & Middleton, 2001). Tandis que pour le Sahel, elle constitue une réponse à la dégradation des sols et à la pression anthropique. Le Sahel est devenu une région source de poussières additionnelles (Ozer, 2000). L'augmentation significative de la concentration de la poussière au dessus de l'Atlantique (en hiver surtout), serait liée à des zones-sources sahéliennes (N'Tchayi Mbourou *et al.*, 1997; Brooks & Legrand, 2000; Nicholson, 2001; Moulin & Chiapello, 2004). Visser *et al.* (2005) soulignent également que la saison des pluies s'accompagne d'orages qui, même s'ils sont de courte durée, peuvent transporter d'énormes quantités de poussières.

L'impact des poussières sur la sécheresse et/ou la désertification a été également étudié.

2.3.1.2. Rôle des poussières atmosphériques sur la dégradation du milieu

Le rôle de la poussière sur la dégradation du milieu est complexe, plusieurs aspects ont été abordés par les chercheurs.

Les concentrations de poussière peuvent influencer les propriétés radiatives et physico-chimiques de l'atmosphère. Les poussières peuvent modifier la température de l'air par la diffusion, la transmission et l'absorption du rayonnement solaire et jouer ainsi un effet de gaz de serre. Elles contribuent également au chauffage ou au refroidissement de l'atmosphère (Goudie & Middleton, 2001; Rosenfeld, 2001 ; Kohfeld & Harison, 2001; Arimoto, 2001 ; Nicholson, 2000b, 2001 ; Harison *et al.*, 2001 ; Laurent, 2002; Bellouin, 2003 ; Pancrati, 2003 ; Brooks, 2004b ; Gullu *et al.*, 2005; Kaufman *et al.*, 2005).

Les poussières agissent aussi sur la formation des nuages. Les observations par satellites montrent que les nuages se formant à partir de la poussière contiennent de petites gouttelettes et produisent peu de précipitations par la baisse de la coalescence (Buseck & Posfai, 1999; Rosenfeld, 2001 ; Rosenfeld *et al.*, 2001; Bellouin, 2003).

Les aérosols peuvent aussi détériorer la qualité de l'air et véhiculer des maladies sur une échelle locale et régionale (Chavez *et al.*, 2002; Griffin *et al.*, 2003). Griffin *et al.* (2003) ont estimé à 10^{18} le nombre de bactéries transportées chaque année par les aérosols autour de la planète et soutiennent, qu'en Afrique subsaharienne des épidémies succèdent souvent aux tempêtes locales de poussières.

Les effets des poussières ont été localement amplifiés et aboutissent à une dégradation à grande échelle de la productivité du sol (Chavez *et al.*, 2002 ; Visser *et al.*, 2005). La figure 2.9 résume les interactions entre le climat/les activités humaines et la poussière (Arimato, 2001).

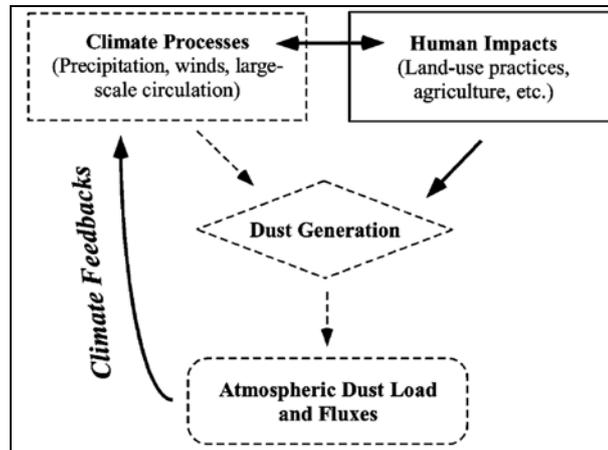


Fig. 2.9. Interaction entre le climat/activités humaines et la poussière (Arimato, 2001).

Parmi les dommages causés par l'érosion éolienne, on peut souligner un phénomène de dégradation des sols décrit par Mainguet (1984a et b) : Il s'agit d'une induration du sol, accompagnée d'une imperméabilisation superficielle (due à un glaçage) sous l'effet de la déflation qui entraînent un décapage de l'horizon A.

L'apparition en surface d'horizons imperméables, due à la déflation, limite l'infiltration et provoque l'intensification du ruissellement et de l'érosion hydrique (Karimoune *et al.*, 1993; Mainguet, 1992b; Ndong, 1995; Mané *et al.*, 2001; Tsoar, 2004).

L'érosion éolienne constitue le problème le plus sérieux en Mauritanie où les problèmes de l'ensablement de la route de l'espoir consomment 85% du budget destiné à l'entretien du réseau routier. Les points d'ensablement sur cette route de 1100 km étaient inférieurs à 10 en 1984 et dépassent 300 en 1996 (Ould Cheikh, 1996). Sur les tronçons Nouakchott-Boutilimit et Boutilimit-Aleg qui s'étendent chacun sur 150 km, la longueur ensablée est passée respectivement de 41,2 et 12,6 en 1986 à 92,4 et 14,3 km en 1991 (Jensen & Hajej, 2001).

Il existe également des pertes en terre par érosion éolienne qui intéressent les superficies cultivées (Khatteli, 1996 ; Rajot, 1998, Visser *et al.*, 2005 ; OMM, 2005).

2.3.1.3. Les formations éoliennes

Les paysages dans le sud mauritanien sont constitués d'immenses nappes de sables rouges constituées à partir de l'altération du substratum et remodelées par des vents de direction nord-est/sud-ouest, dominants dans la partie ouest (Vaché-Grandet, 1959; Barbey, 1989; Miskovsky *et al.*, 1991). Le vent a imprimé aux sables leur allure en ondulations parallèles qui seraient l'œuvre de tourbillons très allongés à axe horizontal, dans la même direction que le vent (Bagnold, 1953). Dans le secteur oriental, les formations éoliennes sont moins importantes et plus récentes, ce qui s'explique par l'inexistence d'accumulations préalables susceptibles de former de grands alignements dunaires (Miskovsky, 1991).

L'appellation « dunes rouges » est un ensemble qui regroupe des formes diverses qui constituent finalement un 'système' (Thiam, 1985). Le modelé s'organise en un schéma crête-interdune selon une amplitude donnée, interrompu à certains endroits.

Dans le contexte climatique actuel, l'évolution des paysages n'est pas soumise à la même dynamique. De nouvelles accumulations dunaires se surimposent aux dunes ogoliennes ou se forment dans les couloirs interdunaires, comme le montre la figure 2.10 (Courel *et al.*, 1999).

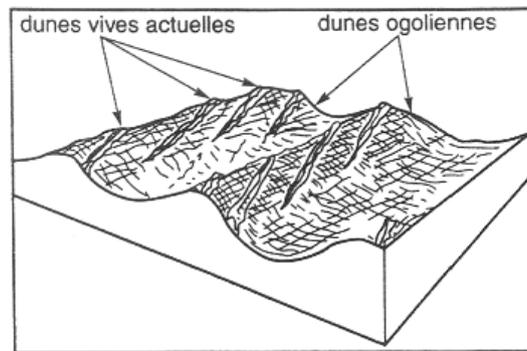


Fig. 2.10. Morphodynamique dunaire (sud-ouest de la Mauritanie - Courel *et al.*, 1999).

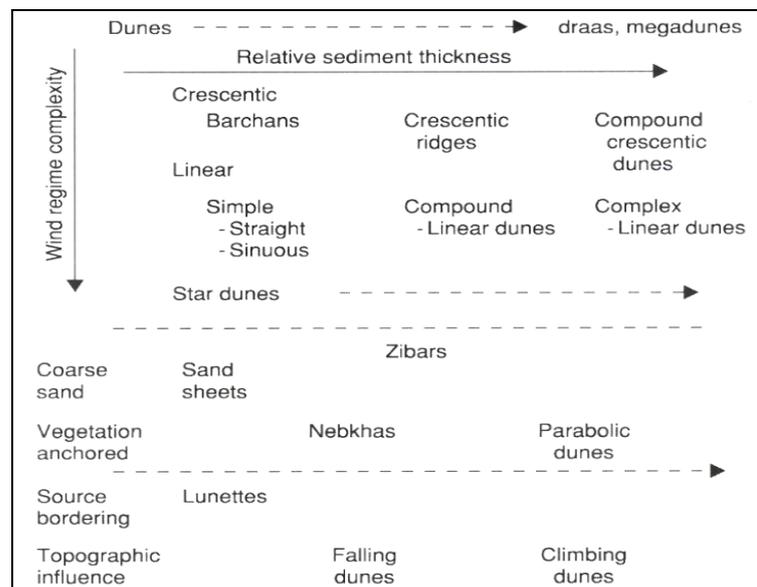
Nouaceur (2003) remarque que, dans le secteur sud de la Mauritanie, les cordons dunaires dont le sommet est colonisé par la végétation ne semblent pas avoir subi de modifications notables contrairement à ceux dénudés qui connaissent des modifications imposées par l'érosion éolienne.

Par ailleurs, la morphologie dunaire a été largement examinée (Bagnold, 1965 ; Mainguet 1982, 1984c, 1992a ; Nickling, 1994 ; Lancaster, 1995 ; Herrmann & Rognon, 2002 ; Andreotti *et al.*, 2002 ; Benalla *et al.*, 2003 ; Reynard, 2003 ; Tsoar *et al.*, 2004 ; Schwämmle & Herrmann, 2004 ; Kocurek & Ewing, 2005 ; Lancaster, 2005). Ces études ont proposé une typologie des accumulations éoliennes à travers des classifications selon la dynamique (dunes mobiles ou fixées) et la position par rapport aux vents (types de dunes).

Ainsi, selon la quantité de sable disponible et les variations de la direction du vent, on peut distinguer différentes morphologies dunaires typiques qui ont été classifiées en plusieurs catégories (Nickling, 1994 ; Tsoar, 2004 ; Herrmann, 2005 ; Herrmann *et al.*, 2005b, Lancaster, 2005 – tableau 2.4).

Le tableau 2.4 indique les conditions de formation du modelé dunaire et la figure 2.11 montre les types de dunes les plus connus (Lancaster, 2005).

Tableau 2.4. Classification morphologique des dunes éoliennes (Lancaster, 2005).



Les dunes éoliennes constituent un système hiérarchisé de formes, à organisation automatique, qui se développe lors du transport du sable par le vent. Ce système comporte des ondulations de vent ou rides (espacement de 0,05 à 2 m), une variété de dunes simples ou complexes (composées) et des dunes complexes superposées (espacement entre 50 et 500 m) et les mégadunes composées ou complexes (ou draas, avec un espacement > 500 m), comme le montre le tableau 2.4 (Lancaster, 1995, 2005).

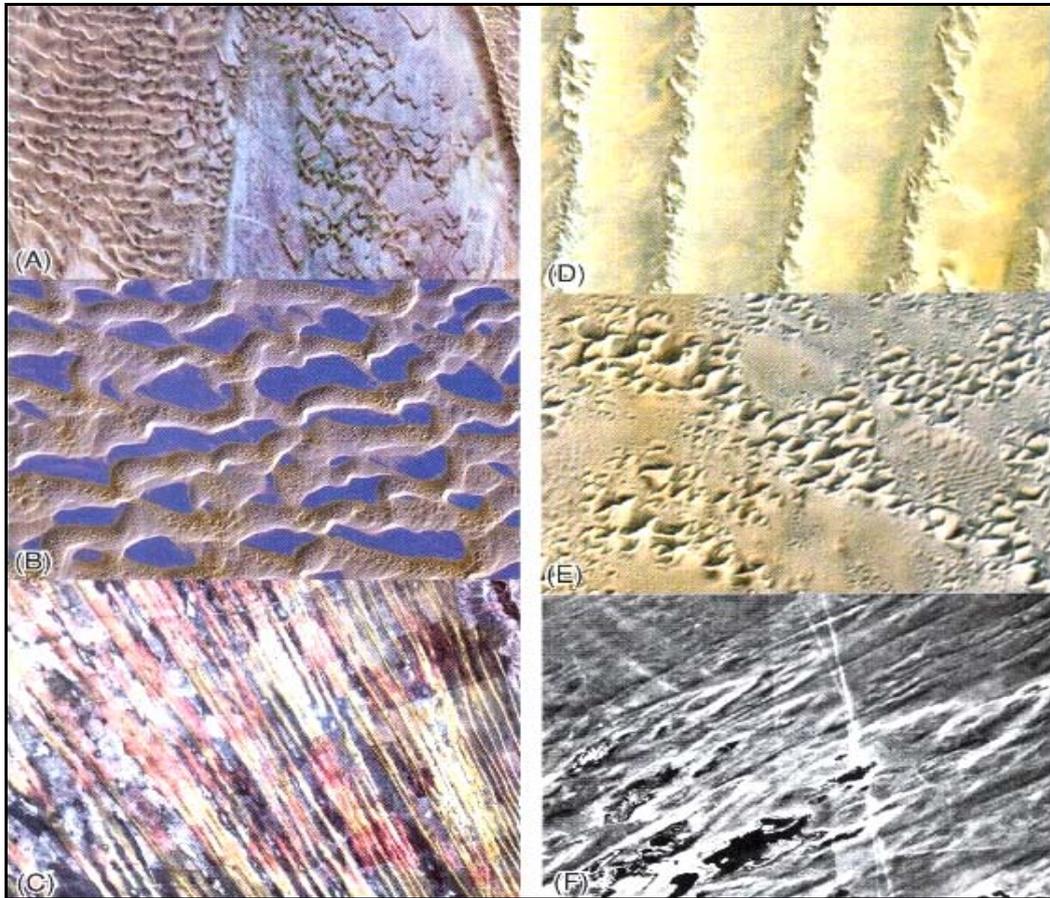


Fig. 2.11. Images satellites et photographies aériennes des principaux types de dunes (Lancaster, 2005).

(A) barkhanes et dunes en croissant, désert de Namib ; (B) dunes en croissant complexes, Liwa, Emirats Arabes Unis ; (C) dunes linéaires simples, désert du Kalahari ; (D) dunes linéaires complexes, désert de Namib ; (E) dunes étoile, Gran Desierto, Mexique ; (F) dunes paraboliques, Casper, Wyoming.

➤ **Les barkhanes** sont les dunes mobiles les plus simples. Elles se forment dans des conditions particulières avec un volume de sable limité qui se déplace sur un substrat stable, sous un vent qui vient toujours de la même direction. Elles sont dominantes en l'absence de végétation. (Nickling, 1994; Dauchot *et al.*, 2001; Herrmann & Rognon, 2002; Hersen, 2004 ; Herrmann *et al.*, 2005b; Schwämmle & Herrmann, 2005 ; Lancaster, 2005).

Les barkhanes sont les dunes les plus étudiées (Livingstone *et al.*, 2007), leur crête sépare les versants au vent inclinés de 5 à 20° du front nettement plus raide, de 32 à 35°, qui se prolonge dans la direction du vent (Herrmann & Rognon, 2002; Hersen, 2004).

Les barkhanes se déplacent à une vitesse comprise entre 5 et 70 m /an qui est inversement proportionnelle à leur taille, comme le montre la figure 2.12 (Andreotti, 2002; Benalla *et al.*, 2003 ; Hersen *et al.*, 2004 ; Herrmann, 2005). Le déplacement peut varier d'un endroit à un autre en fonction de la vitesse du vent, de la disponibilité du sable, etc.

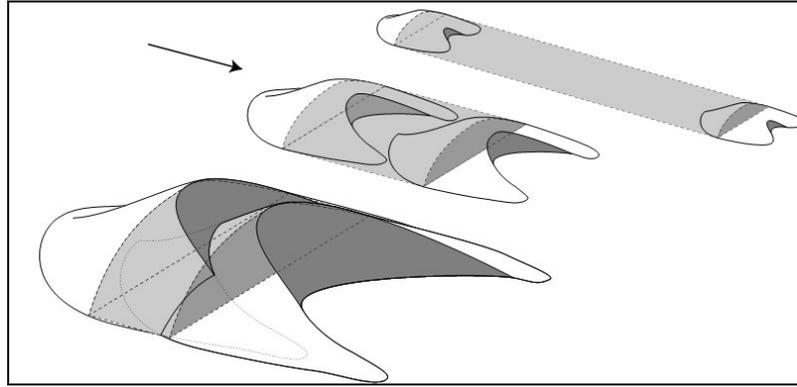


Fig. 2.12. Relation entre la taille d'une barkhane et sa vitesse de déplacement. Les barkhanes de 3 m de hauteur peuvent se déplacer de 15 à 60 m/ an, celles de 15 m de haut peuvent avancer de 4 à 15m /an (Andreotti *et al.*, 2002).

Les barchanes fusionnent et évoluent en **champ barchanoïde** et dunes en croissant complexes ou en dunes transversales (où elles se joignent en forme de cimes allongées), si la disponibilité du sédiment devient plus importante, tableau 2.4 et figure 2.11 (B) (Benalla *et al.*, 2003 ; Lancaster, 1995 ; 2005).

➤ Les **dunes linéaires** se forment dans des secteurs où le vent souffle selon deux ou plusieurs directions dominantes. Elles sont caractérisées par leur longueur (pouvant atteindre 20 km), leurs crêtes sinueuses, leur parallélisme et leur espacement régulier (fig. 2.11 (C, D)). Le mécanisme essentiel pour la formation de ces dunes est la déflexion du vent, qui approche la crête par un angle oblique, puis s'écoule parallèlement au versant sous le vent et transporte du sable le long de la dune, qui continue alors de s'allonger (Lancaster, 2005).

Au niveau des grands dispositifs linéaires, on peut distinguer les **sifs** (ou seifs- dunes allongées, étroites à la base; avec un tracé rectiligne dans son ensemble, sinueux dans le détail (Mainguet, 1983) à crête vive aiguë ; les **silks** (minces cordons quasi-parallèles au vent) et les **aklés** (champs de dunes jointives à structure cloisonnée où interfèrent plusieurs directions – Callot *et al.*, 1993; Bennalla *et al.*, 2003). Les formes peuvent être simples, complexes ou composées (Reynard, 2003, Kocurek & Ewing, 2005, Lancaster, 2005). La retouche partielle des dunes existantes dans de nouveaux modelés est répandue dans ces dispositifs qui sont résistants à la réorientation (Kocurek & Ewing, 2005).

Les **dunes longitudinales**, appelées aussi '**sandrignes**' se distinguent des autres dunes linéaires. Ce sont des cordons longitudinaux qui s'alignent dans la direction des vents dominants, tandis que les autres sont, en général, obliques par rapport à la direction du vent. Ces cordons longitudinaux sont formés dans un environnement éolien à exportation devenue dominante (budget sédimentaire négatif, Mainguet, 1984c). Ils constituent les plus longs édifices dunaires, ont une base large et sont séparés par des couloirs de déflation.

➤ Les **dunes étoile** ou **pyramidales** ou encore **star dunes** appelées aussi **ghourds** ont une forme pyramidale avec trois ou plusieurs bras radiaux à crêtes sinueuses s'étalant à partir du sommet (fig. 2.11 (E)). Ces dunes se forment dans des régimes de vent multidirectionnels ou complexes et représentent les plus grandes dunes dans les déserts, leur taille peut dépasser 300 m.

Elles naissent à la convergence de plusieurs flux éoliens. Leur développement est fortement lié à l'interaction forme-écoulement qui résulte des changements saisonniers de la direction du vent et de l'existence d'une importante circulation secondaire au niveau des versants sous le vent (Lancaster, 2005)

➤ Les **dunes paraboliques** sont définies par des formes en U ou en V avec un front actif et deux bras partiellement végétalisés qui indiquent le sens du vent dominant (fig. 2.11 (F)). Ce sont des dunes dissymétriques en forme de fer à cheval à concavité au vent, souvent plus ou moins fixées par la végétation. Leur disposition par rapport à la direction du vent est inverse de celle de la barkhane.

On retrouve ces types de dunes en général dans les secteurs côtiers ainsi que dans les régions arides et semi-arides. Elles se développent souvent suite à l'apparition de la végétation dans des surfaces sableuses (Kocurek & Ewing, 2005; Lancaster, 2005).

D'autres types dunaires sont également mentionnés.

Les **zibars**, petites dunes à faible relief, avec une absence de versants d'éboulis perceptibles. Elles se développent dans les nappes de sables grossiers et les couloirs interdunaires.

Les **nebkhas** ou **nebkas**, monticules de sables ancrées par la végétation. C'est un dépôt sableux provoqué par un obstacle (végétal, rocheux). Il existe deux types de nebkhas: nebkha à flèche de sable (mobile) et nebkha buissonnante (semi-fixée). Une nebkha présente une pente douce sous le vent et une forte pente au vent. Sa dimension est de quelques décimètres de hauteur et de 1 à 4 m de long. Elle peut s'édifier et se détruire rapidement en quelques jours de vent fort de direction constante, son modelé indique l'orientation des vents (Delaitre & Pastor, 1997).

Les **lunettes**, petites dunes en croissant formées sur la rive opposée au vent d'une sebkha, elles sont en général composées de sable et d'argile (Lancaster, 2005)

Le **voile éolien**, saupoudrage diffus de sable éolien à la surface du sol (Delaitre & Pastor, 1997).

Le **bouclier**, forme dunaire embryonnaire, de taille très variable, qui se développe dans des secteurs où on note un équilibre entre les apports et les exportations de sable (Benalla *et al.*, 2003)

Il existe aussi d'autres dépôts éoliens liés à l'influence de la topographie (voir tableau 2.4).

Par ailleurs, on peut relever des accumulations éoliennes de grande étendue regroupant plusieurs types de dunes. Il s'agit des **ergs** ou **désert de sable**, espace occupé par des champs de dunes, accumulations dunaires simples, complexes ou composées, désordonnées ou organisées en rides parallèles (Reynard, 2003). Les **rides de sable** sont des motifs qui se développent perpendiculairement à la direction du vent, sur les surfaces sableuses (Hersen, 2004).

En outre, d'autres types de classifications ont été proposés. Mainguet (1982, 1983, 1992a) présente une classification dynamique des dunes en deux groupes selon le bilan d'alimentation et le régime éolien. Il s'agit des dunes d'accumulation, si le bilan sableux est positif (dunes transverses, obliques et en pyramides) et des dunes d'érosion, si le bilan est négatif ('sandridges', dunes paraboliques).

La notion de bilan repose ici sur le rapport entre les apports et les exportations de sables éoliens. (Mainguet, 1982; 1983; Mainguet & Jacqueminet, 1984; Mainguet, 1992a; Mainguet & Chemin, 1987; Mainguet & Dumay, 1996).

Soulignons que ce même auteur décrit également les types de dunes et en distingue trois :

- **les dunes fixées**, lorsqu'il y a fixation du sable après vannage et pavage et intervention des mécanismes pédogénétiques. Dans cette catégorie, on retrouve les dunes ancrées (attachées par un obstacle – végétation ou topographie) et les dunes stabilisées (immobilisées après leur mise en place – lithifaction, eolianites, etc., Reynard, 2003).

- **Les dunes vives**, les édifices dont le matériel mobilisable est accumulé par le vent.
- **Les dunes vêtues**, installation d'une couverture végétale de nature et densité variables (Mainguet, 1983 ; Mainguet & Dumay, 1996).

Enfin, notons que l'érosion éolienne participe activement à la dégradation des terres dans les régions arides et semi-arides (OMM, 2005).

2.3.2. La dégradation des sols

La vallée du fleuve Sénégal est une zone très sensible à la dégradation des sols, surtout dans un contexte d'extension des systèmes irrigués, en raison de son passé marin. Rappelons qu'un golfe marin a occupé toute la zone lors de certaines transgressions au Quaternaire, comme nous l'avons montré plus haut (Loyer *et al.*, 1986 ; Boivin *et al.*, 1998, Barbiéro, 1999 ; Barbiéro & Laperrousaz, 1999).

Les sols de la vallée du fleuve Sénégal sont donc des dépôts fluviaux et fluvio-marins organisés en unités géomorphologiques : les sols des bourrelets de berges sont de texture argilo-sablo-limoneuse, tandis que les cuvettes de décantation supportent des formations argileuses. Ces dernières représentent 75% des surfaces cultivées en moyenne vallée. Les sols non-cultivés se distinguent par un coefficient de ruissellement très élevé, voisin de 100% (Boivin *et al.*, 1998).

On mentionne la présence d'une nappe salée à très faible profondeur et d'un stock important de calcite et de gypse dans le sol, qui risquent de migrer en surface à la faveur de l'irrigation (Hammecker & Maeght, 1997; Kane, 1997). Le risque de dégradation peut être également lié soit à la modification du régime hydrique soit à la composition de l'eau de l'irrigation (Diène, 1998).

La distribution du sel dans la vallée du Sénégal n'est liée ni à la répartition des sols, ni aux unités géomorphologiques ou à la topographie. Une redistribution éolienne des sels d'origine marine serait responsable de leur présence un peu partout, sans logique apparente. Les sols salés se présentent sous forme de bandes larges aux contours abrupts de 150 à 200 m de largeur et de plusieurs kilomètres de long (Barbiéro *et al.*, 1998; Barbiéro, 1999; Barbiéro & Laperrousaz, 1999).

L'analyse des sols dans les zones arides et semi-arides indique de multiples transformations morphodynamiques associées aux sécheresses successives et à l'intervention humaine (Loyer *et al.*, 1986 ; Lindskog & Tengberg, 1995; Khatteli, 1996; Valentin, 1998; Ndour, 2001; Hiernaux & Turner, 2002; OMM, 2005). Le sol modifie les caractères du vent près de la surface : la cohésion et l'agrégation des particules augmentent leur résistance aux actions éoliennes (Rognon *et al.*, 1997).

Certains auteurs pensent que les facteurs socio-économiques sont les véritables causes de la dégradation des sols, mais les conséquences pour l'homme sont différentes selon le niveau de développement et le mode de mise en valeur (Hervouet, 1977 ; Mainguet, 1992b ; Warren, 2002). Degoulet (1984) soutient que c'est la combinaison de quatre paramètres (précipitations annuelles, densité de la population, taux d'occupation des terres et densité des bovins et petits ruminants) qui est la plus expressive pour classer les régions suivant des taux de croissance de la dégradation.

Différents processus de dégradation peuvent néanmoins être distingués (Fedoroff & Courty, 1989; Fall, 1996 ; Khatteli, 1996 ; Valentin, 1998, Leemans & Kleidon, 2002 ; Tsoar, 2004; OMM, 2005). Perez & Sene (1995) constatent que la plupart des sols possèdent un

horizon superficiel appauvri en argile avec un faible pouvoir d'agrégation, ce qui induit une forte aptitude à l'érosion. Le tableau 2.5 recense les différents processus et types de dégradation des sols ainsi que leur cause, évolution et superficies globales concernées.

Tableau 2.5. Processus et type de dégradation des sols (vitesse, réversibilité et surfaces affectées (Leemans & Kleidon, 2002).

Degradation Process	Time Span (years)	Reversible?
Salinization (caused by irrigation and desertification)	0.1	Yes
Acidification (drainage of marshy areas with cat clays)	0.5–5	Yes
Decomposition of organic matter (by increased temperature)	5–20	No
Accelerated erosion (water and wind erosion caused by decreased vegetation cover or increased precipitation)	10–50	Difficult
Accelerated mineral weathering (increased temperature/precipitation)	10 ² –10 ⁴	No
	Affected Area	
Erosion Type	Mha	% of Global Land Area
Water erosion	1094	8
Wind erosion	548	4
Chemical degradation	239	2
Physical degradation	83	1
TOTALS	1914	15

Mané *et al.* (2001) ont déterminé une dynamique qui s'effectue en quatre pôles qui se suivent ou se combinent. La 'déstructuration' due aux activités humaines (labour, bétail, etc.) se manifeste par le démantèlement de la croûte protectrice (mottes de terres sèches et des croûtes). L'accumulation minérale, qui résulte de l'étape précédente, assure la disponibilité des produits mobilisables par les agents de l'érosion mécanique. Le pôle de 'fixation' peut être bénéfique pour le sol qui présente une surface cohérente et souvent consolidée par des croûtes d'origine variée. Enfin, le pôle d'accumulation organique qui améliore la structure des sols (accumulation de litière).

La dégradation des sols peut favoriser l'érosion hydrique, notamment avec la présence de croûtes superficielles, (Fedoroff & Courty, 1989, Barthès & Roose, 2001) ou en être la conséquence directe.

2.3.3. L'érosion hydrique

L'érosion hydrique, processus naturel, accélérée ici par l'homme, participe activement à la dégradation du patrimoine agropédologique. Les formes d'érosion spectaculaires se manifestent avec le ruissellement qui accentue les effets du déficit pluviométrique et les phénomènes responsables d'une dégradation rapide du milieu naturel (Kane, 1997, Barthès & Roose, 2001).

Les différents paramètres qui commandent les caractéristiques des écoulements liquides et solides des cours d'eau sont recensés par Fournier (1977). Les paramètres d'érosion et de production de sédiments sont multiples : les données climatiques (caractères des précipitations, inondations, température, etc.) ; les conditions des sols (degré d'altération, propriétés hydrodynamiques) ; l'état de la végétation (nature et densité du couvert) ; les contraintes

topographiques (relief et pentes); le contexte géologique (nature des roches); les actions humaines (l'agriculture et autres activités socio-économiques), etc.

Cependant, pour chaque milieu déterminé, des facteurs spécifiques doivent être pris en considération. Dans le nôtre, c'est l'érosivité des pluies et l'érodabilité des sols essentiellement qui conditionnent l'érosion hydrique (Degoulet, 1984). L'infiltrabilité du sol est, entre autres, contrôlée par le profil humique en fonction de l'état d'humectation préliminaire du sol et de la profondeur atteinte par le front d'humidification (Collinet, 1988).

Casenave (1991) souligne qu'en zone sahélienne, les statistiques montrent que trois variables caractéristiques du milieu suffisent à expliquer le coefficient d'infiltration : la couverture végétale, l'activité faunique et la nature des croûtes. La dégradation des structures superficielles et l'imperméabilisation des surfaces des sols influent sur les caractéristiques de l'écoulement. La déforestation peut également augmenter le ruissellement par la réduction des prélèvements racinaires (Favreau, 2002).

Anys *et al.* (1993) ont montré que le potentiel érosif (qui tient compte seulement des facteurs physiques du sol), attribue le plus grand taux de perte de terre aux régions de sols nus. Cependant, la carte des pertes de sols indique que ces zones sont surtout localisées sur les berges des cours d'eau ; cela contribuerait à accroître les charges solides avec tous les problèmes que cela comporte pour les aménagements (Bethemeont, 1995, Kane, 1997; Niang, 1998).

Certains auteurs affirment également que les 2/3 des terres cultivées nécessitent des mesures conservatoires sévères. La conservation de l'eau et du sol doit être comprise dans le sens de maîtrise de l'érosion avec un ensemble de mesures qui tendent à maintenir ou augmenter les potentialités de production (Anonyme, 1983 ; Anys *et al.*, 1993).

2.3.4. Dynamique de la couverture végétale

La forêt constitue une ressource socio-économique considérable au Sahel où le charbon de bois et le bois couvrent entre 60% (Sénégal) et 93% (Mali) des besoins énergétiques (Akpo *et al.*, 1995 ; Chamard *et al.*, 1999). L'arbre agit sur la composition floristique, la richesse et le cycle de vie de la végétation herbacée (Akpo *et al.*, 1995). La productivité de la forêt varie entre 0,3 à 1,3 stère/ha/an, alors que la consommation peut varier entre 0,6 et 1,5 stère/ha/an (Chamard *et al.*, 1999; Enriquez-Sarano, 2000), ce qui implique une surexploitation des ressources et une déforestation qui entraînent l'accélération de l'érosion des sols : modifications des états de surface et moindre perméabilité (Valentin, 1995).

Le couvert végétal sahélien, qui est un écosystème dynamique répondant aux fluctuations du climat, a été très touché par la sécheresse des années 1970 (Michel, 1985 ; Nicholson *et al.*, 1990 et 1998 ; Chamard *et al.*, 1999 ; Ould Taleb, 1999 ; Sadio *et al.*, 2000 ; Gonzalez, 2001 ; Daget & Djellouli, 2002 ; Benbrahim *et al.*, 2004 ; Herrmann *et al.*, 2005c, Elklundh & Sjöström, 2005, Olsson *et al.*, 2005, Anyamba & Tucker, 2005, Escadafal *et al.*, 2005). Le climat et l'action anthropique se partagent la responsabilité de la dégradation du couvert forestier.

Les études montrent une diminution de la richesse en espèces et densité des arbres dans le Sahel au cours de la dernière moitié du 20^{ème} siècle. Gonzalez (2001) souligne que dans le nord-ouest du Sénégal, la richesse moyenne en espèces pour 4 km² est passée d'environ 64 en 1945 à 43 en 1993 tandis que la biomasse a baissé de 2.1 T/ha sur la même période. Le même auteur soutient également que la densité humaine actuelle de la population rurale dépasse la

capacité de charge pour le bois de chauffage. Sadio *et al.* (2000) notent une intense régression des ressources forestières et une perte sensible de la biodiversité dans la région de Diourbel (Sénégal).

Ould Taleb (1999) souligne qu'en Mauritanie, on assiste à un net recul des formations végétales et une consommation de bois-énergie beaucoup plus importante (8 fois) que la possibilité de croissance naturelle des formations ligneuses.

Cependant, le retour des précipitations lors de la dernière décennie s'accompagne d'une tendance positive des indices de végétation calculés à partir des images satellitales (Elklundh & Sjöström, 2005, Olsson *et al.*, 2005, Anyamba & Tucker, 2005, Escadafal *et al.*, 2005). Cela indiquerait une régénération de la couverture végétale, même si elle peut être différente selon les zones climatiques (Herrmann *et al.*, 2005c; Heumann *et al.*, 2007).

Cette augmentation peut toutefois être attribuée aux cultures, aux changements de type de végétation et de sa composition, ce qui suppose que les précipitations ne sont pas le seul facteur explicatif de cette tendance (Elklundh & Sjöström, 2005 ; Olsson *et al.*, 2005).

L'utilisation de la télédétection permet de mieux suivre l'évolution des écosystèmes sahéliens.

2.3.5. Suivi de la dynamique des écosystèmes par télédétection

L'évolution de la désertification a été analysée et suivie par télédétection qui, par des études multi-temporelles, permet d'apprécier la dynamique des écosystèmes. En effet, la télédétection constitue un outil essentiel pour l'étude des phénomènes de désertification et leur suivi dans le long terme. De ce fait, les remaniements éoliens, la configuration et les changements dans les modelés dunaires, l'identification et le suivi des états de surface des sols et l'évolution de la couverture végétale seront mieux appréhendés. (Thiam, 1985 ; Pion *et al.*, 1990; Grégoire, 1990 ; Ouadba, 1990 ; Chamard *et al.*, 1993 ; Karimoune *et al.*, 1993; Mougnot & Cailleau, 1995 ; Tangara, 1997, Courel *et al.*, 1999 ; Zine, 2000 ; Herrmann *et al.*, 2005c ; Elklundh & Sjöström, 2005 ; Taïbi *et al.*, 2005; Bodart, 2007).

La télédétection a été utilisée pour l'étude des phénomènes éoliens. Elle permet d'analyser les concentrations de poussières atmosphériques pour déterminer les zones de déflation, comme nous l'avons montré plus haut (cf. section 3.1,2.).

L'utilisation de l'imagerie radar a contribué à la compréhension de la dynamique des sables éoliens (Niang, 2004; Bodart, 2007). Bristow *et al.* (2005) qui ont étudié le désert du Namib, ont utilisé les images radar GPR (Ground Penetrating Radar, c'est-à-dire un radar dirigé vers le sol), dont l'onde permet de voir la structure interne des dunes (subsurface) pour déterminer l'âge, la migration et l'accumulation des sables éoliens.

Les formations éoliennes ont également été étudiées par différents traitements sur des images satellitales ou des photographies aériennes. L'étude des dépôts éoliens à travers des images satellitaires révèle que les sables mobiles ont une forte réflectance tandis que les secteurs de déflation intense apparaissent sous forme de taches sombres, lorsque le bed-rock ou la cuirasse latéritique sont exhumés (Karimoune, 1994 ; Karimoune & Ozer, 1994).

L'orientation des dunes peut être mise en relief avec l'application de divers filtres qui permettent de faire ressortir les formes des éléments linéaires d'une image et l'étude de leur organisation spatiale, selon les directions choisies (Poncelet, 1989; Callot *et al.*, 1993 ; Dion 2006).

La télédétection, par la vision synoptique, instantanée et exhaustive permet également de décrire les formations végétales sur plusieurs centaines de kilomètres pour adapter la charge animale aux ressources du milieu. Ceci est essentiel dans un milieu où le cheptel s'accroît à un rythme largement supérieur à celui de la reconstitution des parcours naturels (Ndour, 2001).

Godard (1992), s'est servi de l'imagerie satellitaire pour la réalisation d'un inventaire d'occupation du sol et des formations végétales dans le Sahel pastoral mauritanien. Ba *et al.* (2000) ont utilisé la télédétection au Sénégal occidental, afin d'établir les liens entre les modifications de l'environnement, la croissance démographique et les évolutions technologiques permettant de promouvoir le développement durable.

Les données spectrales de la végétation et du sol ont le plus souvent été exploitées en vue de la caractérisation de la dégradation des milieux. Plusieurs indices radiométriques ont servi à définir les composantes de la surface du sol (végétation et sol) qui indiquent une dégradation ou restauration des écosystèmes (Escadafal & Pouget, 1989 ; Escadafal, 1990 ; Pouget *et al.*, 1991 ; Escadafal & Huete, 1991 ; Devineau & Zombre, 1995; Escadafal *et al.*, 1997 ;Fotsing & Padovani, 1999 ; Zine, 2000 ; Pouchin *et al.*, 2002 ; Belghith, 2003, Escadafal *et al.*, 2005).

Ces indices sont des opérations entre les réflectances enregistrées par les canaux du spectre visible en général. Au niveau des sols, différents indices ont été développés. Les indices de rougeur permettent la reconnaissance des sols et couvertures sableuses d'une région (révélation des nuances de couleur et de composition minéralogique), les indices de couleur, l'identification des sols dégradés, entre autres, (Escadafal & Pouget, 1989 ; Pouget *et al.*, 1991 ; Devineau & Zombre, 1995 ; Mougenot & Cailleau, 1995) .

Les propriétés spectrales des végétaux montrent une forte réflectance dans le proche infrarouge et une transition avec le rouge très abrupte. Ce contraste est exploité pour construire les indices de végétation (Fotsing & Padovani, 1999). L'indice normalisé de végétation (NDVI , calcul du contraste entre les valeurs mesurées dans les bandes rouge et infrarouge) a été le plus utilisé pour évaluer les formations végétales actives (Escadafal & Huete, 1991 ; Jacqueminet, 1991 ; Chamard *et al.*, 1993; Dion, 2006). Quelques résultats et exemples d'utilisation du NDVI ont été exposés plus haut.

Par ailleurs d'autres méthodes ont été mises en évidence pour la détection des changements des composantes des écosystèmes par télédétection. Ces techniques reposent essentiellement sur la comparaison des images prises à des dates différentes (analyse visuelle, composition colorée multi-dates, rapport d'images, différence d'images, classifications, etc. (Bouziri, 1999, Zine, 2000; 2004 ; Pouchin *et al.*, 2002).

Les processus et formes de la désertification que nous avons décrits seront complétés par ceux liés à la dynamique fluviale.

2.4. Dynamique fluviale et morphogénèse

2.4.1. Morphodynamique sous régime naturel (avant 1985-1987)

Le fleuve Sénégal, deuxième axe hydrologique de l'Afrique occidentale après le Niger est long de 1800 km ; il prend sa source dans les massifs montagneux du Fouta Djallon (Guinée). Cependant sa plaine alluviale n'apparaît qu'à Bakel, sur les 800 derniers kilomètres de son cours inférieur.

En aval de Bakel, le Sénégal a façonné une vallée alluviale, au cours des derniers millénaires ; construisant tout un réseau de hautes levées, un delta allongé et traçant de nombreux méandres (Michel, 1968;1973 ; Michel & Sall, 1984).

Dans ce secteur, la pente est extrêmement faible. Lors des moyennes eaux, la pente du plan d'eau est de l'ordre de 0,01‰ vers Podor ; la largeur du lit mineur varie de 250 à 750m. On note l'apparition de nombreux seuils rocheux et, à certains endroits, le colmatage du lit par des bancs de sable (fig. 2.13 - Michel, 1973).

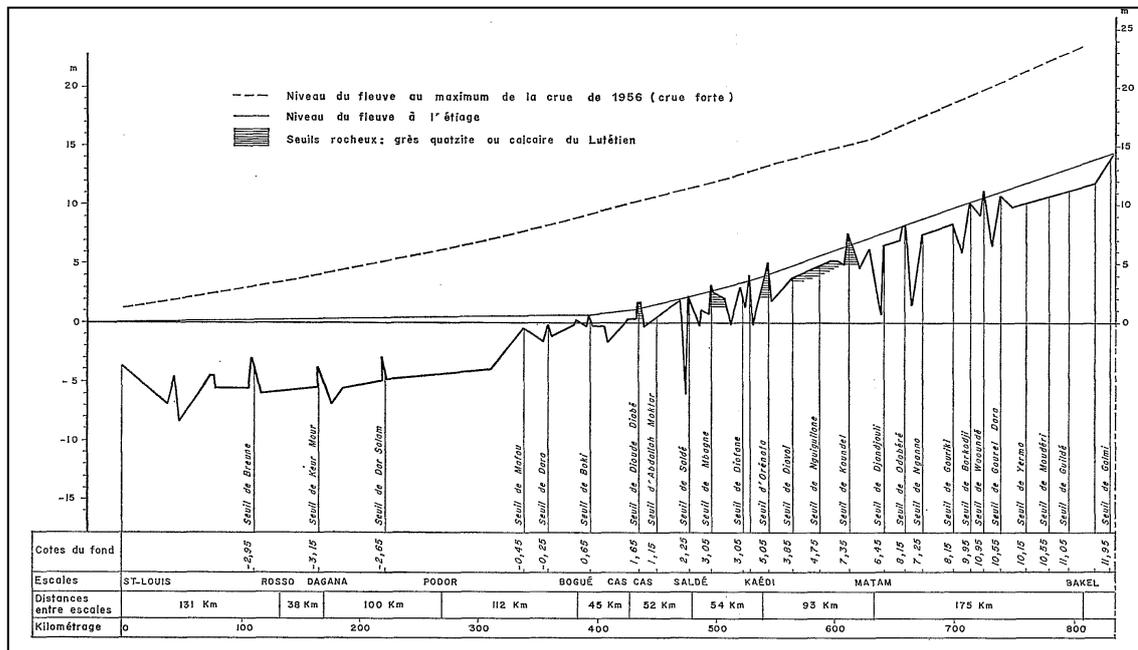


Fig. 2.13. Profil en long du fleuve Sénégal en aval de Bakel (Michel, 1973)

Les types de formes s'expliquent par la dynamique actuelle qui s'impose sur des survivances paléoclimatiques.

Selon Tricart (1956a), ce ne sont pas les dunes actuelles qui alimentent les méandres qui sont plutôt localisés en fonction des levées post-nouakchottiennes dont le matériel est composé de sable dunaire ou marin remanié. Les méandres sont plus ou moins développés suivant leur date de formation ainsi que les conditions de sapement et se révèlent comme des formes de creusement lent et peu accentué (Tricart, 1956b).

Le sapement latéral entraîne un recul important des berges. L'installation de stations de mesure dans la moyenne vallée du Sénégal (Michel & Sall, 1984) a permis d'évaluer l'importance du phénomène en régime naturel. On constate une diminution du sapement vers l'aval. D'après des mesures faites de 1974 à 1980, le recul moyen annuel de la berge a varié de 1,71 m/an en amont, à environ 1 m/an à Podor, il est seulement de 0,64 m/an à Dagana, comme le montre le tableau 2.6 (Michel & Sall, 1984 ; Michel 1985).

Tableau 2.6. Recul des berges aux divers intervalles chronologiques en m (avant la construction des barrages - Michel & Sall, 1984).

Station	1974 /75	1975/76	1976/78*	1978/79	1979/80
Dagana (aval)	0, 18	0, 70	1, 20	0, 90	0, 87
Leboudou (Doué)	1, 02	0, 59	2, 38	0, 85	0, 82
Mbantou (Doué)	1, 38	1, 39	1, 48	1, 57	1, 51
Lam Nadie	0, 99	0, 90	1, 87	1, 00	0, 48
Diatal	0, 98	0, 96	1, 42	0, 78	0, 76
Vaounde (amont)		3, 14	4, 12	1, 29	non mesuré
Moyenne, sans Vaounde	0, 91	0, 90	1, 67	1, 02	0, 88

*Les mesures ont été faites sur 2 années hydrologiques

L'importance du recul des berges varie également en fonction des crues annuelles et du matériel des berges. L'érosion la plus forte se situe dans les sables de dunes ogoliennes fixées.

Dans ce contexte, les mesures de débits solides, bien que peu nombreuses montrent une charge d'éléments en suspension plus élevée à Dagana qu'à Bakel, du moins en début de crue (250 mg/l contre 170) : on passe de 2 340 000 à 2 850 000 tonnes dans la traversée de la vallée (Michel & Sall, 1984). Le tonnage varie en fonction du volume d'eau écoulé : 2 800 000 tonnes pour les plus fortes crues, 1 920 000 pour les crues moyennes et seulement 1 040 000 tonnes pour les plus faibles (Michel, 1973).

Concernant la crue du fleuve Sénégal, soulignons qu'à partir de Bakel, la propagation est considérablement ralentie. Les premières ondes de crue arrivent à Bakel au début du mois de juillet et le niveau du fleuve monte rapidement, le maximum est atteint vers début septembre. Elles arrivent dans la moyenne vallée fin juillet, début août. Les vitesses du courant dans le lit mineur sont de l'ordre de 1 à 1,20 m en début de crue. L'eau met 15 jours à 1 mois pour monter de 1m vers Podor où le maximum est généralement observé vers mi-octobre (Michel, 1973).

La pointe de crue se déplace lentement et il lui faut en moyenne 37 jours pour accomplir le trajet Bakel-Dagana (environ 630 km). Mais ce temps est très variable d'une année à l'autre, il s'échelonne de 8 à 59 jours, comme on peut le voir sur le tableau 2.7 (Michel, 1973).

Tableau 2.7. Temps de propagation de la crue de Bakel à Dagana (Michel, 1973).

De BAKEL à	MATAM	KAÉDI	BOGUÉ	PODOR	DAGANA
<i>Valeur maximale</i>	25	31	38	48	59
<i>Valeur de fréquence</i>					
25 %	8	17	27	39	46
50 %	6	13	23	31	37
75 %	3	9	18	26	33
<i>Valeur minimale</i>	1	3	4	6	8

L'inondation du lit majeur s'effectue progressivement ; au fur et à mesure que les eaux montent, elles passent par les brèches, et les crues subissent un laminage qui ralentit leur vitesse de propagation. Les superficies inondées varient en fonction de l'importance des crues : les plus faibles submergent 100 000 hectares ; les moyennes 370 000 et les plus fortes inondent jusqu'à 500 000 hectares (pour un linéaire d'environ 13 km -fig. 2.14)

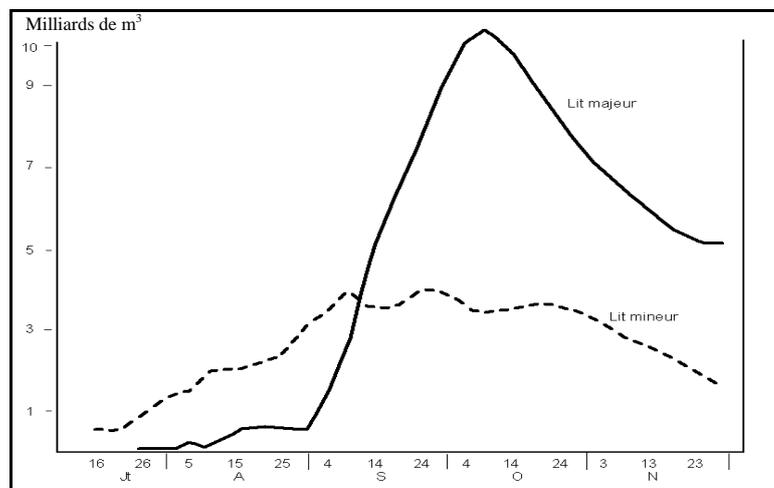


Fig. 2.14. Inondation du lit majeur entre Bakel et Dagana. Stockage dans les lits majeur et mineur du Sénégal lors de la crue de 196 ; in Michel, 1973).

Notons également que lors du maximum de crue, les courants rapides sont localisés au pied des rives concaves et dans les mouilles profondes (Tricart, 1956a).

Ces conditions d'écoulement en régime naturel vont être modifiées par la volonté des pays concernés de maîtriser ou de contrôler les eaux du fleuve Sénégal.

2.4.2. Morphodynamique sous régime artificialisé (à partir de 1987)

Face aux aléas climatiques, les pays riverains du fleuve Sénégal ont mis en place l'OMVS (Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal) en 1972 pour la gestion des ressources en eau de surface.

Deux barrages furent alors construits, le barrage de Manantali (mis en service en 1987) en amont pour le soutien des étiages en faveur de la riziculture (irrigation de 375 000 ha le long de la vallée), production de 800 Gw/h d'électricité, etc. (Bader, 1997 ; Sandholt *et al.*, 2003 ; Lamagat & Bader, 2004; Bader *et al.*, 2006) et le barrage de Diama (mis en exploitation en novembre 1985) près de l'embouchure pour empêcher la remontée de la langue salée dans la basse et la moyenne vallée du Sénégal.

Cependant ces aménagements hydro-agricoles sont confrontés à des problèmes techniques parmi lesquels, celui de la prévision des crues qui dépendent de précipitations annuelles très irrégulières et contrastées. Selon Amoros & Petts (1993), les valeurs et la durée des débits programmés constituent des options importantes dans la gestion environnementale des cours d'eau régulés par des barrages. Olivry (1994) soutient d'ailleurs que l'estimation des risques pour les crues exceptionnelles se basant sur la seule période actuelle pourrait entraîner une sous-estimation de l'ordre de 35%.

Sur le plan de la morphodynamique, des changements importants apparaissent au niveau de la sédimentologie et de la morphologie dans la vallée (dynamique des berges et charge solide), après la construction du barrage de Diama (Michel *et al.*, 1993 ; Kane, 1997; Dia, 2000).

La contribution des berges aux flux détritiques n'est pas équilibrée par la sédimentation dans les plaines d'inondation (Kane, 1997). Le tableau 2.8 montre une augmentation du recul des berges par rapport au régime naturel qui peut s'expliquer par la modification des conditions hydroclimatiques.

Tableau 2.8. Recul des berges en m pour quelques stations de la vallée en 1989 et 1992 (Michel *et al.*, 1993).

STATION	30-03-89 16-04-92	16-02-90 16-04-92
Dagana Amont	0,72	
Dagana Aval	1,69	
Diatal	2,95	
Guia 1	0,50	
Guia 2		0,90
Mbantou		2,16

Il existe par ailleurs un apport terrigène avec un transit et dépôt de poussières sahariennes dont la part est difficile à cerner (Kane, 1997).

Les concentrations des matières en suspension restent élevées. Elles n'évoluent pas de la même façon que les crues. Au début de la crue, la turbidité augmente avec le débit ; ensuite la

charge solide diminue progressivement, comme on peut le constater sur la figure 2.15 (Michel *et al.*, 1993).

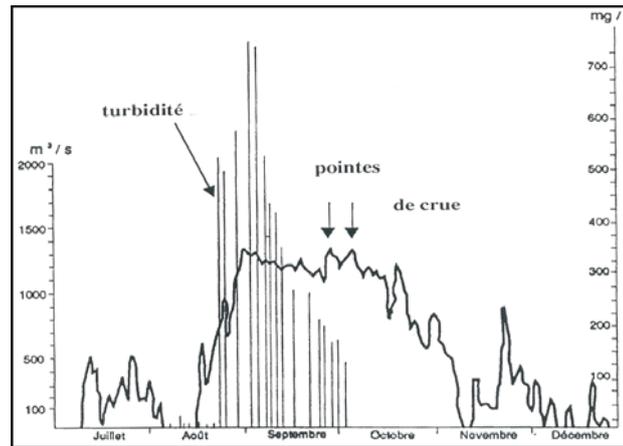


Fig.2.15. Variations des concentrations moyennes journalières des matières en suspension avec les débits à Diama en 1989 (Michel *et al.*, 1993).

Le flux des matières en suspension varie beaucoup d'une saison à l'autre et n'est pas étroitement lié au volume d'eau écoulé (Michel *et al.*, 1993).

En outre, la relation hydraulique fleuve-nappe a été abordée pour évaluer l'impact des barrages sur la recharge des nappes souterraines de la plaine alluviale par le fleuve Sénégal, qui était la principale source d'alimentation, vues les conditions climatiques précaires (Bethemont, 1995; Dieng *et al.*, 1998). Cependant le manque de suivi sur plusieurs années de régimes hydrologiques différents limite la portée des analyses (Touzi, 1998).

Avant les aménagements, le fleuve et ses affluents coulaient uniquement dans le lit mineur en période d'étiage. En période de crue, le lit majeur était inondé et l'alimentation des nappes voisines de part et d'autre du fleuve était assurée. Ce sont ces nappes qui ont soutenu les étiages lors des premières années de sécheresse (Bethemont, 1995).

Le régime artificialisé devrait diminuer l'extension des zones inondées, ce qui aura pour conséquence une réduction de l'alimentation des nappes. Un projet de suivi des eaux souterraines a été mis en place de 1985 à 1990 par l'OMVS avec l'appui de l'USAID pour suivre le niveau des nappes.

Les résultats montrent qu'après les barrages, l'effet de l'alimentation des nappes par le fleuve est sensible sur des ouvrages situés à plus de 4 km des cours d'eau, contre 3 à 3,5 km avant la régularisation du régime. L'amplitude moyenne de la fluctuation des nappes est devenue moins importante, 1,7 m contre 2,3 m sous le régime naturel. La salinité des eaux des nappes a aussi été améliorée (Touzi, 1998). Le tableau 2.9 présente la variation du niveau piézométrique en fonction de l'emplacement des stations.

Tableau 2.9. Variation annuelle du niveau piézométrique (Dieng & Diatta, 1998).

	Variation annuelle du niveau piézométrique				
	Dagana	Podor	Kaedi	Matam	Selibabi
Hors périmètres et loin des cours d'eau	0,2 à 0,3m	0,5 à 0,8m	0,2 à 0,5m	0,5 à 1,2m	0,4 à 1m
A côté des cours d'eau	1m	0,8 à 1,85m	0,6 à 2,5m	1,6 à 3m	-
A l'intérieur des périmètres	1,9m	0,8 à 1,5m	1 à 2m	-	1m
Dans les périmètres et à côté des cours d'eau	-	1,5 à 2m	2,7m	-	3m

N.B. les périmètres représentent les rizières

Il ressort de ces premiers constats que la recharge des nappes est plus importante, du moins lors la période d'observation, ce qui est considéré comme un impact positif.

Cependant les études montrent aussi que l'alimentation des nappes au droit des périmètres irrigués est devenue importante, avec toutes les conséquences que cela peut engendrer (Kane, 1997 ; Diène, 1998).

Il existe d'autres aspects de la morphodynamique actuelle que nous analyserons dans la seconde partie de la thèse.

En conclusion, à travers cette synthèse bibliographique, on se rend compte que les phénomènes de désertification et de dégradation dans la zone Saharo-sahélienne ont été largement étudiés. Les différentes approches ont contribué à mieux appréhender l'évolution morphoclimatique en milieu aride et semi-aride.

Signalons que, si l'évolution de la zone au Quaternaire est globalement bien connue, il subsiste certaines imprécisions, notamment pour la datation des transgressions marines du Tafarien et de l'Inchirien.

Cependant, nous nous attacherons plus spécialement à analyser la désertification, par le biais des processus morphodynamiques, dans le contexte d'une décennie d'amélioration des conditions hydroclimatiques.

Nous pourrions donc, observer l'état ou l'évolution du milieu par rapport à cette situation et identifier les facteurs et/ou les secteurs sur lesquels il est nécessaire d'agir, dans le cadre de la lutte contre les phénomènes de dégradation environnementale dans le sud-ouest mauritanien.

Dans cette optique, nous aborderons les paramètres climatiques qui commandent les processus morphodynamiques dans notre secteur d'étude. Ceux-ci ont été certes étudiés, mais nous insisterons davantage sur leurs caractéristiques morphogénétiques, surtout depuis le début de la décennie 90, qui marque la fin de la sécheresse des années 70 et 80. Les aspects de l'érosion mécanique (éolienne et hydrique) seront examinés sous cet angle.

Nous nous focaliserons également sur le suivi de la dynamique des écosystèmes, par l'exploitation de données de télédétection multisources, qui permettent de déterminer la morphogenèse, les états de surface et l'occupation des sols, à différentes échelles spatiales et temporelles. Nous examinerons aussi la dynamique actuelle que nous observons sur le terrain et qui traduit l'efficacité des agents morphodynamiques.

Ainsi, la réponse du milieu physique, fragilisé par une longue période de sécheresse et fortement sollicité par l'homme, à un retour de précipitations plus importantes, sera mieux appréciée.

Première partie :

LES FACTEURS DE LA MORPHOGENESE

Chapitre 3 :

Le milieu physique et ses contraintes

Le milieu physique du secteur étudié se caractérise par des conditions climatiques franchement désertiques dans sa partie nord, qui s'atténuent progressivement vers le sud. Nous distinguerons ainsi la zone des grandes étendues de dunes rouges dites ogoliennes et la plaine alluviale du fleuve Sénégal.

Mais auparavant, il importe d'analyser le substratum et les grands traits de la structure géologique.

3.1. Les grands traits de la structure

3.1.1. Esquisse géologique

Les formations géologiques de la Mauritanie sont présentées aux figures 3.1 et 3.2. Pour mieux les comprendre, il est nécessaire de se reporter à l'histoire géologique du Quaternaire (que nous avons évoqué brièvement dans le chapitre 2- synthèse bibliographique).

On retrouve souvent des vestiges d'un Quaternaire marin ou lacustre qui masquent des formations antérieures.

Dans le sud-ouest de la Mauritanie on peut rencontrer divers affleurements même si la majeure partie est occupée par le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien provenant du remplissage de l'important golfe crétacé-tertiaire où se sont déposées des couches d'âges et de faciès différents.

3.1.1.1. Le Cambrien et/ou Pré-Cambrien

Le socle précambrien est constitué de formations métamorphiques plissées et arasées par l'érosion (Paloc, 1962). Son enfoncement vers l'ouest n'est pas uniforme. Vers l'est, les pentes sont faibles et les profondeurs sont comprises entre 150 et 300 m (Legat). A l'ouest, se produit un brusque abaissement et le socle est atteint à -700 m (Trarza); une structure analogue à celle d'un graben se présente (fig.3.3). Cela traduirait des phénomènes tectoniques ayant affectés le socle mais non révélés en surface, car seuls des faits de subsidence paraissent se manifester dans les séries sédimentaires (Elouard, 1962 ; Michel, 1973).

Ces formations affleurent à l'est, dans la zone d'Aleg et de Boghé où l'ensablement est moins important et sont constituées de granites, quartzites, schistes et quelques épanchements volcaniques. Il s'agit de schistes, de quartz, de gravier. Le socle affleure également sous forme d'un large bombement anticlinal étiré du sud au nord du pays. Dans la partie méridionale il est recouvert par les dépôts successifs.

3.1.1.2. L'Eocène

Il est représenté par des grès, des sables, des calcaires, des dolomies et argiles. Ces formations se rattachent pour la plupart au Lutétien (Paloc, 1962). Il existe deux zones d'affleu-

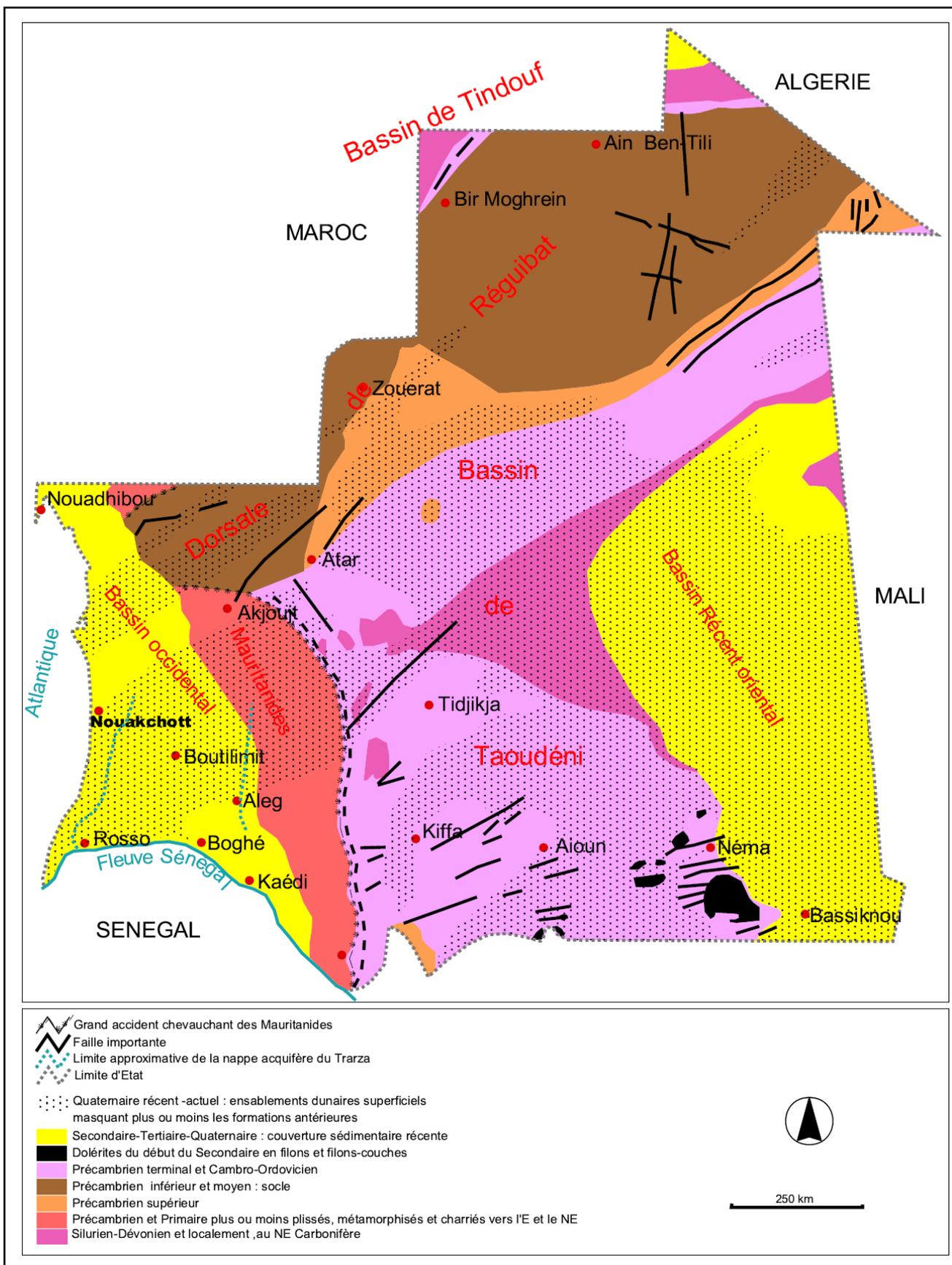


Fig. 3.1. Carte géologique schématique de la Mauritanie (Carité, 1989, modifié).

rement de l'Eocène, la première dans la région d'Aleg, la seconde plus au sud, dans la vallée du fleuve, mise à découvert sous l'effet de l'érosion fluviatile du Sénégal, du Gorgol et de l'oued Savalel. En bordure du socle, dominant des faciès gréseux (Aleg, Gorgol), puis la série s'enneie sous les formations du Continental Terminal. L'Eocène est connu pour avoir été recoupé par de nombreux puits et sondages dans les environs de Boutilimit, les faciès sont essentiellement calcaires, à intercalations sableuses fréquentes (Elouard, 1962).

3.1.1.3. Le Continental terminal

Il est composé de terrains à faciès détritiques du Tertiaire (Mio-Pliocène). Il affleure dans la partie orientale de la zone étudiée et dans la dépression de l'Aftout Chergui (fig.3.2). Il forme les reliefs dans la région de Kaédi, le centre d'Aleg est lui-même construit sur une butte de grès tendre du Continental terminal.

Il apparaît essentiellement sous trois faciès (Tricart 1956b). Un faciès sablo-gréseux, impliquant une topographie peu différenciée de glaci d'épandage, ce qui rend le ruissellement plus violent par suite d'une végétation moins dense. Un faciès grossier et argileux se présentant sous forme de graviers, provenant des séries précambriennes affleurant à Aleg et Kaédi (ce qui supposerait un régime du Sénégal beaucoup plus violent). Un faciès argileux peut également être rencontré à tous les niveaux de la série.

La plupart des puits du Trarza rencontrent le Continental terminal sous la couverture quaternaire. Sa puissance varie d'est en ouest : 30 m au sondage d'Aleg, 37 m à Legat et 140 m à Idini (Paloc 1962).

C'est l'assise la plus importante de cette région en puissance et en affleurement, elle forme des buttes témoins dans la vallée du Sénégal (Elouard, 1962- fig.3.2). Elle constitue un plateau important de chaque côté de la vallée, incisé par le chevelu hydrographique, sa faible inclinaison explique la pente quasi-nulle du fleuve à ce niveau de son cours.

Le Continental terminal apparaît dans la région de Boghé et au NE de la zone d'étude, où les sables de couverture sont minces et les alignements dunaires plus espacés. Les graviers et gravillons ferrugineux étant très développés dans ces secteurs, les dunes sont nourries d'apports allogènes, ce qui explique leur faible épaisseur.

3.1.1.4 Le Quaternaire

Le Quaternaire est marqué par des changements climatiques et les oscillations du niveau de la mer

Ces fluctuations du climat ont joué un rôle important dans la morphogénèse, elles ont abouti à la formation des glaci. Selon Michel (1973), on distingue trois glaci étagés dans le sud-ouest de la Mauritanie : le haut, le moyen et le bas glaci dont les deux premiers sont couverts d'une cuirasse ferrugineuse où les roches du substrat ont été profondément altérées tandis que le troisième n'est cuirassé qu'exceptionnellement.

Le faciès essentiel du Quaternaire ancien est ainsi une cuirasse ferrugineuse parfois appelée latérite dont les affleurements constituent une lisière au pied des dunes rouges.

Le gravillon ferrugineux, de formation grossière et consolidée est peu sensible aux actions éoliennes et donne au relief une allure tabulaire (Tricart, 1956b).

Les dunes sont peu étendues là où les gravillons sont très développés; c'est le cas à l'est de la zone étudiée où les dunes, qui ne sont nourries que par des apports allogènes se présentent sous forme de traînées de sable.

Les formations du Quaternaire moyen et récent sont essentiellement des sables, limons et argiles. Les dépôts continentaux et marins du Quaternaire se retrouvent un peu partout dans la zone d'étude (fig.3.2).

Entre le Continental terminal et la couche rouge superficielle des dunes s'étend une puissante série sableuse du Quaternaire moyen.

Les autres formations sont essentiellement constituées par les dunes rouges du Trarza (Ogolien, dont la puissance peut atteindre 60 m, selon Paloc, 1962), les dunes jaunes plus récentes, les calcaires lacustres dans les dépressions et couloirs interdunaires et des dépôts de coquilles et restes de plages en bordure de l'océan.

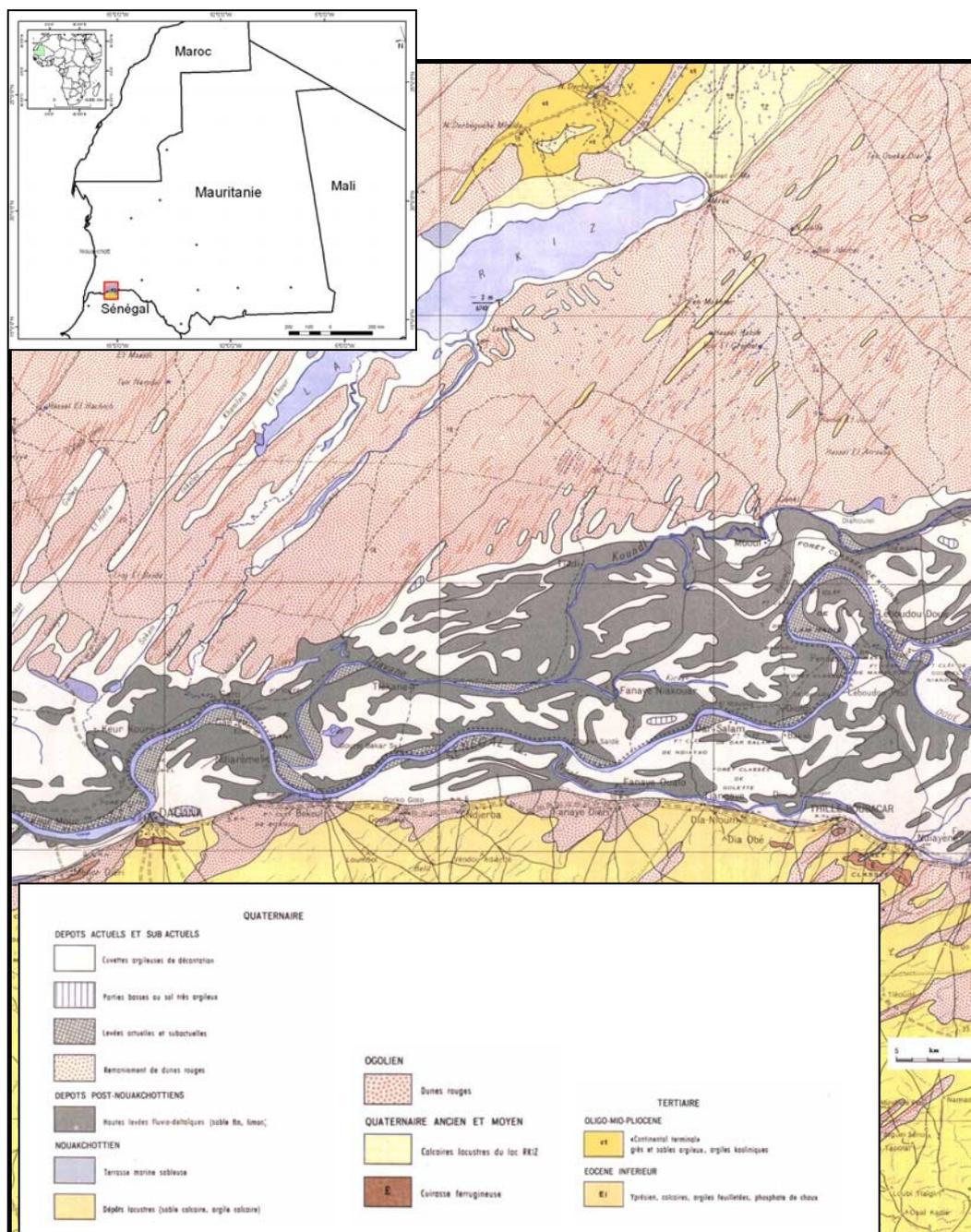


Fig. 3.2. Extrait de la carte géologique du Sénégal au 1 : 200.000 (Source BRGM, 1967).

3.1.1.5. Le bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien (fig.3.3)

Il couvre une superficie totale de 240 000 km² et s'étend sur le Sud mauritanien, le Sénégal, la Gambie et le Mali (Diagana, 2000).

Il englobe la totalité de la zone étudiée, et serait provoqué par des gauchissements tectoniques liés au retrait de la mer de la transgression crétacé-secondaire (Elouard, 1962 ; Miskovsky *et al.*, 1989). Par la suite, le Trarza et le Brakna se sont affaissés ; des sédiments se sont accumulés dans cette vaste zone en creux (Miskovsky *et al.*, 1989). Les principaux terrains traversés d'est en ouest par les puits dans les 60 m, d'après Elouard (1962), sont des sables et grès à lits d'argile du Lutétien littoral, des dolomies, calcaires et argiles feuilletés du Lutétien calcaire.

L'action de l'érosion a eu pour effet de niveler les affleurements avec la formation d'un recouvrement sableux sur la plus grande partie du bassin (Paloc, 1962 ; Miskovsky *et al.*, 1989).

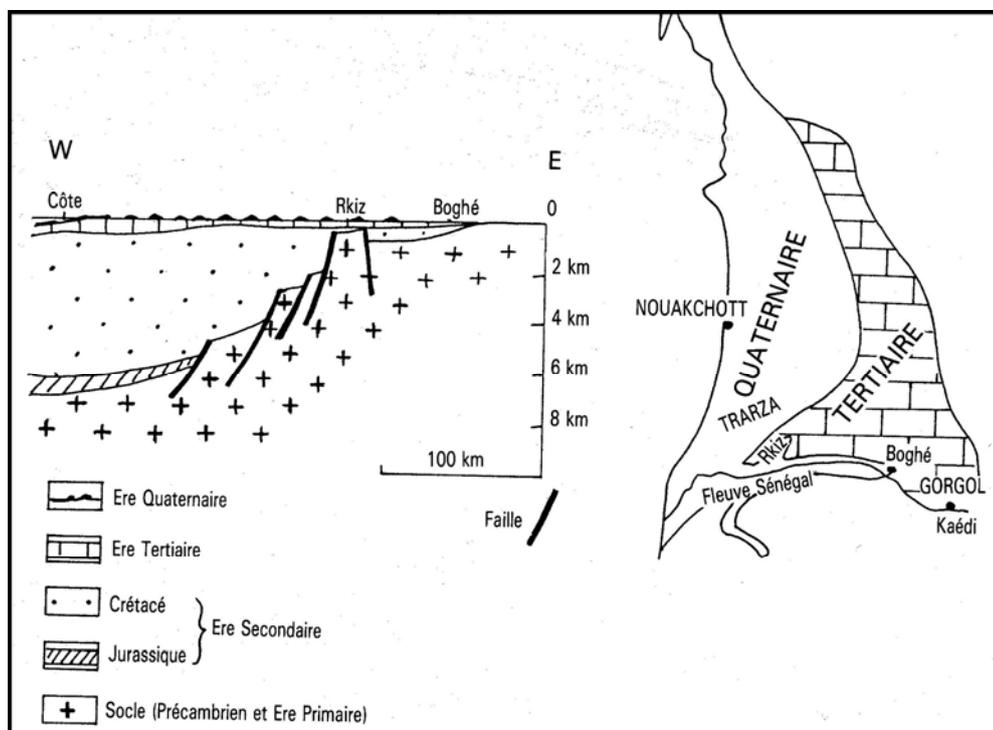


Fig.3.3. Carte et coupe géologique schématiques de la Mauritanie occidentale (Carité 1989).

Les spécialistes distinguent en réalité deux bassins en Mauritanie occidentale (Carité, 1989) :

- le bassin sédimentaire atlantique, secondaire et tertiaire sénégalo-mauritanien,
- le bassin sédimentaire atlantique, quaternaire de Mauritanie, décentré vers le nord par rapport au précédent, mais qui lui est superposé.

Les roches sédimentaires les plus anciennes sont les plus profondes, mais il y a eu des phénomènes de cassures et de failles qui ont affecté le socle et sa couverture sédimentaire, ce qui a occasionné des fossés de subsidence isolant ainsi des zones à sédimentations différentes (Carité, 1989).

Notons enfin que les couches qui constituent ce bassin ont été mises en place après l'ère secondaire (fig. 3.3), c'est la raison pour laquelle il est indiqué sur la carte géologique (fig. 3.1) comme le bassin récent occidental dont les matériaux ont alimenté les formations superficielles.

Les formations géologiques ne semblent pas très affectées par la tectonique, on note seulement l'affaissement de certaines parties du Trarza et du Brakna (lié aux gauchissements tectoniques), ce qui a pu provoquer la modification du cours inférieur du Sénégal (Michel, 1973).

3.1.2. L'hydrogéologie

Le sud-ouest de la Mauritanie recèle essentiellement trois grands ensembles aquifères dont deux intéressent directement notre secteur d'étude :

1 - La zone de la plaine alluviale du fleuve Sénégal et ses affluents (inféro-flux) où le cours d'eau coule sur ses propres alluvions plus ou moins perméables. Des puits peu profonds creusés dans la plaine alluviale garantissent en général une eau de bonne qualité. Durant la période des crues, le fleuve alimente ces alluvions qui forment un réservoir aquifère dont la fluctuation de niveau suit celle du cours d'eau. Lors de la période des basses eaux, la nappe dont le niveau devient plus élevé restitue une partie des eaux au fleuve.

L'inféro-flux se limite à la zone alluviale du fleuve Sénégal et de ses affluents et aux terrains en bordure de la plaine alluviale car l'eau pénètre dans les calcaires, les grès et les dolomies de l'Eocène ou dans le Continental terminal (Elouard, 1962).

2 - La nappe du Trarza se situe dans le bassin sénégal-mauritanien. Dans cette zone, on trouve presque partout de l'eau souterraine de qualité variable, à des profondeurs différentes, située dans les formations argilo-sableuses du Continental terminal et du Quaternaire (Paloc, 1962).

La nappe est largement exploitée car elle se situe dans une région d'élevage. Elle est réalimentée par les eaux de ruissellement, ses limites approximatives (d'après USAID, 1982) sont indiquées sur la figure 3.1. Son extension à l'ouest est limitée (en bordure de l'océan Atlantique) par la présence de l'eau salée dans les formations du Quaternaire et du Continental Terminal, formant ainsi un biseau qui s'enfonce sous les terrains à eau douce (Elouard, 1962). On peut remarquer qu'elle couvre l'ensemble de notre secteur d'étude en dehors de la nappe alluviale du fleuve Sénégal.

3 - La nappe du Brakna se situe à l'est de celle du Trarza, elle a été mise en évidence par Archambault qui pensait qu'elle correspondait à la nappe maëstrichienne du centre du Sénégal, selon Elouard (1962). Cette nappe est située à 40 – 60 m de profondeur en allant de l'est à l'ouest et du sud au nord.

Elle se trouve dans les sables et grès tendres de l'Eocène (Paloc, 1962) et donne en général une eau de bonne qualité. Elle est limitée à l'est par le biseau sec, zone de 20 Km de largeur qui suit la limite de l'Antécambrien depuis le Sahara occidental jusqu'au Sénégal. Cette zone ne renferme aucun niveau aquifère et tout puits qu'on y creuse ne rencontre pas d'eau (Sarr, 1987).

A proximité de cette zone, se situe la zone stérile formée de schistes et de quartzites métamorphiques du Précambrien. On peut repérer dans les schistes quelques réserves locales : dans les alluvions épaisses sableuses d'oueds importants, dans les recouvrements alluvionnaires des mares temporaires ou barrages agricoles. L'exploitation de l'eau se fait par 'Oglats' (puits) profonds de 7 à 8 m.

En dehors de ces aquifères, on peut rencontrer quelques nappes superficielles dites perchées en relation avec les dépressions topographiques alimentées par les eaux de ruissellement.

3.1.3. Les sols et la couverture végétale

3.1.3.1. Les sols (fig.3.4)

La plupart des sols ont un développement de profil minimal car ils sont plus ou moins jeunes. On peut cependant recenser des sols aux profils modérément profonds sous des climats plus humides. Les sols sont influencés par les modelés et la nature des matériaux déposés lors des variations climatiques au Quaternaire (Michel, 1984). Il existe donc une relation étroite entre les unités géomorphologiques et les unités pédologiques (Rochette, 1977 ; Michel, 1984 ; Loyer *et al.*, 1986, Boivin *et al.*, 1998 ; Mané *et al.*, 2001). La figure 3.4 indique les spécificités des différentes unités morphopédologiques.

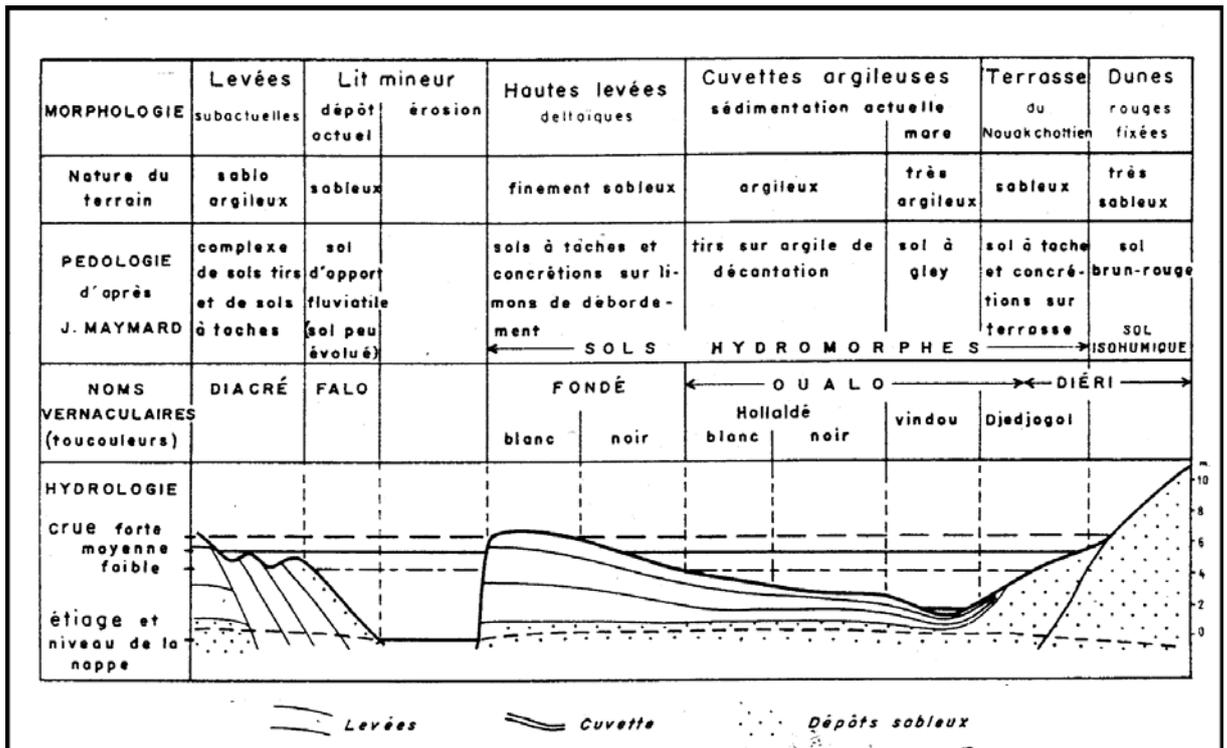


Fig. 3.4. Coupe schématique de la vallée du Sénégal dans la région de Podor (d'après Michel, 1967).

Sur les formations dunaires se sont formés des sols isohumiques brun-rouges subarides (Rochette, 1977 ; Michel, 1984, Loyer *et al.* 1986). Selon la topographie, on peut distinguer :

- Les sols brun-rouges typiques qui se situent sur les sommets et flancs des cordons dunaires. Il s'agit d'un matériau sableux, perméable, à bon drainage interne qui se caractérise cependant par une certaine compacité.

- Les paléosols apparaissent sur les basses dunes. Ce sont des sols de type ferrugineux, lessivés, à horizon B textural qui limite le drainage. Leur horizon supérieur (A), est riche en sables fins, ce qui entraîne des phénomènes de battance (Rochette, 1977).

- Les sols bruns, moins profonds et moins différenciés, occupent les bas des versants. Leur matériau plus argileux ralentit l'infiltration. Autour de certaines dépressions interdunaires ou en bordure des vallées, ces sols deviennent hydromorphes (Michel, 1984).

Dans la vallée alluviale du Sénégal, la pédogenèse a évolué à pas lents. Les sols sont des dépôts fluviaux et fluvio-marins récents, dépendant étroitement de la topographie, de la composition granulométrique et de la durée de submersion. Ces sols peuvent être répartis en

deux catégories : les sols hydromorphes qui occupent la moyenne vallée jusqu'à Podor et les sols halomorphes qui couvrent la basse vallée et le Delta (Rochette, 1977).

Ainsi on peut distinguer plusieurs types de sols qui se présentent sous forme d'unités morphopédologiques (fig.3.4) :

- Sur les hautes levées et bourrelets de berges, les sols sont peu évolués et d'apports hydromorphes. On peut seulement noter la présence de traces de matières organiques dans les horizons supérieurs. Les sols sont sableux à granulométrie grossière. A un niveau plus bas, on peut rencontrer des sols hydromorphes à pseudogley à partir de 30 cm

- A un niveau intermédiaire, entre les bourrelets de berges et les cuvettes où la durée de l'inondation est plus importante, on note l'existence de sols hydromorphes à pseudogley marqués par la présence de taches de concrétions ferrugineuses.

Ces sols peuvent se développer sur divers matériaux de textures variables. Ils se retrouvent dans les alluvions fluviales de débordement, à sédiment limoneux ; dans les matériaux d'épandages où les sédiments sont variables et dans diverses terrasses fluviales (Rochette, 1977).

Sur les bourrelets de berge, on observe des sols de texture argilo-sablo-limoneuse, de faible porosité. Des horizons pauvres en argile et fer peuvent apparaître en surface (Boivin *et al.*, 1998)

- Les parties les plus basses des petites levées de berges, les cuvettes de décantation et les mares, sont recouvertes de sols argileux, vertisols et sols lourds, riches en montmorillonite. Les zones où l'eau stagne le plus longtemps laissent apparaître des sols hydromorphes à gley de surface ou d'ensemble. Ces sols sont marqués par une longue durée de submersion. La présence du fer réduit à l'état ferreux leur donne une couleur gris bleuté ou gris verdâtre caractéristique (Rochette, 1977 ; Michel & Sall, 1984). Les dépôts d'argile peuvent atteindre 1,50 m dans les cuvettes bien drainées et dépassent 3 m dans celles où l'eau stagne plus longtemps (Michel, 1984).

- Sur les faisceaux de levées subactuelles à l'intérieur des méandres, il existe des sols peu évolués et des sols hydromorphes (Michel, 1984). Des sols jeunes peu évolués d'apport ou d'érosion à submersion plus ou moins prononcée apparaissent également sur les sables fluviales (Rochette, 1977).

-Les sols halomorphes sont dominés par l'excès de sels. Les levées deltaïques sont recouvertes par des sols salins acidifiés. Leur texture est variable, ils peuvent se développer également sur les alluvions de décantation fluviale et les dépôts fluvio-marins.

Les sols de la zone d'étude sont salés selon un profil descendant, la modification des conditions hydriques par l'irrigation peut entraîner la migration des sels vers la surface. La remontée saline peut survenir au bout d'une ou deux années de cultures, selon Boivin *et al.* (1998).

Les sols de la zone étudiée sont affectés par une certaine dégradation liée à la péjoration climatique sahélienne ou leur mise en valeur. Les sols non cultivés connaissent un coefficient de ruissellement très élevé (dû aux encroûtements) tandis que la salinité dans les sols cultivés est de 7 à 10 fois plus importante que celle des sols non aménagés (remontée saline liée à la culture de submersion - Boivin *et al.*, 1998).

Les sols sont utilisés pour la pâture et l'agriculture et conditionnent en général les formations végétales.

3.1.3.2. La couverture végétale (fig.3.5)

La zone étudiée est recouverte d'une végétation diversifiée, relativement dense dans le sud et éparse vers le nord, elle est essentiellement constituée d'épineux, de formations herbeuses boisées ou semi-désertiques. Mais la sécheresse et l'action anthropique ont fait disparaître la végétation originale dans sa quasi totalité. L'arbre dominant caractéristique est l'acacia dont les espèces diffèrent suivant la pluviométrie et l'habitat.

L'analyse des principales formations végétales est inspirée des travaux de Van Lavieren & Van Wetten (1990) et USAID (1982).

Nous distinguerons plusieurs types de formations en fonction des sols. La figure 3.5 présente les différents types de couverts végétaux qu'on peut recenser dans le secteur étudié ainsi que les espèces dominantes.

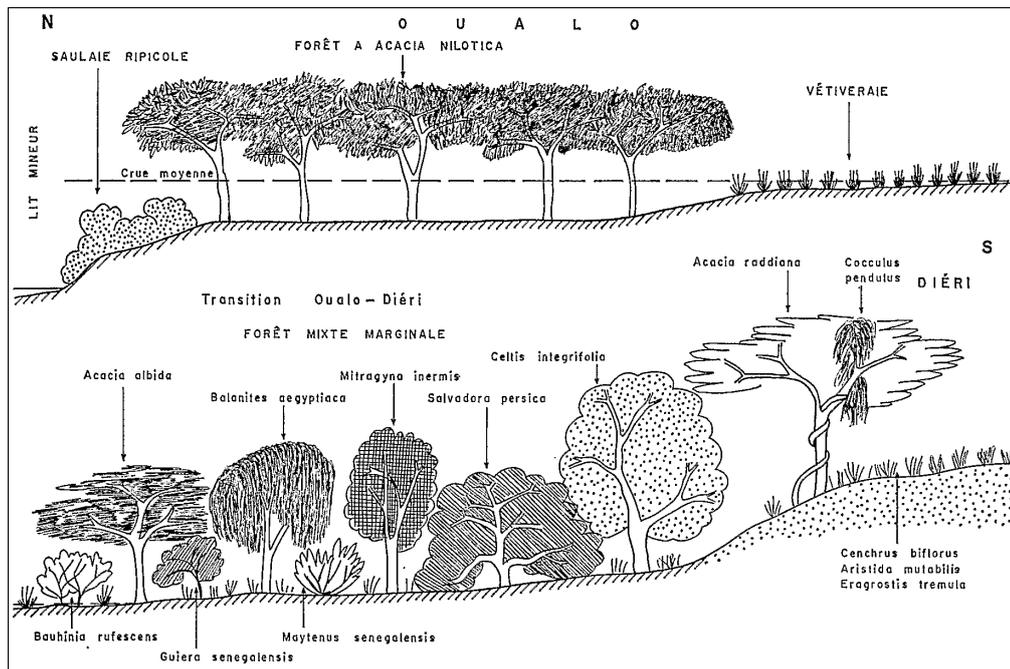


Fig.3.5. Principales formations végétales de la vallée du fleuve Sénégal et espèces dominantes (Coupe schématique Nord-Sud - Michel, 1973).

La formation sahélienne : un paysage ouvert dominé par le *Boscia senegalensis* et *Acacia senegal* (le gommier) avec un couvert herbacé de *Cenchrus biflorus*, *Schoenefeldia gracilis* (sur les sols compacts) et légumineuse; *Indigofera senegalensis*. Sur les sols gréseux, c'est l'*Acacia flava* qui domine.

La formation sur dunes continentales : on trouve des complexes de dunes couvertes d'une végétation composée d'*Acacia Senegal*, *Balanites aegyptiaca* et la graminée *Cenchrus biflorus*.

Avec l'augmentation du pourcentage d'argile du sol dans les plaines et les dépressions, les graminées *Aristida frenicalata*, *Aristada mutabilis* et *Eragrostis pilosa* s'installent tandis que l'arbre *Boscia senegalensis* remplace les acacias et les balanites. Aux pieds des hautes dunes, une végétation dominée par *Indigofera aspera* et *Cenchrus biflorus* s'est installée parmi les *Combretum glutinosam*.

Au niveau de la zone saharo-sahélienne du nord du fleuve, deux acacias dominent la végétation: l'*Acacia verek* et l'*Acacia raddiana* qu'on rencontre dans la région de Boutilimit au

sein des gouds et sur les versants des dunes où il s'associe au *Commifora africana*. Dans la zone sableuse apparaissent le *Leptadenia spartun* et le *Calotropis procera* qui est particulièrement abondant à R'Kiz où on en trouve des hectares aux alentours de la ville. On retrouve également au sud-ouest de R'Kiz du *Tamarix senegalensis*.

Les formations alluviales : sur les berges du fleuve et sur les plaines d'inondation, une végétation adaptée à des conditions hydrologiques particulières s'est installée.

La répartition géographique des espèces est conditionnée par la fréquence et la durée des périodes de submersion. Une formation très caractéristique est la forêt inondable des gonakiers (*Acacia nilotica*) qui occupait les dépressions argileuses, avec une couverture herbacée variant du sol nu à un couvert quasi total de *Mimosa pigra*.

La transition vers des sols plus sableux est caractérisée par la présence des arbres comme les *Balanites aegyptiaca*, *Bauhinia rufescens*, *Salvadora persica* etc. La végétation sur les levées et les bourrelets de berge a partiellement disparu (sites des villages). On y trouve quelques *Acacia albida* avec les graminées comme *Aristada funicalata*, *Schoenfeldia gracilis*.

La couverture végétale de la vallée a été très fortement éprouvée par la sécheresse qu'a connu le Sahel. La plupart des forêts inondables ont disparu. La végétation est aujourd'hui très dégradée. Le peuplement actuel est typique de la zone Sahélo-saharienne avec une prédominance d'espèces xérophiles telles les acacias, les épineux sous forme d'individus isolés ou groupés en petits bosquets.

Cependant, on peut ajouter que la pression anthropique a largement contribué à la dégradation de la couverture végétale et des sols. Les aménagements des périmètres irrigués ont entraîné un déboisement massif en plus de la désorganisation des chenaux d'inondation naturelle et de l'exploitation du bois.

La déplétion des superficies des forêts classées dans la région du Trarza en est une illustration. Selon Ould Taleb (1999), environ 70% des superficies boisées de la wilaya du Trarza (qui dépassaient 8000 ha) ont été transformées en parcelles de culture ou en zones dépourvues de toute végétation.

Le milieu physique de notre zone d'étude ainsi présenté nous révèle toute sa fragilité. Tous les paramètres que nous avons analysés participent à la dégradation environnementale qui prend des proportions alarmantes dans le sud-ouest de la Mauritanie. Les effets de la sécheresse conjugués aux actions de plus en plus déterminantes de l'homme conditionnent les processus morphodynamiques

Chapitre 4 :

Aspects humains et socio-économiques

Les déséquilibres environnementaux provoqués par les sécheresses récurrentes ont entraîné une précarisation des conditions de vie et modifié les structures démographiques.

Ces contraintes climatiques ont poussé l'homme à accroître sa pression sur le milieu physique au point de devenir un facteur fondamental de sa dégradation.

Aussi, dans le présent chapitre, il s'agira d'analyser quelques aspects humains et activités socio-économiques qui participent au phénomène d'anthropisation des écosystèmes.

4.1. Quelques caractéristiques démographiques

4.1.1. Evolution de la population

Malgré la dégradation des conditions socio-économiques et la baisse du niveau de vie, la population de la Mauritanie comme celle de la zone étudiée connaît une augmentation constante (fig.4.1).

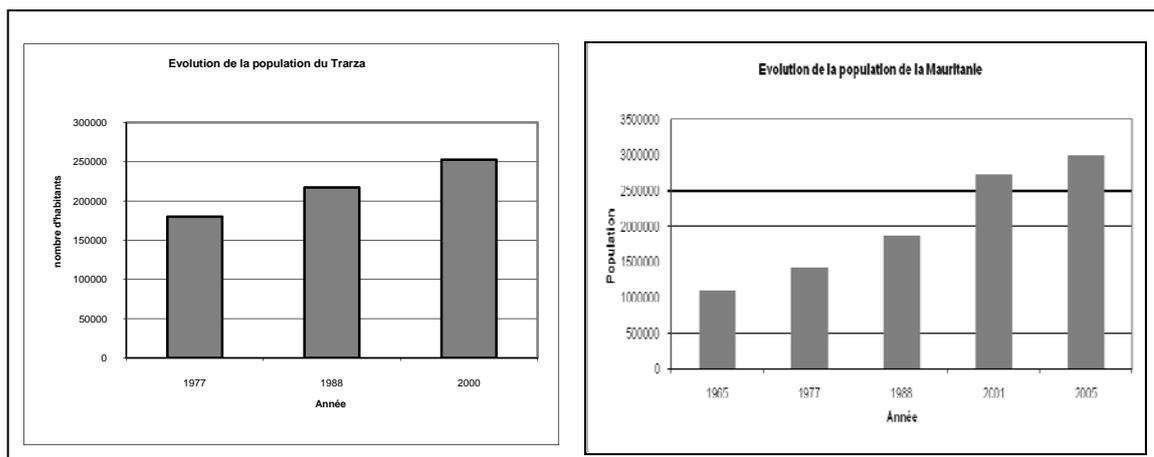


Fig.4.1. Evolution de la population de la Mauritanie et du Trarza (Source : O.N.S).
(Notez qu'en abscisse l'échelle ne tient pas compte du temps écoulé entre les recensements)

La zone d'étude, qui est totalement incluse dans la Wilaya (région) du Trarza, compte plus de 200.000 habitants, selon les résultats provisoires du 3^{ème} recensement général de la population et l'habitat (2001) de l'Office Nationale de la Statistique (ONS). Signalons cependant que la population y est très inégalement répartie et que ces chiffres traduisent mal la réalité qui est difficile à appréhender par des évaluations ponctuelles, à cause de la mobilité de certaines catégories de personnes.

Soulignons également que cette évolution globale cache bien des disparités, surtout lors de la période située en 1977 et 1993, qui s'insère dans celle de la grande sécheresse sahélienne. Les villes du nord (Boutilimit Mederdra et R'kiz) connaissent une diminution de leur population. Tandis que Rosso, situé sur la rive droite du fleuve Sénégal enregistre une augmentation de sa population dans la même période. Les tendances s'inversent entre 1993 et 2000, comme on peut le constater sur le tableau 4.1. La diminution de la population de Rosso nous paraît anormale.

Tableau 4.1 : Evolution de la population entre 1977 et 2000.

Localite	Population 1977	Population 1988	Population 1992	Population 1993	Population 2000
TRARZA	216008	202596	203926	204255	217320
BOUTILIMIT	55805	40953	37079	36110	46803
MEDERDRA	42982	27202	23384	22479	37278
RKIZ	46393	44854	44728	44623	58813
ROSSO	36501	52540	60160	62153	52730

(Source : O.N.S)

Il convient néanmoins de noter que l'utilisation des statistiques nationales de la population n'est pas aisée car sujette à interprétation. Les figure 4.2 et 4.3 qui montrent l'évolution des villes de R'kiz et Rosso en donne une illustration. Ces deux figures indiquent une extension spatiale importante des deux villes depuis 1972.

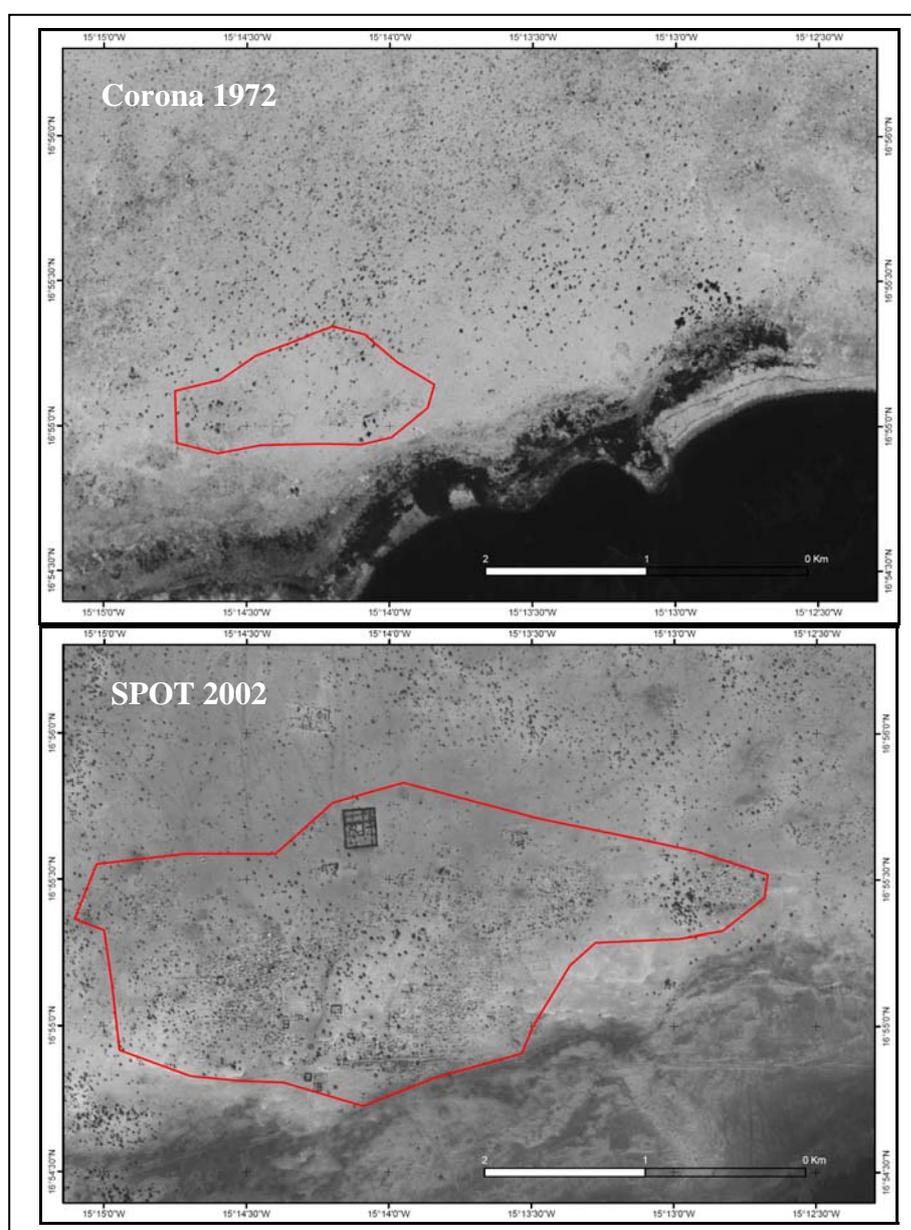


Fig. 4.2. Extension la ville de R'kiz (encadré en rouge) entre 1972 et 2002.

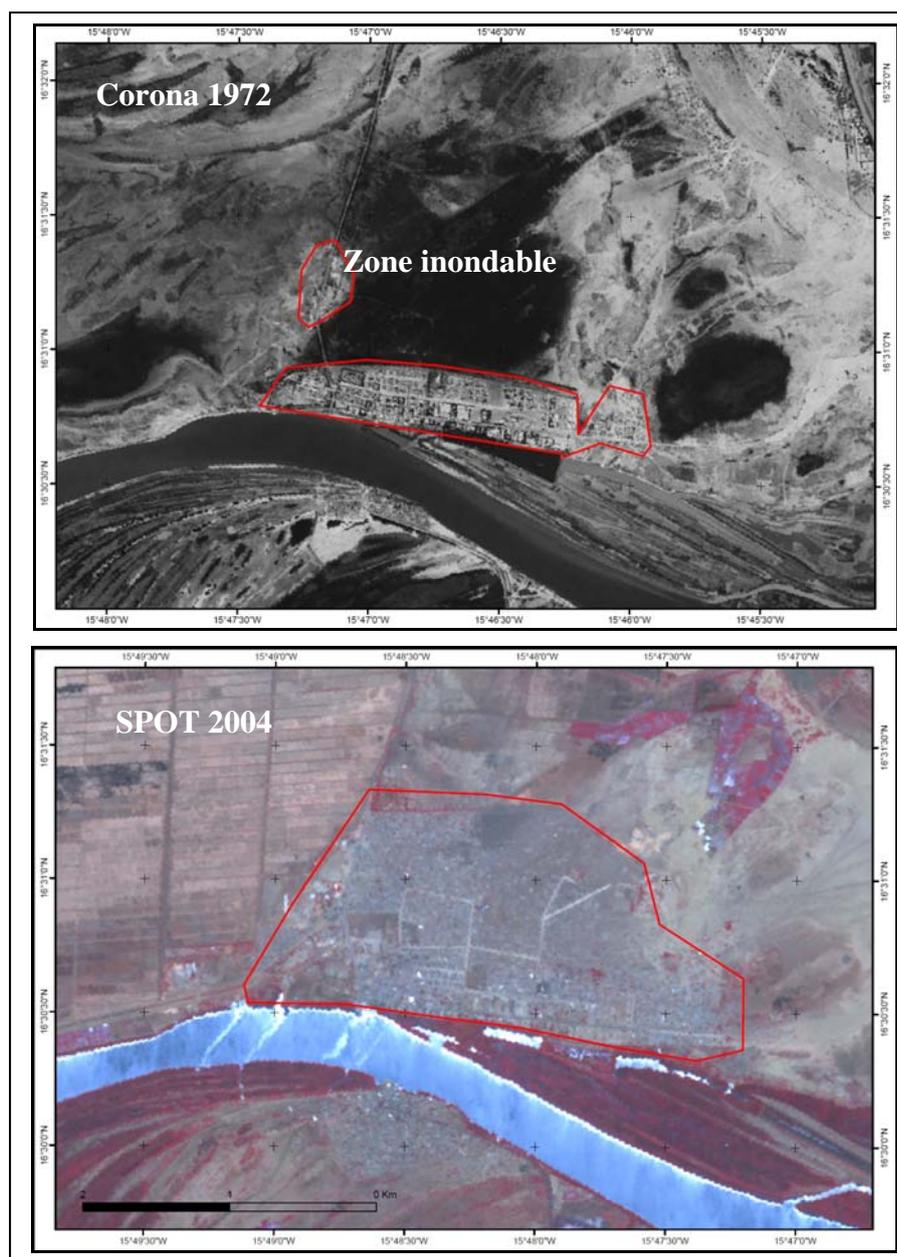


Fig. 4.3. Extension la ville de Rosso (encadré en rouge- même échelle) entre 1972 et 2004.

Remarquons, au niveau de Rosso, que cette ville s'est étendue sur une zone inondable. Les quartiers concernés sont souvent confrontés à des problèmes d'inondation et parfois évacués.

Une autre tendance au niveau de l'évolution de la population liée aux incidences de la grande sécheresse concerne le mode de résidence. On peut signaler la forte baisse du nomadisme dont la population va se sédentariser autour des points d'eau et surtout dans la vallée, du fait de l'insécurité du système de l'élevage extensif (victime des déficits pluviométriques cumulés) et de l'attrait de l'agriculture irriguée.

Ces bouleversements traduisent à la fois des réalités climatiques, économiques et socio-politiques que nous analyserons dans les développements qui suivront.

4.1.2. Les mouvements de la population

Les migrations intérieures sont régies par le genre de vie de la population, les contraintes climatiques et les activités socio-économiques.

L'exode rural est la première forme de migration des populations, il résulte de la sédentarisation et de l'urbanisation, consécutives à l'aridification du milieu physique. On assiste à un accroissement des villes et une augmentation de la population sédentaire (fig.4.4)

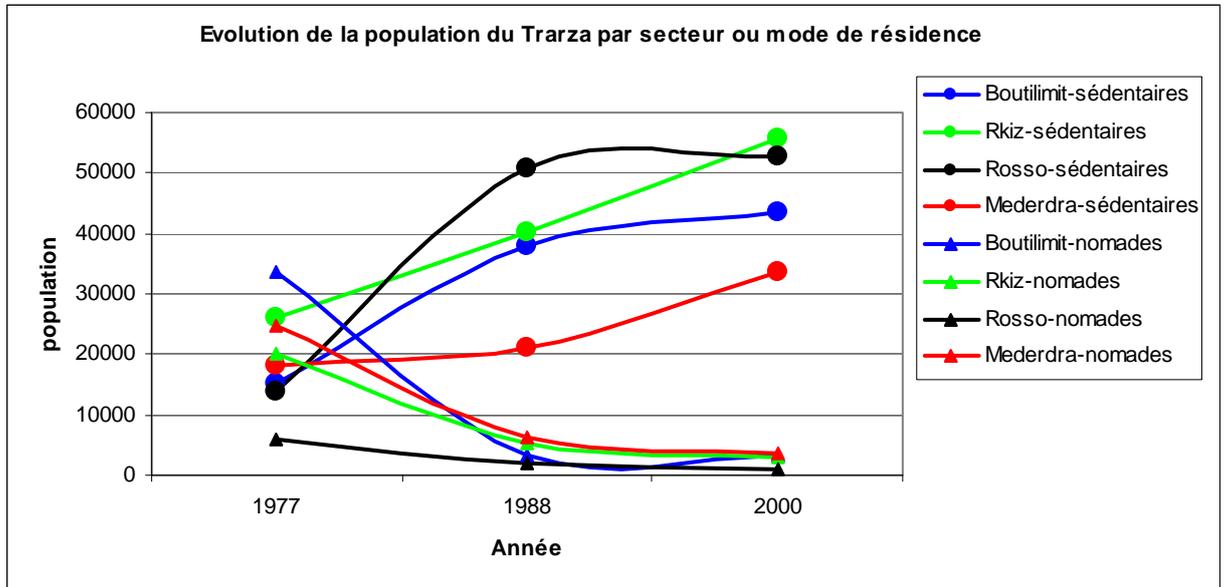


Fig.4.4. Evolution du mode de résidence de la population du Tarza (Source : O.N.S).

. La sédentarisation se réalise autour des points d'eau ou des forages et des voies de communication. La figure 4.5, extraite de l'article de Retailé (1995) illustre la sédentarisation dans le sud-ouest du Tarza.

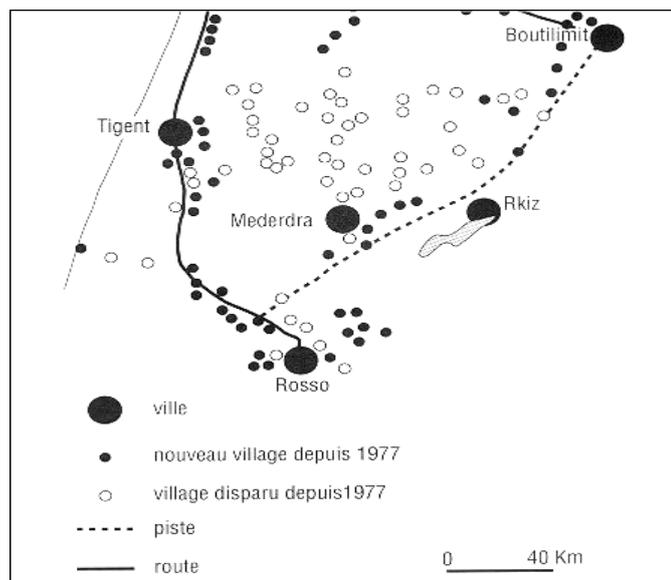


Fig.4.5. Les établissements humains du sud du Tarza (*in* Retailé, 1995).

Le nomadisme pastoral constitue une autre forme de migration que l'on peut rencontrer dans notre zone d'étude. La fragilité de l'écosystème et la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie en font une activité adaptée aux conditions écologiques sahéniennes.

La quasi-totalité des pâturages recèle des charges potentielles très variables en fonction des sols mais ne peut supporter une surcharge prolongée. Les pasteurs se déplacent du nord au sud selon la disponibilité des pâturages et des points d'eau. La figure 4.6 présente la situation autour de Boutilimit.

La dernière forme de migration est liée aux aménagements hydro-agricoles dans la vallée du fleuve Sénégal. La volonté politique de mise en valeur des terres de la plaine alluviale a entraîné un changement dans la configuration ethnique de la vallée qui était peuplée essentiellement de noirs (Toucouleurs, Haratins et Wolofs) mais qui connaît une présence notable des Beidanes (maures blancs) qui sont devenus propriétaires terriens avec les réformes foncières.

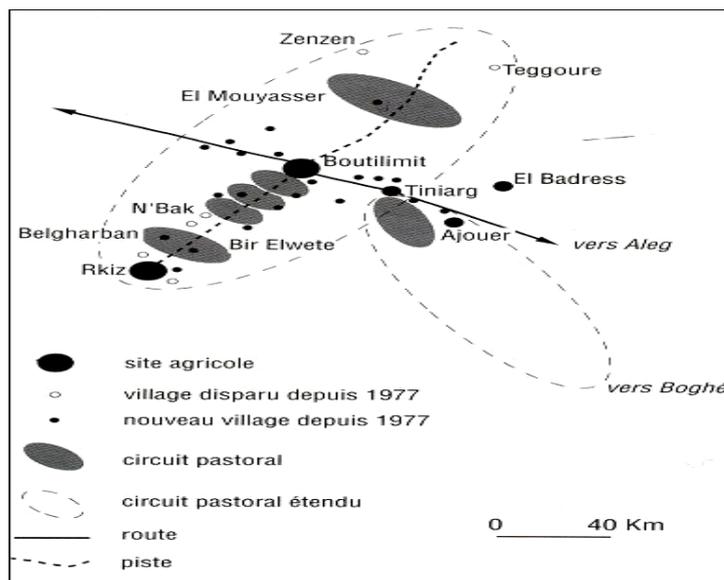


Fig.4.6 : Migrations autour de Boutilimit (Retailé, 1995).

4.2. Les activités socio-économiques

Le secteur étudié est une zone essentiellement rurale caractérisée par une économie axée sur la complémentarité d'activités agro-halio-pastorales. Les cultures traditionnelles de décrue et sous pluie alternant avec l'élevage et la pêche (dont nous ne parlerons pas ici). (fig.4.7).

Mais la rupture des équilibres des systèmes de production et la précarité des conditions de vie qui en découlent ont fini par imposer l'agriculture irriguée, favorisée par les grands aménagements hydro-agricoles, comme la seule alternative pour les populations.

4.2.1. Les aménagements hydro-agricoles

La construction des barrages s'inscrit dans une vaste politique d'aménagement en vue d'une gestion rationnelle des ressources en eau de surface, dont l'écoulement était très contrasté. Le régime d'écoulement connaissait une grande variabilité caractérisée par des débits extrêmes qui sont de l'ordre de 1250 m³/s en période de crue et de 270 m³/s à l'étiage à Bakel, par exemple.

Ces ouvrages avaient pour objectifs, la régularisation du régime du fleuve la fourniture des débits nécessaires à la riziculture, entre autres.

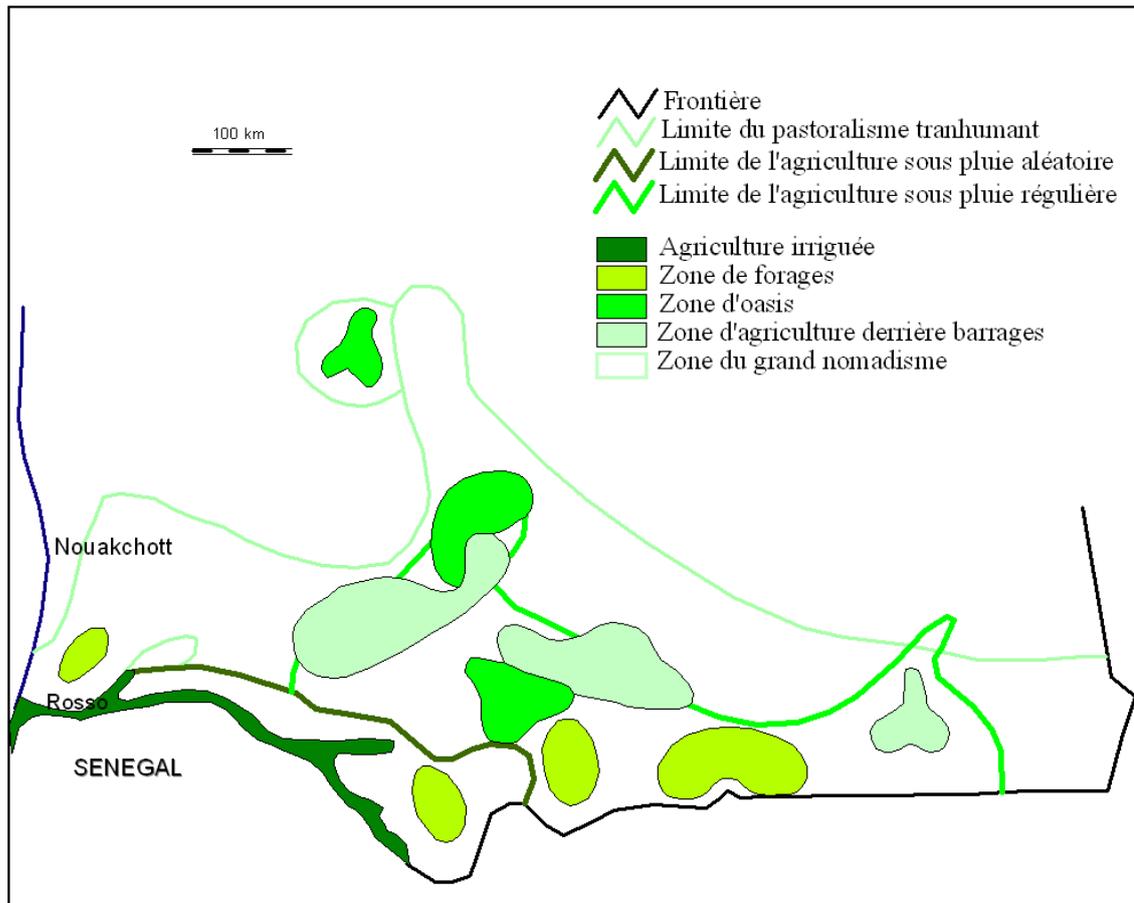


Fig.4.7. Répartition des activités socio-économiques dans la zone étudiée (Retailé, 1995).

Le régime actuel du Sénégal est donc artificialisé suite à la construction des barrages de Manatali (1987) en amont, sur le Bafing à 1110 km de l'embouchure avec une retenue d'eau de 12 milliards de m³, et de Diama (1985), à 23 km de Saint-Louis, près de l'embouchure.

Le premier barrage permet de régulariser les crues par des lâchés d'eau lors de la période d'étiage pour éviter l'assèchement de certains tronçons ou bras du Sénégal. Il a aussi d'autres objectifs comme la maîtrise et le stockage des eaux du bassin, l'augmentation des superficies cultivées, le transport fluvial, etc. Il en résulte que la plupart des bras du fleuve qui tarissaient complètement lors de la saison sèche gardent leurs eaux toute l'année pour les besoins de la riziculture.

Le second barrage, Diama (dit "anti-sel") quant à lui empêche la remontée de la langue salée lors de l'étiage; assure le remplissage des lacs de R'kiz (Mauritanie), de Guiers (Sénégal) et permet l'irrigation de 120000 ha dans le secteur du Delta du fleuve (avant sa mise en service en 1985, l'eau salée remontait le cours du Sénégal sur plus de 250 km; maintenant ce problème est résolu).

Le fonctionnement des barrages devrait permettre de passer d'une agriculture traditionnelle de subsistance à une agriculture de submersion à vocation nationale. C'est dans cette optique qu'en 1989 un comité interministériel chargé du foncier et de l'après-barrages a vu le jour. Il a notamment pour attribution d'examiner et d'adopter les schémas des structures foncières (plans d'occupation des sols).

Les barrages et la sécheresse ont occasionné des bouleversements énormes au niveau des activités humaines.

Les premiers défis concernaient ainsi le redéploiement des populations et la rentabilité des ouvrages. Plusieurs mesures ont été prises à cet égard (Nuttal, 1988 ; Kipping, 2005).

La gestion foncière a été réaménagée pour permettre l'établissement des investisseurs nationaux et étrangers dans la vallée, où la sécheresse a également incité à la sédentarisation des nomades (Nuttal, 1988; Thiam, 1989b; Godard, 1992; Santoir, 1993; Toupet, 1995; Leservoisier, 1995 ; Ould Tar, 1997 ; Nouaceur, 1995, 2003 ; Ndour, 2001; Niang *et al.*, 2006b).

Cependant, la faiblesse des rythmes des aménagements et de mise en valeur des terres de la moyenne vallée fut une autre réalité qu'il fallait affronter. C'est dans ce cadre qu'a été mis en place le programme « optimisation des aménagements hydro-agricoles dans la vallée du Sénégal » afin de fournir aux aménagistes des outils d'aide à la décision dans les domaines des sciences sociales et de la terre (Diagne, 1974 ; Séguis *et al.*, 1993).

4.2.2. L'agriculture

La mise en valeur de la vallée a imposé l'agriculture comme principale activité socio-économique. Elle est passée de l'agriculture traditionnelle à une agriculture moderne mécanisée dont la riziculture est la principale composante.

Les systèmes de productions agricoles traditionnelles de la vallée étaient axés sur la complémentarité entre les cultures sous pluies dans les hautes terres du 'dieri' (formations dunaires ogoliennes) et les basses terres du 'walo' (plaine alluviale du fleuve).

La vallée a désormais pour vocation de couvrir les besoins du pays en céréales : 375 000 ha de terres cultivables sont concernés. Mais la production, qui s'articule autour des petits périmètres villageois, est en deçà des potentialités de la vallée et les rendements tournent autour de 5T/ ha

Le passage à l'agriculture irriguée a eu un impact considérable sur l'évolution du milieu naturel et humain et a largement participé à leur déséquilibre :

- Les cultures traditionnelles (sous pluie et de décrue) ne peuvent plus être pratiquées convenablement (mauvaise inondation des cuvettes).
- Les terres que constituaient les dépôts sur les rives convexes des méandres ne sont plus totalement exondées à cause du soutien des étiages. La plupart des dépressions argileuses qui supportaient les cultures de décrue ne sont plus inondées par la crue parce que leurs chenaux d'alimentation sont désorganisés par l'aménagement des périmètres irrigués. Ces cultures avaient l'avantage de respecter l'environnement (pas d'utilisation de produits chimiques) et de nécessiter moins de frais.
- L'impact écologique est considérable : l'aménagement des périmètres irrigués s'est fait au détriment des forêts inondables d'acacias qui bordaient les berges des cours d'eau ou occupaient les cuvettes argileuses. Cela a entraîné la disparition d'une grande partie de la faune. On constate également une diminution des ressources halieutiques ; certaines espèces adaptées à l'alternance eau douce-eau salée ont disparu..
- La culture de submersion favorise aussi l'apparition d'insectes (notamment les moustiques) profitant de ce milieu aquatique artificiel, ce qui est nuisible à la santé des populations. L'extension de la bilharziose et surtout du paludisme (malaria) devient préoccupante pour les services de santé (Handschumacher *et al.*, 1992 ; Ijumba & Lindsay, 2001).

- L'eau chargée en pesticides et engrais finit dans quelques dépressions et constitue une menace pour la faune et la flore. Selon Paquet (2002), l'effet des pesticides sur la santé n'est pas facile à appréhender mais leur utilisation massive se répercute directement sur la faune.
- Ce nouveau milieu aquatique artificiel favorise l'apparition d'une énorme quantité de plantes adventices qui envahissent les rizières. Selon Diagne (1995), l'enherbement constitue un problème très sérieux dans la vallée du Sénégal. Les adventices peuvent entraîner jusqu'à 50 % de chute des rendements et constituent une contrainte majeure en récolte mécanisée.
- Les pratiques culturales inadéquates et l'intensification de la riziculture avec la contre-saison contribuent à l'appauvrissement des sols. La salinisation menace les terres dont les sous-sols riches en sels marins qui peuvent remonter par capillarité ou à la suite de la recharge des nappes phréatiques

Par ailleurs, l'orientation de la majeure partie des populations vers l'agriculture pose le problème de la question foncière.

La propriété foncière coutumière a connu une première réglementation étatique avec la loi du 2 Août 1960. Cette loi fut suivie de l'ordonnance n° 83 127 du 5 juin 1983 qui édicta les principes fondamentaux de la réorganisation foncière et domaniale, parmi ceux-ci on peut citer: " le système de tenure traditionnelle est aboli; la terre appartient à la nation, l'individualisation est de droit, les actions foncières collectives sont irrecevables en justice. L'Etat reconnaît et garantit la propriété foncière privée qui doit conformément à la Charia (loi islamique) contribuer au développement économique et social du pays".

Le décret d'application de cette ordonnance (publié le 19 Avril 1984) a eu pour conséquence la sécurisation des petits producteurs et l'arrivée essentiellement d'une population d'investisseurs attirée par la possibilité d'accéder à la propriété foncière et de bénéficier d'un prix du riz rémunérateur ,selon les autorités publiques. Pour les populations locales ce n'est ni plus ni moins qu'une dépossession des anciens propriétaires au profit des hommes d'affaires.

Par la suite, le décret 90.020 du 31 janvier 1990 a abrogé et a remplacé le décret du 19 Avril 84. Ce décret régit les principes et modalités de la concession définitive : avoir bénéficié d'une autorisation d'exploiter pour 5 ans, puis d'une concession provisoire de 5 ans avec la condition d'avoir effectivement mis en valeur. Ce décret donne aux autorités administratives le droit d'attribuer des terrains. Le Hakem (préfet) pour moins de 10 ha, le Wali (gouverneur) de 10 à 30 ha, le Ministre des finances de 30 à 100 ha et au delà, le Conseil des Ministres avec l'avis des commissions départementale, régionale ou nationale.

La politique foncière est du ressort du Ministère de l'Intérieur (Réviseur), de celui du développement rural et celui des finances (Direction des domaines).

L'impact social des aménagements se manifeste par la sédentarisation de la plupart des populations qui habituellement pratiquaient l'élevage extensif et transhumant et par le bouleversement des structures traditionnelles.

4.2.3. L'élevage

L'élevage est une activité en net recul dans la zone d'étude. La sédentarisation de la majeure partie des populations nomades provient de l'insécurité du système d'élevage traditionnel consécutive à la sécheresse et à la dégradation des conditions de vie.

Malgré cela, on retrouve encore dans le sud-ouest de la Mauritanie différentes formes d'élevage : la transhumance, le pastoralisme et le grand nomadisme (cf. fig.4.7). Par conséquent, les maigres pâturages de type sahélien, avec des faibles charges potentielles, connaissent une surexploitation liée à l'existence d'un réseau de puits et de forages denses.

Le cheptel qui a été durement touché par la sécheresse, avec des pertes allant jusque 52%, a retrouvé et même dépassé son effectif initial.

Dans les années 60, on recensait 85000 bovins, 700000 petits ruminants (caprins et ovins) et 140000 camélins. Cependant les effectifs présentés à la figure 4.8, qui donne l'évolution de 1990 à 2000, prouvent une reconstitution du cheptel.

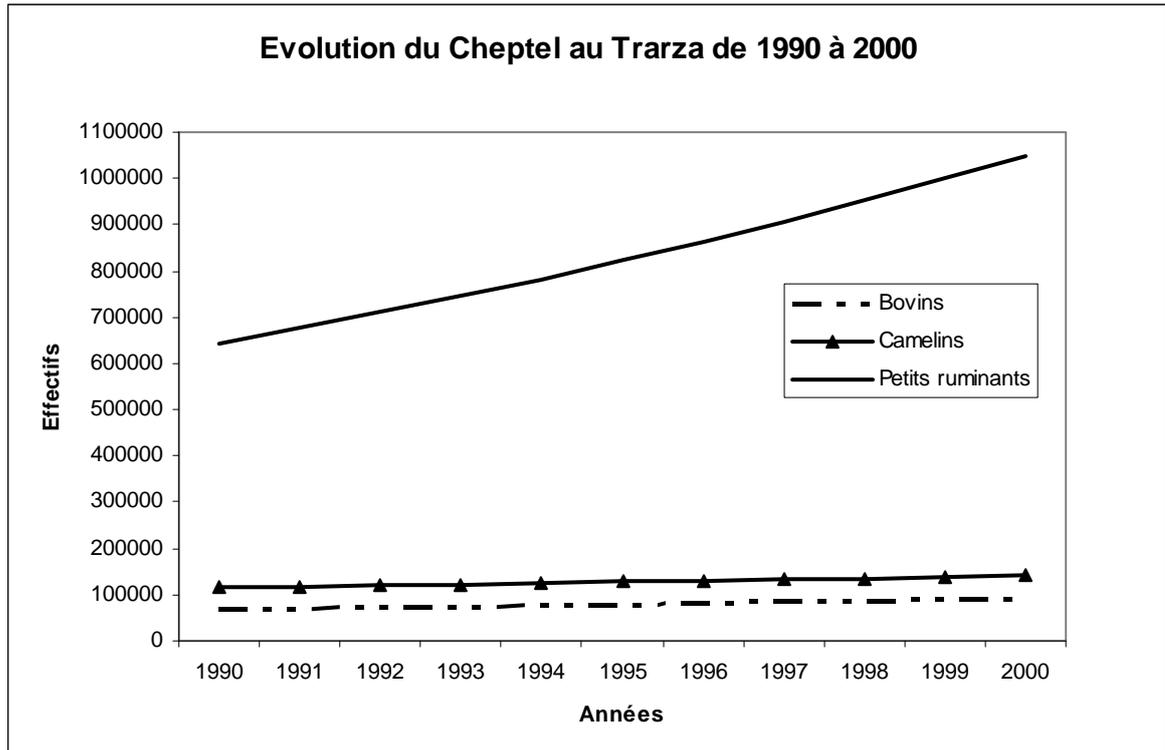


Fig.4.8. Evolution du cheptel au Trarza de 1990 à 2000 (Source : MDRE, Direction de l'élevage).

Il faut néanmoins se rendre compte que le recensement du bétail est difficile, les chiffres officiels sont biaisés par les moyens utilisés et la réticence des éleveurs à révéler le nombre exact de leurs troupeaux (Prevost, 1990).

Cette augmentation du cheptel, sur un milieu naturel très fragile, ne traduit néanmoins pas effectivement la pression des animaux. D'autres troupeaux s'ajoutent à ceux-ci, provenant de la migration saisonnière des nomades qui descendent vers le sud à la poursuite des pâturages.

La situation dans la vallée du Sénégal est aggravée par l'aménagement des rizières qui tendent à concentrer le bétail dans des espaces réduits, accélérant ainsi les phénomènes d'érosion anthropique (piétinement, destruction du tapis herbacé et de la structure des sols).

Le maintien des troupeaux familiaux participe également à la dégradation du milieu aux alentours des établissements humains.

Par ailleurs, on constate que la sécheresse a eu pour conséquence un transfert important de la propriété du cheptel. Les pâturages sont de plus en plus parcourus par des troupeaux camélins surtout constitués à des fins spéculatives et appartenant à des propriétaires absents et conduits par des bergers salariés.

Discussion et conclusion

A l'issue de cette analyse sommaire des aspects humains et socio-économiques, nous constatons que la zone d'étude n'est pas particulièrement très peuplée mais c'est l'inégale répartition de celle-ci et la mauvaise exploitation des ressources naturelles qui expliquent l'ampleur de l'anthropisation et de la dégradation du milieu physique par l'homme.

On ne pourrait pas expliquer la pression humaine et animale en se basant uniquement sur les chiffres de recensement que nous avons utilisés, qui montrent finalement une faible occupation de l'espace rural (la densité moyenne est d'environ 4 habitants/ km²). Pourtant la réalité est là pour révéler l'ampleur de la dégradation du couvert végétal. Aujourd'hui, seule la toponymie locale nous rappelle l'existence, dans un passé proche, de groupements végétaux sur des espaces où l'œil ne rencontre que très peu d'obstacles naturels.

En outre, des problèmes socio-politiques ont largement contribué à l'accélération de la dégradation environnementale, du moins dans les environs de Podor. Lors du 'conflit' de 1989 qui a éclaté entre le Sénégal et la Mauritanie, beaucoup de populations autochtones ont été déplacées et celles qui les ont remplacées, n'ayant pas de 'liens affectifs' avec le milieu, l'ont pratiquement dévasté (entre 1989 et 1994 notamment).

Les réformes foncières qui ont été appliquées impliquent une rupture socio-économique qui se traduit par l'apparition de nouveaux propriétaires terriens et l'expropriation des exploitants traditionnels, qui deviennent ainsi des salariés sur des terres qu'ils mettaient jadis en valeur. Cela nécessite également l'aménagement de plusieurs milliers d'hectares de terres dont une bonne partie est très mal exploitée, ce qui contribuera à la longue à aggraver l'érosion des sols.

Quant aux grands barrages, ils ont certes rendu possible les cultures de contre-saison avec le soutien des étiages, mais d'autres objectifs comme la revitalisation des vallées fossiles se heurtent encore aux intérêts divergents des pays riverains.

Les aménagements sont aussi un facteur de déstabilisation du milieu. Les rizières induisent la destruction de toute végétation ; la désorganisation des chenaux d'inondations qui alimentaient les dépressions, qui supportaient les cultures traditionnelles. Les pratiques culturelles entraînent la dégradation des sols, l'apparition des maladies liées aux cultures de submersion, etc. La prolifération des superficies irriguées réduit l'espace pastoral ayant pour conséquence la surexploitation des pâturages.

Les activités socio-économiques dominées par l'agriculture n'arrivent pas à satisfaire les besoins des paysans, d'où une dégradation des conditions de vie d'une population en constante croissance, ce qui conduit à l'exode rural.

L'élevage étant en net recul, la nomadisation disparaît progressivement, la migration de la population active vers les centres urbains constitue une réponse au déséquilibre des systèmes de production traditionnelle.

Tous ces facteurs nous autorisent à placer l'homme parmi les acteurs de la morphodynamique dans le sud-ouest de la Mauritanie, rôle qu'il partage avec d'autres paramètres que nous allons aborder dans les chapitres qui suivront.

Chapitre 5:

Les conditions climatiques

De par sa situation géographique, entre le Sahara et le Sahel, le secteur que nous étudions est très sensible aux fluctuations climatiques, qui tendent à le rapprocher de l'un ou l'autre ensemble. Le climat actuel est sous l'influence des mécanismes généraux liés à la circulation atmosphérique dans la zone intertropicale, dont les composantes seront brièvement évoquées.

Le climat ainsi déterminé est caractérisé par l'alternance entre une longue saison sèche et une brève saison humide, associée à une forte variabilité spatiale et temporelle de la pluviométrie, qui impriment le rythme des processus morphodynamiques.

Dés lors, la variabilité spatio-temporelle des précipitations aux différentes échelles de temps, l'efficacité morphologique des vents et les lithométéores, constituent les facteurs incontournables de la morphogenèse qui confèrent à l'érosion mécanique (hydrique et éolienne) un rôle primordial dans l'évolution des entités géomorphologiques.

La période de référence sur laquelle se base cette analyse se situe entre 1940 et 2004. Celle-ci recouvre une phase charnière de la dynamique des paysages au Sahel que constitue la grande sécheresse des années 70 et 80. Cette 'crise' climatique qui s'est manifestée par un déficit pluviométrique cumulé, s'est singularisée par son intensité et sa durée, qui ont préoccupé la communauté scientifique et les populations locales. Elle a enclenché le processus de dégradation généralisé qui a bouleversé l'équilibre des écosystèmes sahéliens. Le début des années 90 coïncide avec une légère amélioration et un retour de précipitations plus abondantes, mais dans un milieu plus vulnérable, fragilisé par les pressions anthropiques.

Dans ce contexte, les tendances des précipitations seront examinées. Des indices pluviométriques et des tests de détection de ruptures de tendance vont être appliqués sur les données annuelles pour évaluer les fluctuations des précipitations et identifier des séries temporelles homogènes.

Les fréquences mensuelles et journalières sont analysées pour déterminer le rythme saisonnier des précipitations et saisir la distribution des fortes précipitations journalières dans le temps. Cela contribuera à suivre l'amplitude de la saison des pluies pendant diverses périodes ainsi que les précipitations extrêmes, afin d'estimer le potentiel érosif des pluies.

Les lithométéores, qui expriment le rôle du vent comme agent morphodynamique, constituent une réponse à moyen terme à la modification de la pluviométrie. Il sera question dans ce chapitre de ceux liés à la déflation éolienne (chasse-sables, tempêtes de sable), contribuant à l'efficacité morphologique du vent.

La répartition interannuelle des vents et lithométéores et la modification de la vitesse-seuil des vents efficaces, traduisent l'état de dégradation du milieu dans le temps. Leurs variabilités saisonnière et spatiale qui sont définies à travers leurs fréquences mensuelles permettent de mettre en évidence les influences respectives de l'harmattan et de la mousson.

L'occurrence du nombre de jours affectés par la déflation est un indicateur des tendances de l'érosion éolienne. Tandis que la répartition mensuelle révèle la distribution saisonnière et spatiale du phénomène.

Ces éléments permettent d'apprécier l'implication du climat comme facteur de la morphogenèse dans le secteur étudié.

5.1. La circulation atmosphérique dans la zone intertropicale

5.1.1. Généralités

La zone intertropicale est entourée par des Agglutinations Anticycloniques issues de la rencontre entre les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP) et les barrières montagneuses (reliefs bordiers de l'Europe, puis de l'Afrique) qui s'opposent à la pénétration de l'air froid sur le continent (Leroux *et al.*, 1992 ; Dione, 1997). Elles sont souvent situées sur la façade orientale des océans et leur puissance est liée aux apports d'air froid et au dynamisme des AMP. Entre ces agglutinations, on retrouve une ceinture de basses pressions équatoriales.

Autour de l'équateur, l'air très échauffé, est léger et s'élève, générant une zone de basse pression au sol et une de haute pression en altitude où l'air diverge en direction des tropiques. Là, il contribue à la formation des hautes pressions subtropicales. Au sol, cet air diverge, en partie, en direction de la zone de basses pressions équatoriales et constitue les alizés, qui, déviés par la force de Coriolis, sont de secteur nord-est dans l'hémisphère nord et sud-est dans l'hémisphère sud. Les alizés des deux hémisphères convergent au niveau de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) (fig.5.1). L'ascendance qui en découle entretient la zone de basses pressions équatoriales (Séguis, 1986).

Ce schéma varie suivant les saisons : en été, les contrastes thermiques entre pôles et basses latitudes sont plus faibles qu'en hiver, les vents sont plus lents et tout le système de circulation remonte vers le pôle, les hautes pressions subtropicales remontent vers les régions méditerranéennes et la zone de convergence intertropicale vers les régions tropicales. Le processus s'inverse en hiver (fig.5.1).

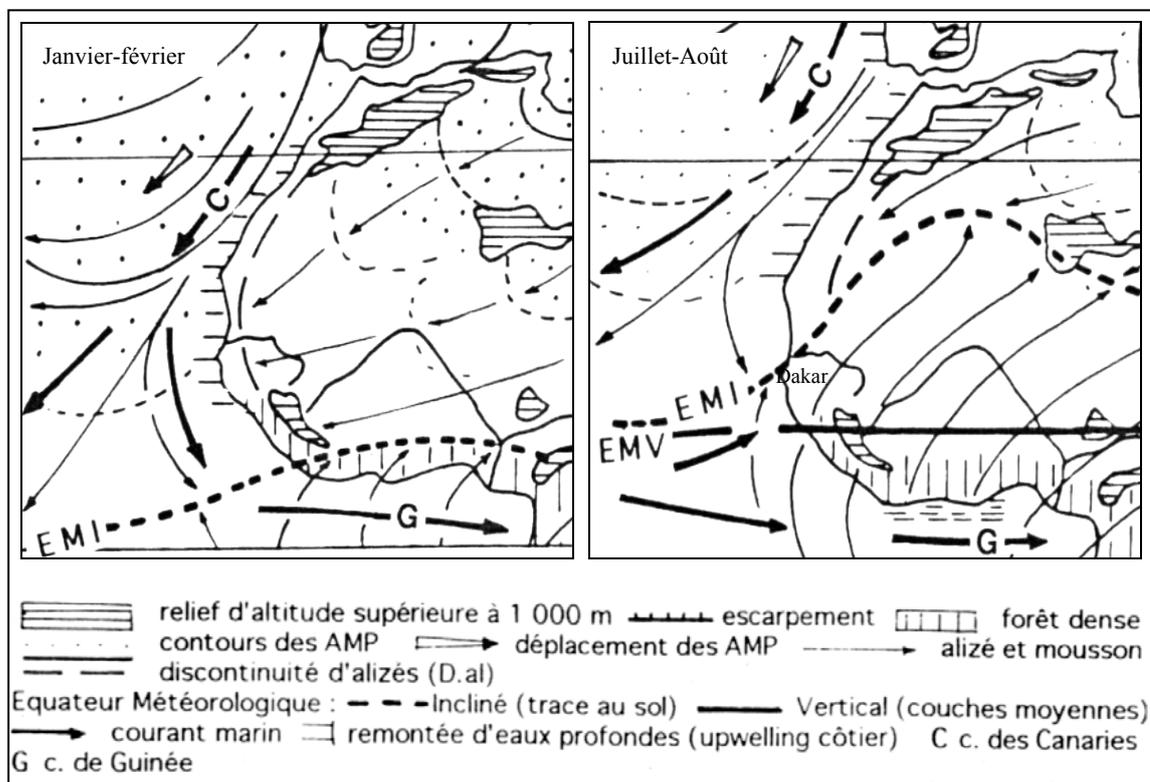


Fig.5.1. Dynamique de la circulation atmosphérique en Afrique occidentale (Leroux, 1995a).

5.1.2. Le rôle des AMP

Les AMP sont des masses anticycloniques issues des régions polaires. Ils jouent un rôle majeur dans les échanges méridiens. Ils assurent, dans les basses couches de l'atmosphère, le transport de l'air froid des pôles vers les tropiques. Selon Leroux (1987, 2001, 2003), les AMP sont directement responsables des variations du temps en dehors des régions tropicales, et sont indirectement associés aux modifications des conditions climatiques tropicales. Ils sont ainsi les premiers responsables des évolutions du temps et de la variabilité du climat à différentes échelles.

Les AMP constituent de vastes lentilles pelliculaires pouvant atteindre 2 km d'épaisseur. Ils se déplacent grossièrement d'ouest en est, avec une composante méridienne relativement marquée (Leroux, 1987, 2001 ; Dione, 1995 ; Demangeot, 1999). Ils sont entourés d'un couloir dépressionnaire périphérique où se concentrent les nuages et les précipitations. Leur trajectoire dans l'hémisphère nord est décalée vers les Tropiques en hiver où leur puissance et vitesse sont plus fortes (Leroux, 2001). Ils sont également sensibles aux obstacles montagneux. Les reliefs d'altitude dépassant 1000 m (épaisseur moyenne des AMP) provoquent la canalisation des AMP et déterminent leurs conditions de circulation (Leroux, 1987, 2001).

C'est ainsi que les AMP, qui perdent de leur épaisseur et de leur vitesse et dont les trajectoires sont conditionnées par les obstacles orographiques s'emboîtent et contribuent à la formation d'Agglutinations Anticycloniques (AA) qui peuvent être permanentes, saisonnières ou occasionnelles avec des durées variables (Leroux, 2001).

La dynamique des AMP serait, selon Leroux (1995a, 2003), le facteur explicatif de la grande variabilité du temps lors des 30 dernières années, par l'accélération des échanges méridiens dans l'espace aérologique Nord Atlantique. Cet auteur révèle un déficit thermique polaire associé au refroidissement de l'Arctique occidental dans les années 1970, qui augmente la puissance des AMP et le dynamisme de l'hémisphère météorologique nord, provoquant ainsi des variations d'intensité de la circulation générale.

Cette situation, qui a entraîné la migration des structures pluvio-gènes tropicales vers le sud, serait responsable de la grande sécheresse sahélienne des années 1970 (Leroux, 1995a ; Ardoin-Bardin, 2004). Le dynamisme des AMP favorise donc l'intensité, la migration et la variation saisonnière des Agglutinations Anticycloniques.

5.1.3. Les centres d'action

La région intertropicale est partagée par deux bandes de hautes pressions qui ont pour origine des mouvements subsidents provoqués par le jet stream subtropical ; un courant violent discontinu vers 12 km d'altitude (Leroux, 1987 ; Demangeot, 1999). Ces agglutinations anticycloniques (AA) sont en général localisées sur la façade orientale des océans mais l'influence des écoulements des AMP sur leur existence fait qu'on les retrouve parfois sur les continents (Dione, 1995). Ces AA sont aussi appelées « centres d'action » et ceinturent les basses pressions situées dans les régions équatoriales:

- Les Agglutinations Anticycloniques des Açores: elles constituent des cellules océaniques, dynamiques et stables. Elles sont centrées au sud-ouest de l'archipel des Açores et connaissent de fréquentes incursions d'air froid issu des AMP.
- Les Agglutinations Anticycloniques de Sainte-Hélène: elles sont situées sur l'Atlantique sud et sont également des cellules océaniques dynamiques et stables. Elles résultent du contact entre les AMP issus de l'Antarctique et les reliefs de l'Afrique australe.

- L'Agglutination Anticyclonique continentale: elle est saisonnière et d'origine thermique et ne subsiste au sol qu'en hiver de l'hémisphère nord, elle est centrée sur le Sahara. Elle connaît une fluctuation hiver/été et est caractérisée par une grande sécheresse et des amplitudes thermiques très accusées. Les vents issus de cette agglutination transportent souvent des lithométéores.
- Les Basses pressions intertropicales: elles sont aussi permanentes et se situent aux environs de l'équateur, correspondant à une zone occupée par de l'air humide et instable. Elles connaissent aussi une migration saisonnière.

Les agglutinations anticycloniques qui constituent des relais entre la circulation tempérée et tropicale alimentent l'écoulement de différents flux et discontinuités qui se dirigent vers l'équateur météorologique.

5.1.4. Les flux de surface

La circulation en zone intertropicale est en général schématisée par deux circulations méridiennes de sens opposés qui se rencontrent au niveau de l'équateur météorologique (Dhonneur, 1985 ; Séguis, 1986). La zone d'étude est balayée par deux types de flux provenant des hautes pressions subtropicales organisées sous forme d'Agglutinations Anticycloniques (Açores, Sahara et Sainte-Hélène) : il s'agit des alizés et de la mousson (fig.5.1).

Les circulations d'alizés sont, selon Leroux (2001), très diverses. L'alizé est un vent qui reste dans son hémisphère géographique d'origine. On peut recenser un type d'alizé dit stable (ou type I) sur la façade est et un autre type dit instable (type II) sur la façade ouest de l'agglutination. On distingue ainsi :

- L'Alizé maritime : il est issu de l'AA des Açores. Il est frais et humide, il intéresse les côtes de l'Afrique septentrionale avec une direction nord dominante. Il est marqué par une faible amplitude thermique diurne.
- L'Alizé continental ou Harmattan, issu de l'agglutination anticyclonique saharienne. Il est frais et sec pendant l'hiver, chaud et sec en été. Direction nord-est dominante.
- La Mousson (flux qui rejoint la circulation d'un autre hémisphère) : alizé qui provient des Agglutinations Anticycloniques de Sainte Hélène. Il intègre la circulation de l'hémisphère nord après avoir franchi l'équateur et été soumis à la déviation. La direction est sud-ouest pour l'Afrique Occidentale.

La rencontre de ces flux de provenance et de caractéristiques différentes (alizés et mousson) occasionne la formation des discontinuités.

5.1.5. Les discontinuités

La diversité des flux implique l'existence de plusieurs discontinuités en Afrique de l'Ouest, qui marquent une rupture de circulation et dont l'équateur météorologique est la plus importante (Péguy, 1970 ; Wauthy, 1983 ; Dione, 1995 ; Leroux, 2001 ; Attisto, 2002).

- L'Equateur Météorologique (EM) : il représente la trace au sol de l'interface entre les deux masses d'air des basses couches de l'atmosphère (alizé et mousson). Il s'agit d'une entité planétaire qui partage la troposphère en deux hémisphères météorologiques. Il est connu sous le nom de zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui se déplace entre le nord et le sud suivant le mouvement apparent du soleil (Dhonneur, 1985). Les déplacements de la ZCIT dans le sens nord-sud commandent la succession des saisons

dans le secteur étudié (Bayoko & Fongang, 1990). En Afrique occidentale, l'EM possède deux structures : l'EMI (Equateur Météorologique Incliné) dans les basses couches et l'EMV (Equateur Météorologique Vertical) dans les couches moyennes (fig.5.1). La 1^{ère} est peu pluvieuse et dépendante des conditions de surface, tandis que la seconde, moins liée aux conditions de surface, occasionne des précipitations abondantes. La structure de la ZCIT sur le continent, pouvant conduire à une confluence de deux flux différents (mousson et harmattan, par exemple) le long d'une surface relativement inclinée, a été dénommée Front Intertropical ou FIT (Wauthy, 1983). Sur les océans, la confluence se passe entre deux flux de même nature. C'est pourquoi la migration de la trace au sol de l'EM est plus importante au dessus des continents où le facteur thermique joue un rôle important.

- La discontinuité d'Alizé (D.Al): est liée à l'individualisation de la ceinture des hautes pressions subtropicales en cellules anticycloniques distinctes. La D.Al résulte de la rencontre entre un alizé de type I d'une cellule et un autre de type II de la cellule voisine (Wauthy, 1983). Sur le littoral mauritanien, la rencontre entre l'alizé maritime et l'alizé continental constitue une D.Al.
- L'inversion d'alizé marque la limite entre le flux supérieur et le flux inférieur. Cette situation se présente quand un alizé de type I refroidi par un flux d'origine polaire est surmonté par un vent d'Est engendré par la subsidence de l'air supérieur sec et réchauffé.

Le dynamisme de la circulation et les différentes perturbations tropicales déterminent les conditions de la pluviogénèse en Afrique de l'Ouest

5.1.6. Conditions de la pluviogénèse

Les précipitations en Afrique occidentale sont liées à la réunion de trois conditions impératives, selon Leroux (1995, 2001) :

- La présence d'un potentiel précipitable
- L'existence d'un facteur déclenchant à savoir l'ascendance et l'absence de structure stérilisante
- L'intervention d'une condition structurale favorable (absence de subsidence ou de cisaillement).

L'évolution de la mise en place de ces conditions permet de distinguer deux saisons. La saison non pluvieuse intervient dans la période de l'année allant d'octobre à mai où on note la prépondérance de la circulation des alizés. Les rares précipitations enregistrées sont liées aux invasions polaires. La saison des pluies est marquée par le renforcement des AA de Sainte-Hélène qui entraîne la migration de l'EM vers le nord

Les précipitations sont essentiellement liées à l'EM et leur extension dépend de la structure (EMI, EMV) et de la migration de celui-ci (fig.5.1). Dans la région sahélienne, la grande majorité des pluies proviennent des lignes de grains qui se forment dans la structure EMI (80% selon Omotosho, 1985, cité par Dione, 1995, de 40 à 90 % selon d'autres études, d'après Gaye *et al.*, 2005). Ces lignes de grains peuvent aussi occasionner des tempêtes de sables appelées 'haboob' (Wauthy, 1983, Dione, 1995). Les précipitations dans la zone étudiée sont ainsi plus importantes au moment où l'EMI occupe sa position la plus septentrionale.

La grande sécheresse sahélienne des années 1970 est liée, selon Leroux (1995, 2001) à la migration des structures pluviogènes tropicales vers le sud.

La variabilité saisonnière des précipitations dans la région sahélienne est ainsi déterminée par le balancement en latitude et la puissance des AA. Leroux (1995) distingue trois scénarios

qui expliquent le caractère excédentaire ou déficitaire des précipitations en Afrique septentrionale selon la position de l'EMV. Le maintien de ce dernier dans une position plus méridionale entraîne un déficit généralisé tandis que sa remontée vers le nord favorise un excédent généralisé.

Sultan & Janicot (2004) montrent que ce balancement de l'EMV s'effectue entre une première position d'équilibre à 5° de latitude N en mai et juin et une seconde à 10° N en juillet et août entre lesquelles la mousson se met en place pour la région sahélienne. Ces auteurs décrivent également des fluctuations intra-saisonnières qui déterminent une alternance de séquences sèches et humides sur le Sahel.

Les variations et fluctuations de ces différents paramètres déterminent les domaines climatiques et l'évolution des précipitations dans le secteur que nous étudions.

5.2. Les précipitations

5.2.1. Les données pluviométriques

La densité des stations pluviométriques est très faible dans le secteur étudié. Les trois stations synoptiques (dont les données sont utilisées), sont présentées au tableau 5.1. Il existe d'autres postes pluviométriques, comme Tékane et R'kiz (voir fig.3.4), mais leurs relevés ne couvrent que la période actuelle (à partir des années 90). Toutefois, les trois stations choisies sont représentatives de différents régimes pluviométriques de la zone saharo-sahélienne.

Tableau 5.1. Stations synoptiques de la zone d'étude.

	Type de station	Latitude	Longitude	Altitude	Période de référence
Boutilimit	Synoptique	17°32' N	14°41' W	77 m	1940-2004
Rosso	Synoptique	16°30' N	15°49' W	5 m	1940-2004
Podor	Synoptique	16°38' N	14°56' W	21 m	1940-2002

Ces trois stations disposent d'une série relativement longue de données pluviométriques journalières complètes (1940-2004). Elles nous donnent l'occasion d'apprécier l'évolution et les caractéristiques des précipitations depuis la période dite humide qui a précédé la grande sécheresse des années 1970 et 1980, jusqu'à l'actuelle, où on enregistre un retour progressif de la pluviométrie (depuis le début des années 1990).

Précisons que les données que nous traitons proviennent de deux sources différentes. Les relevés quotidiens de 1940 à 2002 proviennent du centre AGRHYMET, tandis que les autres types de données nous ont été transmis par la SAM. Il existe parfois de petites différences entre ces deux sources mais les données peuvent être combinées.

5.2.2. Les caractéristiques des précipitations

Les précipitations enregistrées dans les stations du secteur étudié se définissent essentiellement par une grande irrégularité et variabilité spatio-temporelle.

La saison des pluies, très variable, dure trois à quatre mois et les totaux pluviométriques moyens tournent autour de 300 mm. Malgré cela, des précipitations fortes et agressives ne sont pas rares. Signalons d'ailleurs que selon Lebel *et al.* (1997) et Balme *et al.* (2006), 50% des précipitations sahéliennes tombent en moins de 4h avec une intensité supérieure à 35 mm/h

Le régime pluviométrique montre une grande variabilité au niveau de la répartition interannuelle, mensuelle et journalière des précipitations.

5.2.2.1. La répartition interannuelle des précipitations

Les données pluviométriques annuelles ont été soumises à des analyses statistiques et à des représentations graphiques pour mieux illustrer leur évolution interannuelle. Nous utilisons d'une part des représentations graphiques qui permettent de visualiser l'alternance entre périodes sèches et humides. D'autre part, nous avons appliqué le test de Pettitt (1979) sur les relevés de longue durée dans les trois stations pour détecter les ruptures dans les séries de données chronologiques.

Les courbes représentant la fluctuation des précipitations sur les longues séries (fig.5.2) montrent une grande variabilité interannuelle et spatio-temporelle. Elles indiquent également que le trait majeur des précipitations à long terme est un déficit pluviométrique.

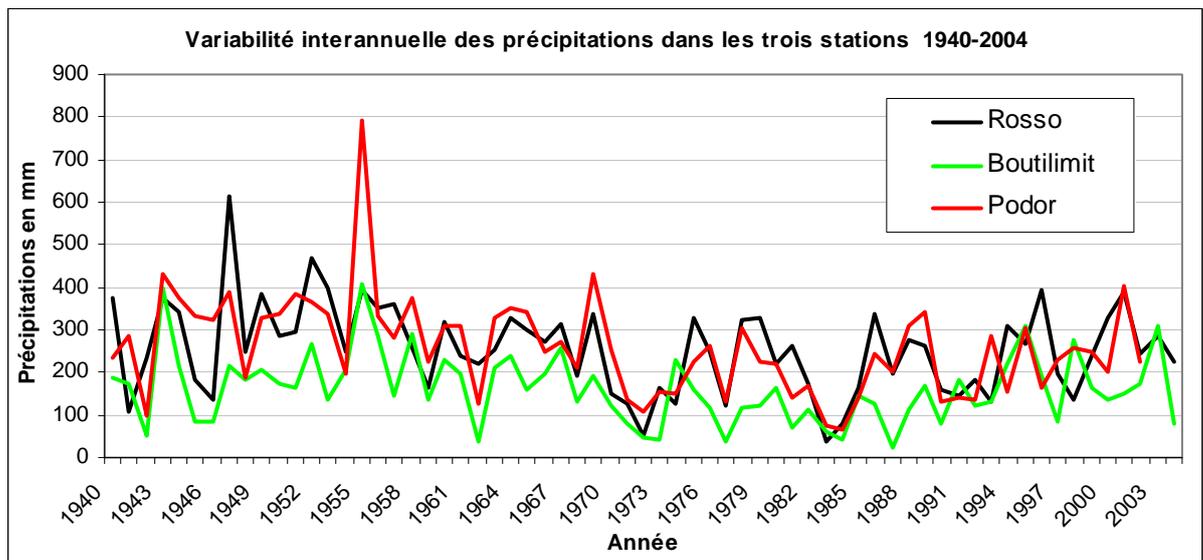


Fig.5.2. Evolution interannuelle de la pluviométrie dans les trois stations

Ces courbes montrent les grandes tendances caractéristiques des précipitations que l'on retrouve un peu partout dans le Sahel (voir synthèse bibliographique). On peut notamment distinguer trois périodes.

La première concerne les années dites humides (de 1940 à 1969) où l'on enregistre les totaux pluviométriques les plus élevés. C'est une phase où les précipitations étaient plus abondantes.

La deuxième période est celle dite de la grande sécheresse sahélienne des années 1970. On y recense les années les plus sèches.

La troisième est la période actuelle qui est marquée par une amélioration des cumuls pluviométriques annuels à partir du début des années 90.

L'examen des totaux pluviométriques annuels de la série met en évidence plusieurs observations :

- Les maxima pluviométriques annuels ont été observés pour les trois stations dans la période dite humide (entre 1940 et 1960) mais ne se présentent pas la même année partout (611,8 mm en 1947 à Rosso, et respectivement 793,4 et 405,8 mm en 1955 à Podor et Boutilimit, qui sont pourtant très éloignés.

- Les minima se situent dans la période de sécheresse entre 1983 et 1987 (décennie la plus sèche du 20^{ème} siècle, selon Nicholson, 1993; 2001 ; Lebel *et al.*, 2000), mais ne sont pas enregistrés la même année (36,6 mm en 1983 à Rosso, 65,6 mm en 1984 à Podor et 25,3 mm en 1987 à Boutilimit).
- Les précipitations moyennes reçues diminuent du sud vers le nord (258,2 mm à Podor, 255,4 à Rosso et 162,7 mm à Boutilimit). Il est cependant intéressant de souligner que, lors de la période actuelle, notamment en 1995 et 1998 et 2003, la station la plus septentrionale (Boutilimit) a reçu plus de précipitations que les deux autres situées à plus de 100 km au sud.
- Les stations de Podor et Rosso situées sensiblement à la même latitude ont des moyennes comparables, mais ne reçoivent pas les mêmes quantités de précipitations d'année en année. Cela traduit les nuances apportées aux précipitations liées aux lignes de grains qui ont un parcours est-ouest.

Par ailleurs, sur l'ensemble de la période d'observation (1940-2004) un indice pluviométrique défini (comme une variable centrée réduite par Lamb -1982), repris par Nicholson *et al.* (1988) a été calculé. Celui-ci est obtenu à partir des hauteurs pluviométriques annuelles, selon la formule :

$$IP = (X_i - \bar{X}) / S$$

X_i : pluviométrie de l'année i

\bar{X} : pluviométrie moyenne interannuelle sur la période d'observation

S : écart-type de la pluviométrie sur la période d'observation

Cet indice permet d'identifier les années excédentaires ou déficitaires par rapport à la moyenne de période de référence (1940-2004). Il met également en évidence l'intensité du déficit ou de l'excès pluviométrique.

Les résultats sont représentés sur les graphiques de la figure 5.3. Sur ceux-ci, nous avons également reporté la courbe des moyennes lissées sur 9 ans, qui est un bon indicateur des grandes fluctuations interannuelles d'après Ozer & Erpicum (1995).

Les résultats montrent la succession de trois périodes (déjà individualisées plus haut). Ces périodes sont toutefois entrecoupées d'années humides ou sèches. La courbe lissée sur 9 ans souligne le retour très récent de précipitations excédentaires après trois décennies déficitaires. Néanmoins, les hauteurs d'eau enregistrées sont toujours inférieures à celles de la période dite humide.

On observe également, sur ces graphiques, la position des années déficitaires et excédentaires ainsi que les maxima et minima pour chaque station. Le total pluviométrique de l'année du minimum pour atteindre celui du maximum peut être multiplié par douze (Podor : 793,4 et 65,6 mm) et même seize (Boutilimit : 405,8 et 25,3 mm ; Rosso : 611,8 et 36,6 mm).

Les trois stations n'ont pas connu la même évolution temporelle. La station de Boutilimit située au nord a été la plus affectée par la période de sécheresse au cours de laquelle on ne relève pratiquement qu'une année excédentaire entre 1969 et 1992.

Cette station a pourtant connu plus d'années excédentaires lors de la dernière décennie et présente une amélioration sensible de la pluviométrie annuelle à partir de 1994, comme l'atteste la courbe lissée sur 9 ans (fig.5.3).

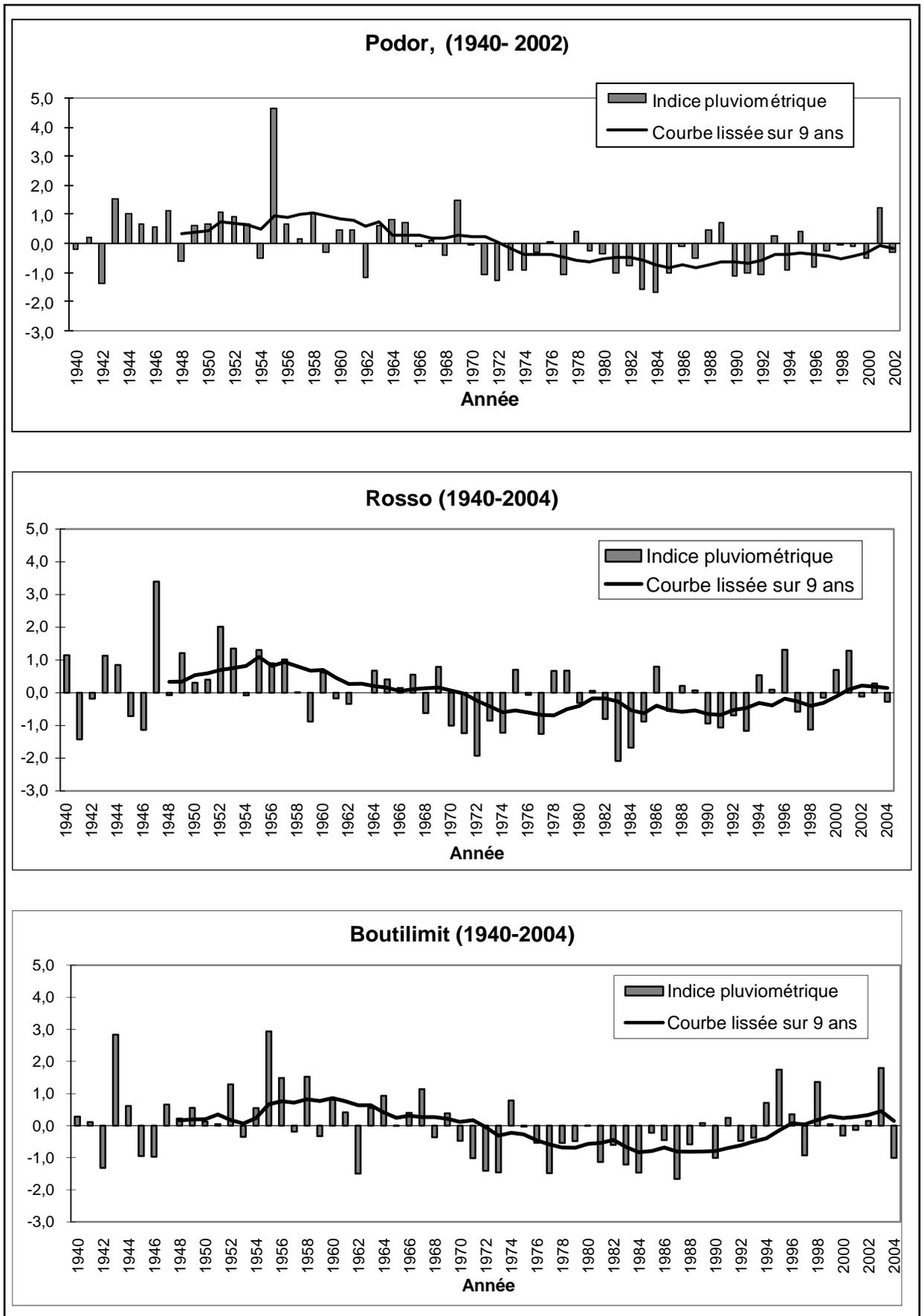


Fig.5.3. Indices pluviométriques et courbes lissées sur 9 ans pour les trois stations.

Le test de Pettitt (1979), a en outre été appliqué à la série chronologique. Cette méthode de détection des ruptures confirme l'évolution de la tendance des précipitations notée par les autres types d'analyse que nous venons d'étudier. Ce test a fait l'objet de plusieurs applications dans plusieurs régions d'Afrique (Vannitsem & Demarée, 1991; Servat *et al.*, 1997. Paturol *et al.*, 1998 ; Kingumbi *et al.*, 2001 ; Ardoin-Bardin, 2004 ; Sambou, 2004 ; Goula *et al.*, 2005).

Rappelons que ce test non-paramétrique est réputé pour sa robustesse et sa puissance (Lubès-Niel *et al.*, 1994, 1998 ; Kingumbi *et al.*, 2001; Lemaître, 2002 ; Kundzewicz & Robson, 2004). Ce type de test est combiné à des méthodes qui permettent d'identifier des points de changement de caractéristiques statistiques descriptives dans une série chronologique (Haidu, 2006). La rupture désigne un changement brutal dans les propriétés d'un processus aléatoire. Lorsque le test de Pettitt donne une ou deux valeurs significatives, la série globale est découpée en deux ou trois sous-séries limitées par les dates correspondant aux valeurs significatives obtenues. Ces sous-séries sont à nouveau soumises au test de Pettitt jusqu'à ce qu'elles ne donnent plus de valeurs significatives. Il permet de discriminer plusieurs dates charnières et de faire ressortir les faibles tendances au niveau des sous-périodes. Les représentations graphiques du test permettent de localiser les ruptures, les changements brusques et les tendances.

Les différentes procédures de détection des changements soulignent l'existence d'une rupture survenue à la fin des années 60 ou au début des 70, en phase avec ce qui a été observé partout au Sahel (Servat *et al.*, 1997 ; Sambou, 2004). L'application du test de Pettitt sur les données de précipitations des trois stations de notre zone d'étude confirme ces tendances (tableau 5.2 et fig. 5.4).

Alpha max désigne une tendance à la baisse et Alpha min une tendance à la hausse tandis que Alpha indique la significativité du changement (< à 0,01 très significatif ; de 0,01 à 0,05 significatif et de 0,05 à 0,2 peu significatif).

Le tableau 5.2 indique également le score atteint par une année par rapport à l'intervalle qui représente la valeur seuil.

Les résultats du test de Pettitt mettent en évidence une rupture de tendance à la baisse hautement significative dans la série de données de 1960-2004. Elle se situe entre 1969 et 1970, comme le montre le tableau 5.2. La période de la grande sécheresse commence à cette date et se poursuit jusqu'à la mise en évidence de la date de la dernière grande cassure révélée par le test.

Tableau 5.2. Résultats du test de Pettitt.

		Alpha	Score	Année	Intervalle
Rosso	Alpha max	0,011855225	454	1969	373,130885
	Alpha min	0,852877526	-86	1993	-373,130885
	Alpha max	0,288762555	76	1957	102,333143
	Alpha min	0,596698042	-49	1946	-102,333143
	Alpha max	0,964484843	-17	1970	139,222146
	Alpha min	0,047594168	-156	1993	-139,222146
Podor	Alpha max	0,000161393	608	1970	356,128237
	Alpha min	0,938126955	-52	1942	-356,128237
	Alpha max	0,405682184	68	1958	108,873497
	Alpha min	0,542339742	-56	1942	-108,873497
	Alpha max	0,924565508	-22	1971	120,989324
	Alpha min	0,049924412	-136	1985	-120,989324
Boutilimit	Alpha max	0,00524275	494	1969	373,130885
	Alpha min	0,584412035	-158	1993	-373,130885
	Alpha max	0,901147776	22	1967	102,333143
	Alpha min	0,559056143	-52	1951	-102,333143
	Alpha max	0,999874883	-1	1970	139,222146
	Alpha min	0,00380783	-211	1990	-139,222146

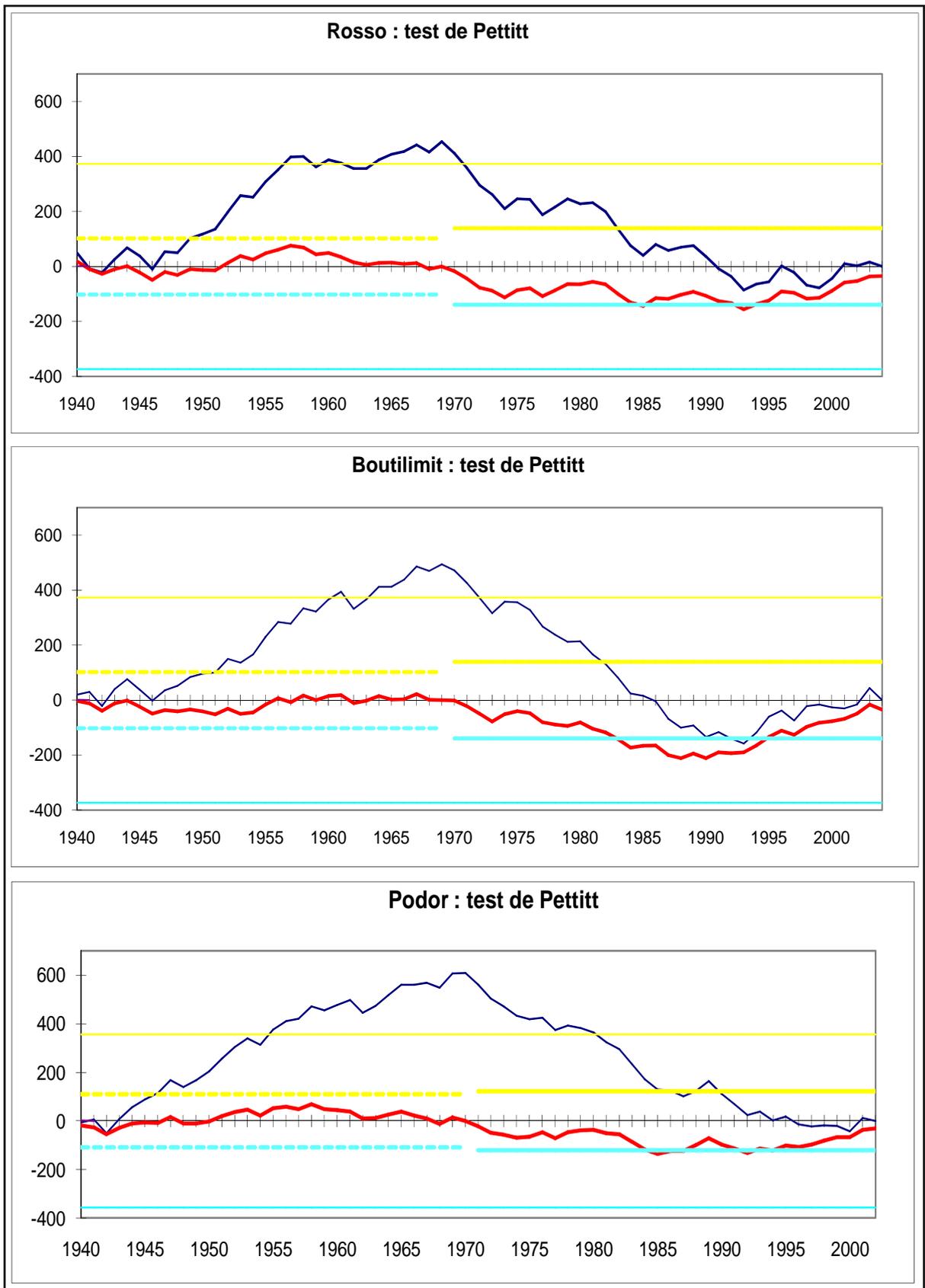


Fig. 5.4. Représentation du test de Pettitt appliqué aux données de précipitations des 3 stations. Les traits en bleu cyan et jaune fins indiquent les bornes supérieures et inférieures des séries. Les traits épais délimitent les sous-séries : Les lignes bleues et rouges montrent respectivement les ruptures dans les séries et les sous-séries.

L'application du test de Pettitt nous a surtout permis de déterminer la date de la dernière rupture qui correspond au retour à de meilleures conditions de précipitations. On note en effet une rupture très significative, avec une tendance à la hausse, qui se localise entre 1990 et 1993 respectivement à Boutilimit et Rosso. La station de Podor montre une rupture en 1985 avec une tendance à la hausse mais la période de référence y est plus réduite.

Ces résultats viennent corroborer les affirmations de Ozer *et al.* (2003) selon lesquelles la sécheresse sahélienne pourrait avoir pris fin au début des années 1990. Ils sont également en accord avec les récentes études de Hubert (2005) et Hubert *et al.* (2005; 2007) qui mettent en évidence une rupture tendancielle à la hausse au début des années 90. Soulignons que les études de la variabilité des précipitations dans les zones tropicales menées par Gu *et al.*, (2007) montrent que les années les plus pluvieuses depuis 1979 se situent entre 1998 et 2005.

Même si on n'a pas assez de recul pour dire que statistiquement la sécheresse est finie, le retour de précipitations plus importantes depuis le début des années 90 est perceptible à certains endroits du secteur étudié et se manifeste par une régénération de la végétation sahélienne.

Notons toutefois que les précipitations enregistrées lors de cette dernière période, sont encore en dessous des conditions humides des années 50 et 60. Ceci est attesté par plusieurs études sur l'évolution des précipitations au Sahel (Ozer *et al.*, 2003; Ali, 2004; Ali *et al.*, 2004; Ozer *et al.*, 2005; Nicholson, 2005 ; OMVS, 2006, ...).

Cette amélioration de la pluviométrie annuelle se traduit également dans l'évolution mensuelle des précipitations.

5.2.2.2. La répartition mensuelle des précipitations

Les précipitations enregistrées dans les trois stations connaissent une grande variabilité mensuelle qui indique une fluctuation du maximum pluviométrique.

La figure 5.5 montre que le mois d'août est en général le plus arrosé (plus de 35% des précipitations) suivi du mois de septembre. Ces deux mois se trouvent au cœur de la saison des pluies et correspondent à la mise en place de la mousson pour la région sahélienne.

On constate également que ces deux mois de maximum pluviométrique mensuel sont souvent stables dans le temps même si les précipitations observées sont très variables selon les années. Le mois d'août prédomine vers le nord, notamment à Boutilimit où la pluviométrie annuelle est plus faible (fig.5. 5). Ceci est lié à l'amplitude de la saison des pluies qui est plus longue dans le sud du secteur étudié. Il existe aussi une variabilité spatiale du mois du maximum pluviométrique qui peut être différent pour des stations situées sensiblement à la même latitude.

La répartition mensuelle des pluies démontre par ailleurs que la variabilité pluviométrique est souvent liée à celle des précipitations des mois du début et de fin de la saison des pluies (juillet et octobre notamment). On remarque que la période de la grande sécheresse sahélienne et surtout les années déficitaires sont marquées par un apport moindre des précipitations des mois de juillet et octobre, même si pour certains auteurs ce sont plutôt les mois d'août et septembre qui sont en cause (Nicholson & Palao, 1993).

La dernière période, qui correspond au retour des précipitations plus importantes depuis le début des années 90, montre beaucoup de similitudes avec la période des années 60, au niveau de la distribution mensuelle des précipitations. Les précipitations sont mieux réparties dans la saison des pluies. Les apports des mois de début et de fin de saison sont plus importants.

Cette situation est favorable pour les cultures sous pluies et la couverture végétale en général, mais elle peut entraîner une augmentation du ruissellement.

La place du maximum mensuel peut varier en fonction de la durée de la saison pluvieuse et du nombre de jours de pluie.

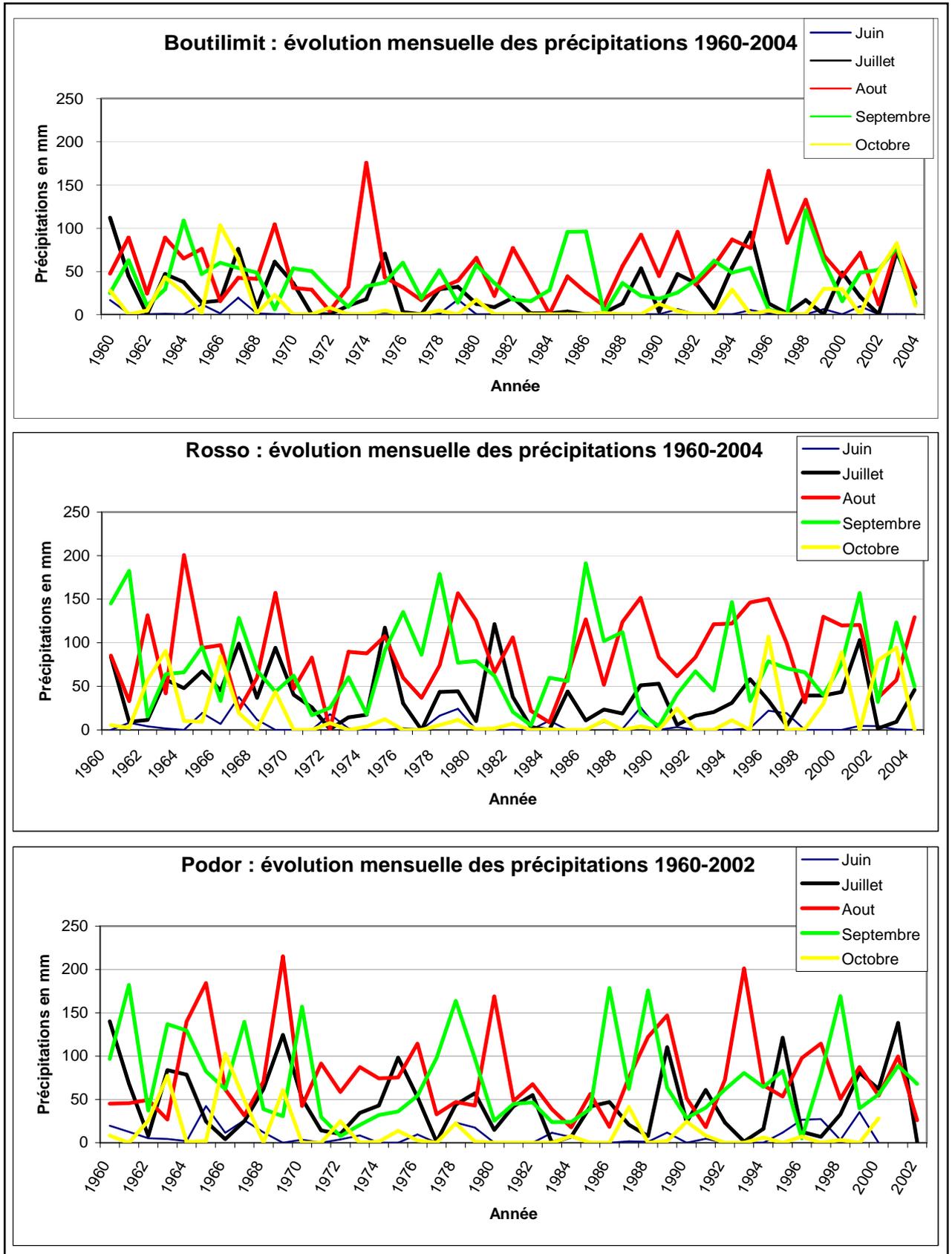


Fig. 5.5. Evolution mensuelle des précipitations de la saison des pluies dans les trois stations.

5.2.2.3. Les précipitations journalières

Les précipitations journalières qui nous intéresseront dans cette étude sont celles qui sont supérieures ou égales à 10 mm car susceptibles de favoriser le ruissellement si certaines conditions sont réunies (Thiam, 1985).

Les fortes précipitations journalières observées sur la période 1940-2005 au niveau des stations de référence (jusqu'au mois d'août 2005 à Rosso et Boutilimit et de 1940-2002 à Podor) ont été classées en quatre catégories, > 10, 20, 30 et 40 mm (fig. 5.6).

Sur les périodes de référence, 1601 jours de pluie (traces non comprises) ont été enregistrés à Podor, 1436 à Rosso et 1396 à Boutilimit, soit respectivement une moyenne de 26, 22 et 21 jours par année.

Les précipitations journalières > 10 mm représentent 505 jours à Podor, soit 31,5% des jours de pluies recensés ; 554 jours à Rosso, soit 38,6% et 358 jours à Boutilimit ou 25,6% des observations. Ces précipitations ne semblent pas être influencées par la sécheresse (fig. 5.6).

Les précipitations journalières > 20 mm concernent 272 jours à Podor, 268 à Rosso et 159 à Boutilimit, ce qui représente respectivement 17%, 18,7 % et 11, 4% des jours de précipitations reçues en moyenne.

Les précipitations journalières > 30 mm intéressent 156 jours de pluie à Podor, 153 à Rosso et 81 à Boutilimit, représentant dans l'ordre 9,7%, 10, 7 % et 5,8% des jours de pluie.

Les précipitations journalières qui dépassent 40 mm touchent 67 jours à Podor, 75 à Rosso et 33 à Boutilimit, ce qui constitue respectivement 4,2 %, 5,2% et 2,4% des jours de pluie relevés.

La distribution et la fréquence de ces jours de fortes pluies semblent aléatoires et démontrent que, même lors des périodes de sécheresse ou des années déficitaires, la pluviométrie peut conserver son potentiel érosif.

Au niveau des hauteurs de pluies journalières, On peut remarquer une grande variabilité spatio-temporelle. Lors de la période dite humide des années 50 et 60, il n'était pas rare que des précipitations recueillies en 24 h représentent plus du tiers (1/3) du cumul pluviométrique annuel. Ces précipitations journalières exceptionnelles ont diminué d'intensité depuis la grande sécheresse mais de fortes pluies journalières sont demeurées durant toute la période d'observation.

L'analyse des précipitations maximales journalières de 1940 à 2002 montre qu'elles connaissent également une grande variabilité et atteignent en moyenne 40 mm par année pour toutes les stations. La figure 5.7 indique que les maxima dépassent souvent les 70 mm chaque année. On constate aussi qu'à la station de Boutilimit, située au nord où les précipitations sont plus faibles, les maxima peuvent dépasser ceux des deux autres stations plus méridionales.

Par ailleurs, nous avons appliqué la loi de Gumbel sur les données de précipitations maximales journalières de 1940 à 1990 pour estimer les récurrences des maxima de la période actuelle pour les trois stations (à partir du début des années 90 - tableau 5.3)

Tableau 5.3. Récurrence des précipitations maximales journalières en mm (loi de Gumbel) de 1940-1990.

Récurrence \ Station	5 ans	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
Podor	70	84	97	114	127
Rosso	60	71	91	93	103
Boutilimit	51	63	74	88	99

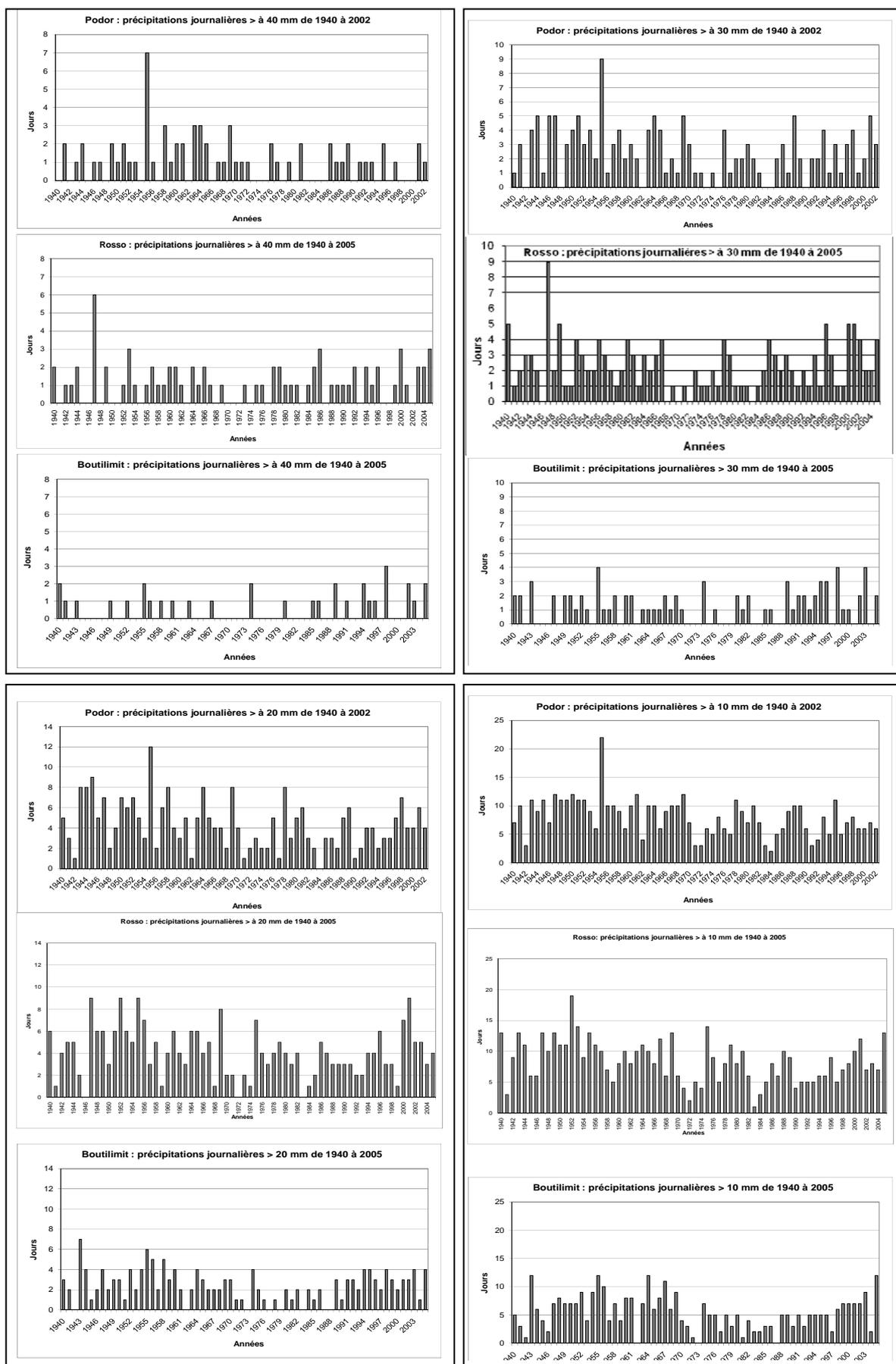


Fig.5.6. Les fortes précipitations journalières de 1940 à 2005.

Les précipitations maximales journalières enregistrées de 1991 à 2002 au niveau des trois stations montrent que lors de cette période on a observé au moins une pluie dont la période de retour dépasse 5 ans. Seul Boutilimit a connu en 1991 un maximum de 81 mm (récurrence de 30 ans).

Le récent retour des précipitations ne s'est pas traduit par une augmentation de la hauteur des précipitations maximales journalières mais par des précipitations plus importantes. Au cours de cette période, les maxima dépassent en général 30 mm pour toutes les stations, ce qui n'était pas le cas même pour les années dites humides (fig. 5.7).

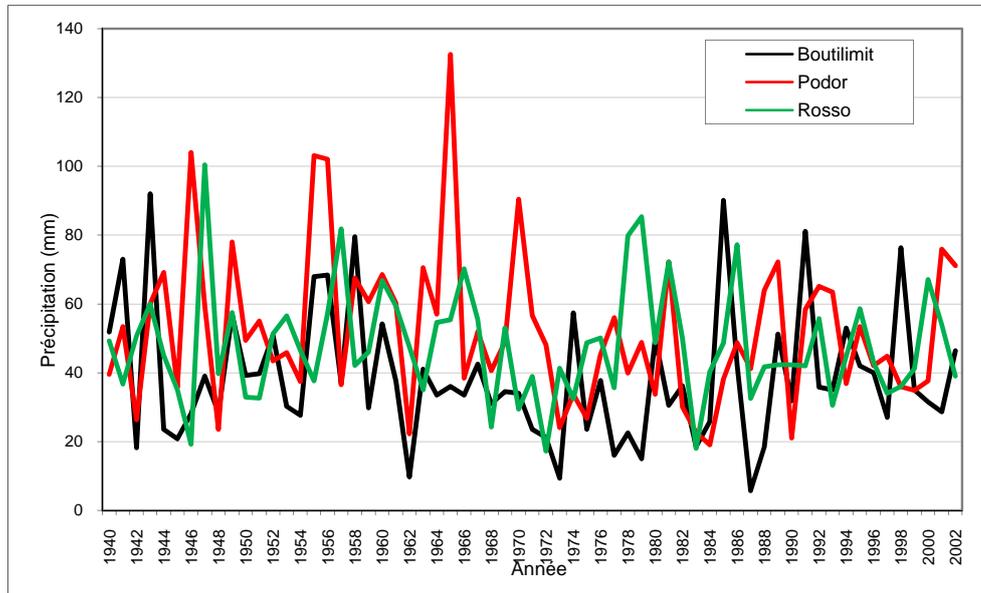


Fig. 5.7. Evolution des précipitations maximales journalières 1940-2002.

L'analyse des précipitations montre un retour progressif à des précipitations plus importantes depuis le début des années 90, même si les cumuls annuels restent encore inférieurs à ceux de la période humide. Les précipitations mensuelles et journalières sont plus élevées et mieux réparties dans la saison pluvieuse.

Les précipitations provoquent une désagrégation du sol qui devient ainsi plus sensible à l'érosion éolienne (effet splash, éclatement des agrégats et détachement des particules, etc.)

5.3. Les vents

5.3.1 Généralités

Le vent est analysé en tant que paramètre climatique et agent morphogénétique. Le vent, défini comme étant le déplacement des masses d'air des hautes pressions vers les basses pressions est déterminé par sa vitesse, sa fréquence et sa direction qui définissent le régime éolien. Nous nous intéresserons essentiellement à ces trois paramètres

Le régime des vents dans le secteur que nous étudions est marqué par l'alternance ou la succession entre les alizés continentaux qui soufflent du NE principalement durant la saison sèche et de la mousson de direction SO qui domine lors de la saison des pluies.

Ce régime est nettement dominé par l'harmattan (alizé continental chaud et sec) qui sévit approximativement d'octobre à mai et qui souffle dans le secteur NE à E, ce qui explique l'orientation préférentielle des cordons dunaires ogoliens. La partie occidentale du secteur

étudié peut être influencée par les Agglutinations Anticyclonique des Açores d'où provient un vent de direction constante NNO à NNE (Leroux, 1983). Cependant l'influence des vents dans les autres directions (la mousson, par exemple, de secteur SO à O) n'est pas négligeable. C'est pourquoi, on peut retrouver des modelés dunaires dont la formation requiert deux ou plusieurs directions de vent.

5.3.2. Les données utilisées

Les données de vitesse et de direction que nous considérons sont celles consignées quotidiennement dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) et les carnets d'observation. Nous avons relevé au minimum trois enregistrements quotidiens tri-horaires (3, 6, 12, 15, 18h...) dans 16 directions (N, NE, NNE, E, etc.) de 1950 à 2004 à la station de Boutilimit et jusque 2001 à Podor. A la station de Rosso, nous n'avons pas pris en compte les données de vent car il est indiqué sur les TCM que ces dernières sont estimées puisque l'anémomètre ne fonctionne plus. Ces informations représentent en quelque sorte une moyenne de la vitesse et de la direction du vent des 10 dernières minutes des trois heures d'observation. Ce qui exclut les vitesses instantanées et les périodes d'accalmie (Ozer, 2000). C'est ainsi qu'il arrive de noter des enregistrements de lithométéores alors que, sur les relevés tri-horaires, il est indiqué pour toute la journée un 'vent calme, vitesse 0'

Les données sont recueillies à la Société des Aéroports de Mauritanie (SAM) pour la station synoptique de Boutilimit et à la Direction de la Météorologie du Sénégal pour Podor.

Pour ces deux stations, c'est la vitesse maximale quotidienne ainsi que la direction associée qui ont été sélectionnées. Selon Ozer (2000), les valeurs obtenues de la sorte représentent en général bien la vitesse des vents dont les plus forts sont enregistrés à 12h. Ce choix est motivé par le fait que ce sont les vents forts qui enclenchent les lithométéores. Le vent maximum est défini par l'OMM (*in* Mainguet, 1992a) comme « toute pointe de vent marquée dans la fourchette d'enregistrement des vitesses, plus grande que les autres au cours de l'observation journalière ». C'est la vitesse du vent qui exprime son efficacité et conditionne son activité morphogénétique.

En ce qui concerne la direction des vents, une reconversion des données chiffrées en données secteur a été effectuée en arrondissant aux 20 degrés les plus proches sauf pour les points cardinaux.

Par ailleurs, nous émettons certaines réserves concernant les données que nous utilisons. Nous avons constaté une évolution singulière des données concernant les vents à Boutilimit. Nous n'écartons pas l'éventualité que ces données puissent être biaisées par un changement ou une détérioration des appareils de mesure ou l'ensablement du site de la station. A Podor également, les relevés montrent une baisse anormale des vents efficaces qui sont très en deçà de ce qu'on peut noter un peu partout au Sahel (Ozer, 2000). Ceci peut être dû à l'emplacement de l'anémomètre qui est non seulement dans la ville mais aussi entouré de grands arbres (photo 5.1).



Photo 5.1. La station synoptique de Podor (Cliché : Niang, 2005)

5.3.3. La vitesse du vent

5.3.3.1. Détermination de la vitesse du vent efficace

L'exploitation des données de vitesse du vent des stations de Boutilimit et de Podor pourrait être limitée par la hauteur des anémomètres, qui, selon OMM (1996), est de 10 m au dessus du sol, sur un terrain ouvert où la distance entre eux et tout obstacle doit représenter 10 fois la hauteur de ce dernier (ce qui n'est pas le cas pour nos stations).

Etant donné que la vitesse du vent diminue à l'approche du sol et que les anémomètres de Boutilimit et de Podor se situent respectivement à 6 m et à 6 m 10, nous avons pris en compte la vitesse associée aux phénomènes de déflation.

D'ailleurs, pour la vitesse seuil que nous utiliserons, la hauteur de l'anémomètre n'aura pas une grande incidence. Car, selon Ozer (2000), pour des données initiales moyennes inférieures à 7 m.s^{-1} la hauteur de l'anémomètre n'engendre que des erreurs de l'ordre de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$.

En outre, la vitesse à partir de laquelle un vent devient efficace, c'est à dire capable de transporter les particules du sol, ne fait pas l'unanimité entre les différents auteurs mais a été généralement revue à la baisse. L'efficacité du vent est également tributaire des caractéristiques physiques locales.

Dubief (1952) considérait comme vent efficace celui qui atteint une vitesse de 3 m.s^{-1} car pouvant déplacer des particules de $160 \mu\text{m}$ de diamètre. On peut signaler que cette taille est présente dans le mode granulométrique des échantillons de sables dunaires que nous avons analysés. Ce même auteur, cité par Courel & Chamard (1988), souligne qu'un vent turbulent de $3,5 \text{ m.s}^{-1}$ peut provoquer la mobilisation des sables tandis qu'un vent fort de 7 m.s^{-1} mais non turbulent peut être sans effet.

Helgren & Prospero (1987) qui ont étudié les données de vents de 8 stations à l'ouest du Sahara, indiquent que la vitesse à partir de laquelle un vent peut soulever les particules de sables varie entre $6,5$ et 13 m.s^{-1} en fonction des caractéristiques du milieu physique de chaque site.

Courel & Chamard (1988) qui ont mis en évidence de nouvelles formes dunaires dans l'Azawad et le Gourma malien ont retenu la vitesse de 3 m.s^{-1} de tout vent turbulent comme efficace et susceptible de déplacer des particules minérales d'un diamètre $\geq 160 \mu\text{m}$.

Mainguet (1992a), indique que la notion de vent efficace tourne autour d'une vitesse moyenne de 4 m.s^{-1} pour le Sahel.

Karimoune (1994) a adopté une vitesse minimale de 3 m.s^{-1} correspondant à celles des vents pouvant participer à la remobilisation des sables au Niger.

Clark *et al.* (1997), admettent, en s'appuyant sur d'autres études, que l'aptitude d'un vent à provoquer la déflation est nulle au-dessous d'un certain seuil de l'ordre de 5 à 8 m.s^{-1} et qu'elle augmente ensuite très vite avec la vitesse, d'un facteur 4 entre 10 et 15 m.s^{-1} puis d'un facteur 1,25 seulement entre 15 et 20 m.s^{-1} . Ces auteurs fixent la vitesse-seuil à 5 m.s^{-1} déjà admise par Helgren & Prospero (*in* Clark *et al.* 1997).

Ozer (2000), qui a étudié les lithométéores en région sahélienne, propose une vitesse des vents efficaces autour de 6 m.s^{-1} . Il ressort également de son étude que l'estimation de la vitesse seuil du vent efficace a baissé de 8 m.s^{-1} à 5 m.s^{-1} depuis la période dite humide des années 50 et 60.

Chavez *et al.*, (2002) fixent un seuil entre 5 et 8 m.s^{-1} tandis que Callot *et al.*, (2000) mentionnent des vitesses entre $6,5$ et 20 m.s^{-1} .

En ce qui nous concerne, nous retenons une vitesse seuil de 4 m s^{-1} , qui est en phase avec les différentes études. Ce seuil pourrait être revu à la baisse si l'on tient compte de l'augmentation des lithométéores, de la dégradation environnementale mais aussi et surtout de la probable sous-estimation des relevés par la détérioration des appareils de mesure. Ce seuil a été calculé en relevant la vitesse de vent maximum quotidienne observée et les événements de déflation qui lui sont associés. Une fréquence de 10% des événements de déflation a été choisie pour estimer la vitesse seuil, qui a été ramenée de 4,5 à 4 m s^{-1} compte tenu des réserves émises sur les données (fig.5.8 -Niang *et al.*, 2006a).

L'analyse de la figure 5.8 atteste que la vitesse seuil du vent efficace a progressivement diminué, consécutivement à la dégradation environnementale qu'a connu la zone depuis la grande sécheresse des années 1970.

Il résulte de l'examen des courbes une plus grande fréquence de la déflation pour une vitesse similaire. La vitesse de 5 m s^{-1} qui n'avait pratiquement aucune efficacité morphologique lors de la période humide, était associée à la déflation dans 5 cas sur 100 lors de la sécheresse et dans plus de 15% des cas actuellement. La fréquence de la déflation passe d'environ 3%, pour une vitesse de 6 m/s avant la sécheresse, elle atteint 15% lors de la sécheresse pour dépasser 30 % actuellement.

Les écarts entre les fréquences de la déflation pour la même vélocité du vent entre la période humide et les autres deviennent plus importants avec l'augmentation de la vitesse du vent (cf. fig.5.8)

Ces constats démontrent que la compétence du vent est devenue plus grande depuis la période de sécheresse. Cela implique son incidence sur le plan morphologique au niveau des formes et de la formation des dunes, sur le déplacement des zones-sources et l'assise de la désertification sur le milieu physique. D'ailleurs, il résulte des études de D'Almeida, (1986- *in* Ozer, 2000) que la zone de Boutilimit est devenue une zone-source majeure au début des années 1980 où la quantité annuelle de poussières transportées est de $218. 10^6$ tonnes.

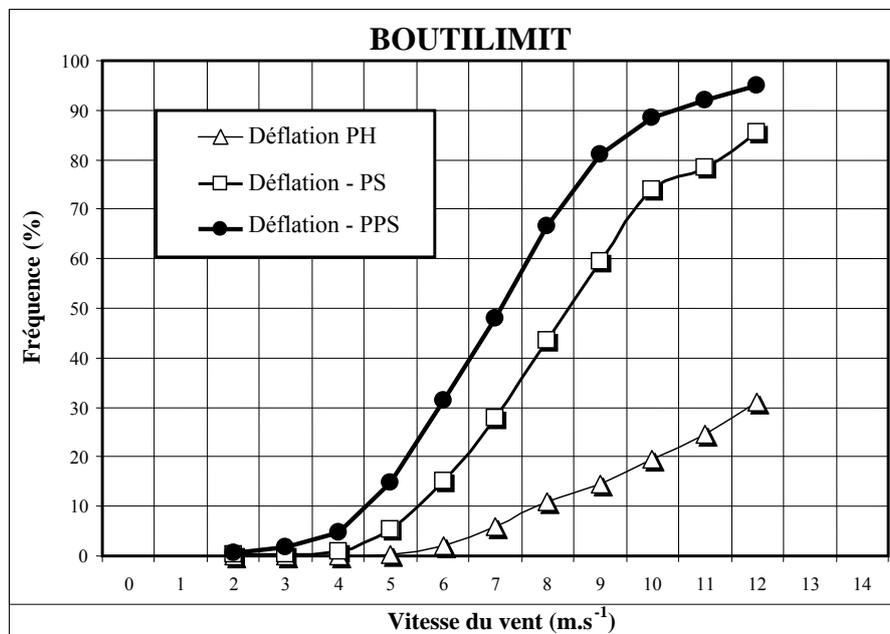


Fig. 5.8. Fréquence des cas de déflation (observés) selon la vitesse du vent à Boutilimit lors des Période Humide, Période de Sécheresse et Période Post-Sécheresse (Source : Niang *et al.*, 2008).

La vitesse du vent efficace a été utilisée pour estimer le pouvoir de déflation du vent. Ainsi Chamard & Courel (1988), pour estimer l'efficacité morphologique du vent à Nouadhibou et les menaces que cela représente pour la baie du Lévrier, ont appliqué la formule :

$$P_e = NV^3$$

où P_e est le potentiel de transport éolien, N le nombre d'observations et V est la vitesse moyenne des vents $\geq 3 \text{ m s}^{-1}$.

Clark *et al.* (1997) utilisent l'équation suivante pour mesurer le pouvoir de déflation du vent pour plusieurs stations sahariennes et sub-sahariennes:

$$E = 0.012 (V - 5)^2$$

où E est le pouvoir de déflation et V est la vitesse du vent ($\geq 5 \text{ m s}^{-1}$)

5.3.3.2. Répartition annuelle de la fréquence des vents efficaces 1951-2001

L'évolution interannuelle de la fréquence des vents efficaces montre une grande disparité entre la station de Boutilimit et celle de Podor, comme on peut le constater sur la figure 5.9.

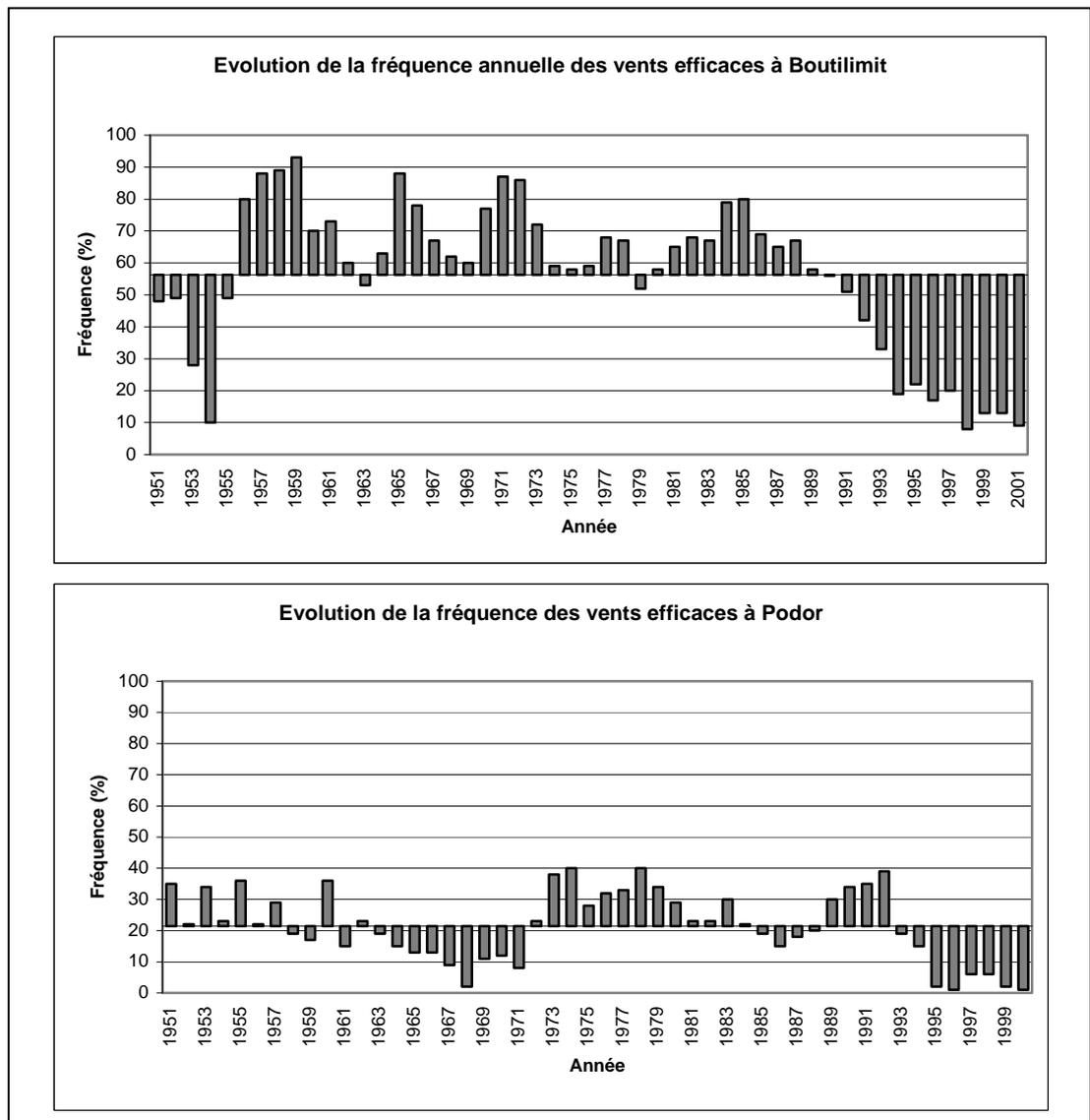


Fig. 5.9. Evolution annuelle de la fréquence des vents efficaces à Boutilimit et à Podor 1951-2001.

L'observation de la figure 5.9 montre qu'à la station de Boutilimit, hormis les cinq premières années et les dix dernières (sur lesquelles nous avons déjà exprimé nos réserves), toutes les autres enregistrent une fréquence de vents efficaces supérieure à 50 %. A Podor par contre, aucune année ne dépasse la fréquence de 40%.

On peut noter par ailleurs, que les fluctuations de la fréquence des vents efficaces ne se font pas en général d'une année à l'autre mais que chaque situation dure au moins trois ans. Cela suppose que la fréquence des vents efficaces ne réagit pas immédiatement aux variations interannuelles des autres paramètres climatiques, notamment les précipitations.

Il ressort également de l'analyse des graphiques que cette fréquence a connu dans les deux stations une augmentation lors des années de sécheresse (les années 70 et 80). Cependant, à la station de Boutilimit on note des années dont les fréquences de vents efficaces sont très élevées mais qui se situent dans la période dite humide. Cette situation indiquerait une variation spatiale dans les occurrences de fortes fréquences de vents efficaces.

La comparaison entre les deux stations met en évidence une évolution quasiment opposée. En général, les années où les fréquences sont les plus élevées à Boutilimit sont celles où elles sont plus faibles à Podor et vice versa, ce qui n'est pas le cas pour la pluviométrie. Cela pourrait être dû à l'influence de vents d'origines différentes comme les alizés et la mousson.

A la station de Podor, on note une évolution particulière ou 'décennale' : pendant les dix premières années, il se dégage une variabilité en 'dents de scie', les dix années suivantes sont toutes marquées par une même tendance à la baisse et les dix suivantes par la tendance inverse. La période actuelle est marquée une forte baisse de la fréquence des vents efficaces. Mais il est difficile d'attribuer uniquement cette baisse aux conditions climatiques actuelles car l'effet de site est probablement en cause.

L'évolution annuelle de la fréquence des vents efficaces montre un caractère différent de leur distribution au niveau des deux stations mais aussi par rapport aux précipitations.

5.3.3.3. Répartition mensuelle de la fréquence des vents efficaces

La répartition mensuelle de la fréquence des vents efficaces pour les deux stations est présentée à la figure 5.10. L'analyse de ce graphique révèle une grande différence d'occurrence saisonnière des vents efficaces entre les deux stations. A la station de Boutilimit les fréquences maximales sont enregistrées au cœur de la saison sèche à Boutilimit (mars) et sont liées à l'Harmattan. Tandis qu'à Podor, les plus fortes fréquences apparaissent lors de la saison des pluies (juillet). On peut observer aussi qu'à Boutilimit tous les mois de l'année enregistrent des fréquences de vents efficaces supérieures ou égales à 50%, alors qu'à Podor seuls trois mois de l'année dépassent cette fréquence. Ceci est lié à la variabilité spatiotemporelle des vents efficaces ; l'influence de l'harmattan serait moindre vers le sud.

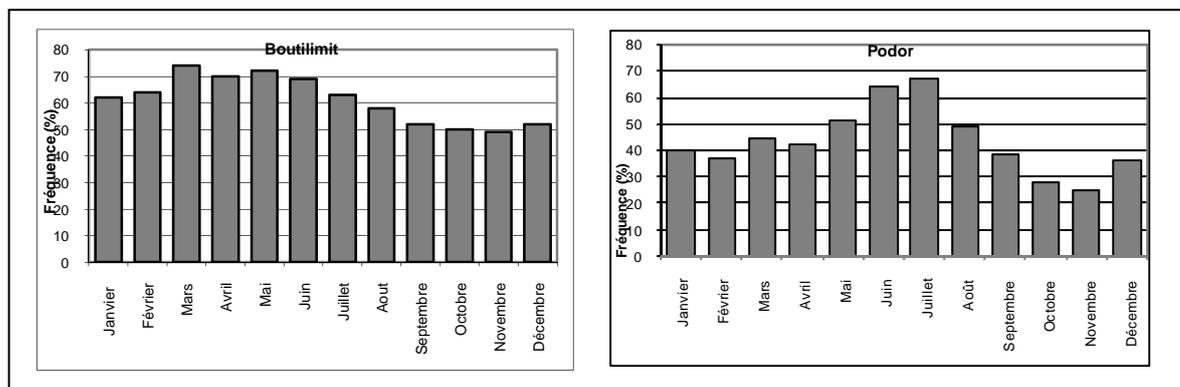


Fig.5.10. Répartition mensuelle de la fréquence des vents efficaces à Boutilimit et à Podor 1951-2001.

On peut également souligner que les fluctuations mensuelles de cette fréquence sont plus marquées à la station de Podor (de plus de 65% à 35%) qu'à la station de Boutilimit (de 72% à 50%). Ce qui pourrait résulter du fait que la station de Podor est plus influencée par la mousson que celle de Boutilimit.

Cependant, c'est aux mois d'octobre et de novembre que surviennent les fréquences les plus faibles pour les deux stations.

Par ailleurs, nous avons découpé la période d'observation en trois sous-périodes (Niang, 2000) : celle des années dites humides (1951-68), celle de la grande sécheresse (1969-1987) et l'actuelle (1987-1998). La comparaison entre les trois sous-périodes révèle pour la station de Boutilimit que les fréquences les plus fortes sont notées lors de la période de sécheresse (jusqu'à plus de 80%). La période humide est marquée par des fréquences supérieures à celles de la période actuelle, dépassant même la période de sécheresse pour certains mois (octobre, novembre et décembre).

La période actuelle enregistre les fréquences les plus basses ne dépassant pas 60%. L'évolution lors de ces trois sous-périodes ne montre pas de changements significatifs quant à la distribution mensuelle de la fréquence des vents efficaces à la station synoptique de Boutilimit : les fréquences maximales surviennent toujours aux mois de mars, avril et mai.

Il ressort de l'analyse de la fréquence des vents efficaces que leur distribution ne semble pas avoir été influencée par la sécheresse et qu'elle peut varier d'une station à l'autre.

Etant donné le nombre très réduit de stations étudiées, nous ne pourrions pas tirer des conclusions générales sur l'évolution des vents efficaces. Cependant, en nous référant à Ozer (2000) qui a étudié plusieurs stations sahéliennes, on constate que si une tendance à la hausse apparaît pour certaines stations, d'autres ne présentent aucune tendance significative. La direction des vents efficaces permettrait peut-être de dégager d'autres tendances.

5.3.4. La direction des vents efficaces

La direction des vents efficaces a été examinée pour les stations de Boutilimit et Podor depuis la période dite humide jusqu'à l'actuelle afin d'apprécier son évolution dans le temps et dans l'espace.

La fréquence directionnelle des vents efficaces durant les trois sous-périodes (définies plus haut) à la station de Boutilimit est présentée à la figure 5.11. Ce graphique montre que la station de Boutilimit connaît un régime anémométrique plurimodal avec une direction nord dominante durant les deux premières périodes et dont les caractéristiques ont été modifiées lors de la période actuelle.

L'observation de la distribution interannuelle des vents efficaces met en évidence une grande disparité au niveau de l'évolution de leur direction entre les trois sous-périodes. Durant la période dite humide, le quadrant NE caractérisait le régime des vents (plus de 20% pour le N et de 12% pour l'E) avec des directions secondaires NO, S, O, qui n'atteignaient pas 10% de fréquence. La période dite de sécheresse est marquée par une direction N dominante mais avec des directions secondaires SE, NO et E. La période actuelle se différencie des deux autres par une rose où prédomine la direction ENE (30%).

On constate ainsi qu'à la station de Boutilimit, le vent a pris une direction plus orientale actuellement par rapport aux deux sous-périodes précédentes. Nous avons déjà signalé ce changement de direction des vents dans certains secteurs du sud-ouest de la Mauritanie. Il s'est manifesté par un changement dans l'orientation des crêtes de dunes (Niang, 2000, Niang *et al.*, 2004, Niang *et al.*, 2006a). Nous allons vérifier ce phénomène à plus grande échelle dans le chapitre télédétection.

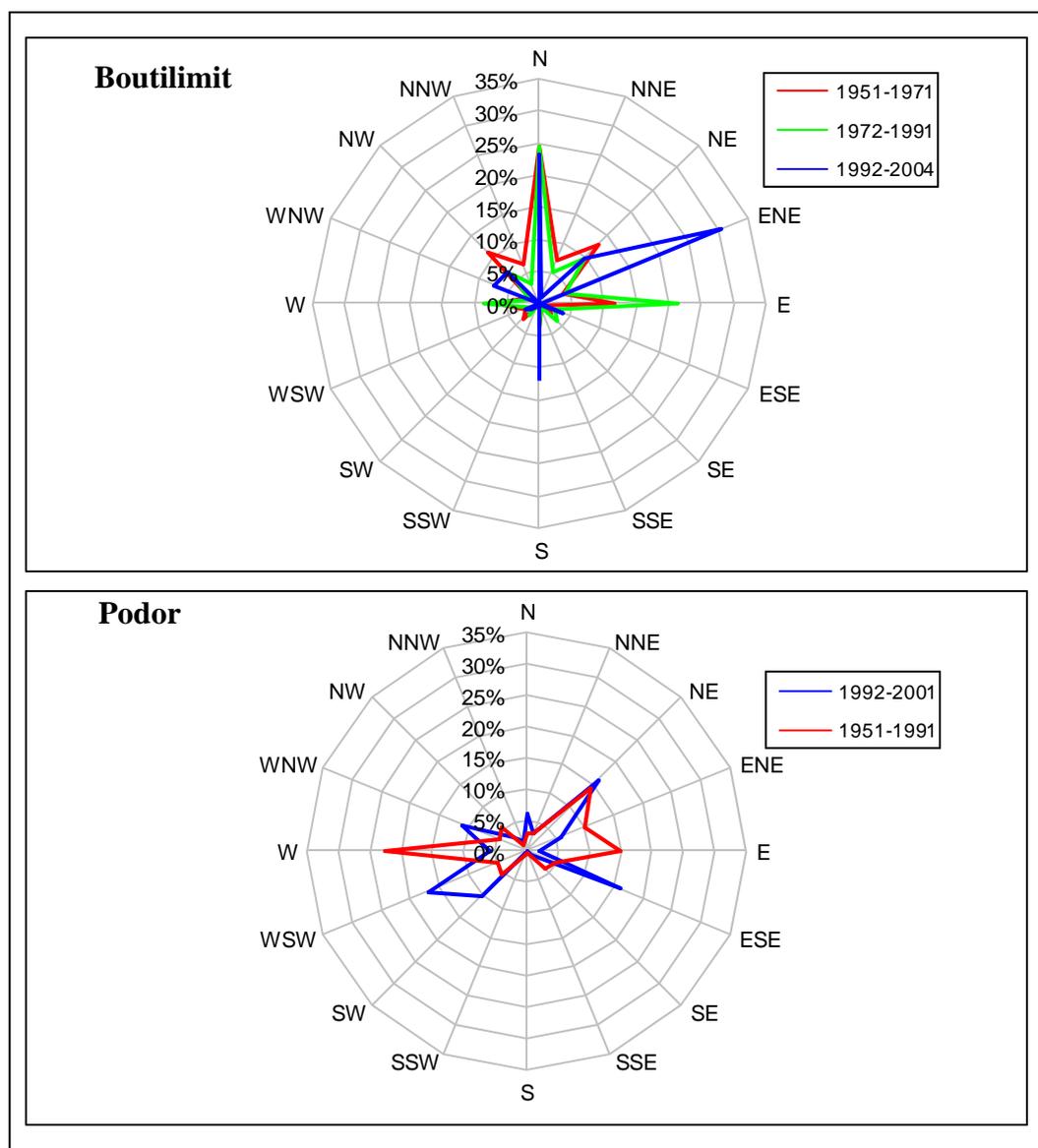


Fig. 5.11. Evolution de la direction des vents efficaces depuis la période humide à Boutilimit et Podor.

Par ailleurs, nous avons comparé les directions des vents efficaces des deux stations lors de la période 1991-2001 (fig.5.12). On peut souligner que les directions dominantes sont différentes, voire opposées. A Boutilimit, on note deux directions dominantes ENE et N (35 et 25%) tandis qu'à Podor, les vents les plus fréquents connaissent plusieurs orientations (OSO, ESE, NE et SO (avec plus de 25% pour les trois premières et plus de 10% pour la dernière).

Ces différences sont liées au fait que ces deux stations subissent des vents d'origines distinctes. La station de Boutilimit, située au nord est dans la sphère d'influence des alizés, vents soufflant la majeure partie de l'année dans le secteur N à NE, tandis que Podor, au sud, est plus concerné par le champ d'action de la mousson qui sévit pendant la saison des pluies dans les secteurs SO à O.

L'influence moindre des vents efficaces du nord à Podor peut également s'expliquer par la diminution de la force de ceux-ci au niveau de la vallée du fleuve Sénégal où la couverture végétale est plus dense ou par l'effet de site déjà signalé.

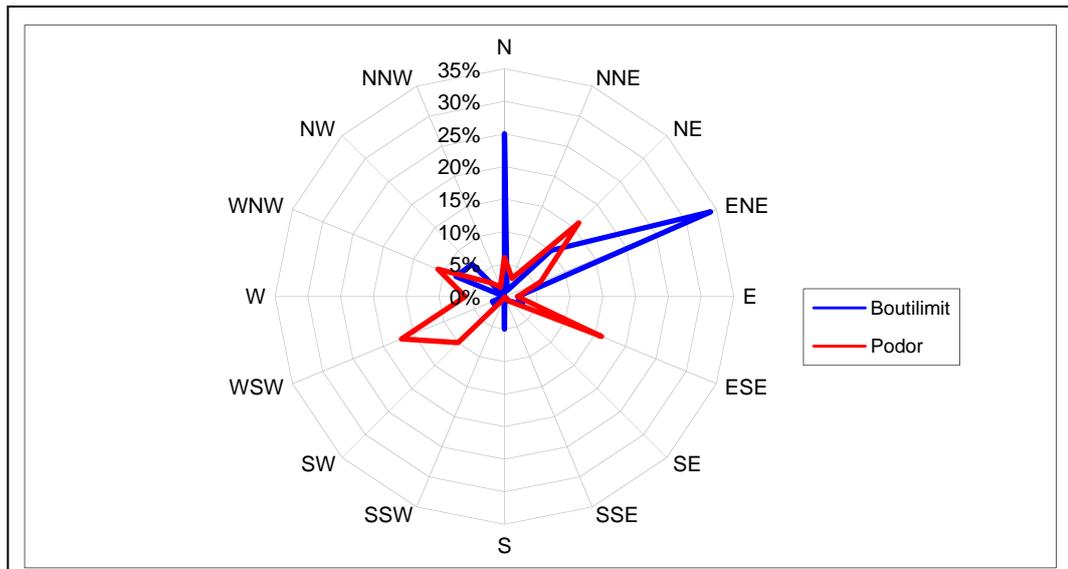


Fig. 5.12. Direction des vents efficaces à Boutilimit et Podor de 1991 à 2001.

En outre, nous nous sommes intéressés à la direction saisonnière des vents efficaces, surtout la saison sèche qui peut durer jusque neuf mois. L'analyse de l'évolution de la direction des vents en saison sèche pour les deux stations indique l'infléchissement de la direction des vents vers l'est.

A la station de Boutilimit, on peut remarquer ce changement de direction qui se situait de 1951 à 1971 entre le NNE et le NE et qui se retrouve actuellement dans le quadrant ENE.

A Podor, on n'enregistre pas de changements majeurs dans la direction des vents de la saison sèche qui tournent toujours autour de la direction ENE.

Il ressort de l'analyse de la direction des vents une migration de la direction vers l'est de 10 à 30 degrés, qui intéresse les vents de la saison sèche. Ce changement est plus significatif à Boutilimit (plus influencé par l'Harmattan) qu'à Podor. Ces changements présument soit une modification de la direction du vent, surtout l'Harmattan, soit un déplacement des centres d'action lié à des modifications atmosphériques. L'orientation des dunes pourra nous fixer sur l'existence d'un éventuel effet de site.

Les différentes caractéristiques des vents que nous venons de parcourir conditionnent l'occurrence des lithométéores.

5.4. Les lithométéores

5.4.1. Définitions

Le **lithométéore** est défini par l'OMM (1966) comme « *un météore consistant en un ensemble de particules dont la plupart sont solides et non aqueuses. Ces particules sont plus ou moins en suspension dans l'atmosphère ou soulevées par le vent* ».

Les lithométéores sont souvent assimilés à un vent de sable mais désignent une série de types de temps bien différenciés dont la visibilité horizontale constitue un critère d'appréciation et/ou de définition.

Deux catégories de lithométéores sont recensées suivant la mobilisation des particules par le vent ou leur suspension dans l'atmosphère. Ainsi, les chasse-sables, les tourbillons de

sables, les tempêtes de poussière et les tempêtes de sable déterminent une situation où la dynamique éolienne est associée au transport des particules. Les brumes sèches et les brumes de poussière traduisent un phénomène de suspension de particules fines après leur soulèvement dans l'atmosphère.

Dans cette étude, seule la première catégorie de lithométéores qui se manifeste par des cas de déflation et de morphogénèse éolienne, sera prise en compte.

Les définitions de ces phénomènes régionaux de lithométéores liés à la déflation se présentent comme suit:

- **Chasse-sable** ou **chasse-poussière** : « Ensemble de particules de sable ou de poussière soulevées du sol, au lieu de l'observation ou dans son voisinage, à des hauteurs faibles ou modérées par un vent suffisamment fort et turbulent » (OMM 1966). Météo-France (2005) distingue les chasses-sables basses si les particules sont soulevées du sol à une hauteur inférieure à 2 m et les chasses-sables élevées, si la hauteur du sable ou de la poussière au dessus du sol est supérieure à 2 m.
- **Tempête de sable** « Ensemble de particules de sable puissamment soulevées du sol par un vent fort et turbulent. La partie antérieure d'une tempête de sable peut présenter l'aspect d'une gigantesque muraille [on parle de mur de sable]. Plus la vitesse du vent et l'instabilité sont grandes, plus le sable sera soulevé à des hauteurs importantes » Météo France (2005).
- **Tempête de poussière** « Ensemble de particules de poussière puissamment soulevées du sol par un vent fort et turbulent. On associe généralement les tempêtes de poussière à des conditions réunissant chaleur, sécheresse et vent... » Météo-France (2005).
- **Tourbillons de poussière ou de sable** « Colonne d'air tourbillonnant rapidement au-dessus d'un sol sec, formé de poussière ou de sable, et transportant des particules de poussière ou de sable et d'autres petits débris soulevés du sol. Ces tourbillons ont un diamètre de quelques mètres. Suivant leur axe vertical, ils n'atteignent normalement pas plus de 200 à 300 pieds, mais, dans les déserts très chauds, peuvent s'élever jusqu'à 2000 pieds » (environ 610m) Météo-France (2005).

5.4.2. Les données utilisées

Les données sur les lithométéores que nous analysons sont notées quotidiennement dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) ainsi que dans les carnets d'observations. Elles se présentent de la manière suivante : la visibilité minimum tri-horaire (lorsqu'elle est inférieure à 500 dam) a été encodée, elle est automatiquement accompagnée du type de lithométéore qui en est responsable. Ainsi, nous notons «1 » pour les poussières en suspension et «2 » pour les jours avec déflation.

Notons qu'on peut retrouver dans une journée les différents types de lithométéores liés à la mobilisation directe du sable, séparés par des phénomènes de suspension. Mais la journée sera considérée comme jour de lithométéore (noté « 2 ») sans tenir compte de la durée de l'observation, qui n'est d'ailleurs pas souvent mentionnée sur les TCM.

Les différentes manifestations de l'action éolienne sont également consignées dans la dernière page des TCM (sans mention de la visibilité occasionnée). Le nombre d'observations mensuelles de tous les types de lithométéores est également disponible à la SAM, sous forme de fiches pour chaque station. Nous avons fait un recoupement de ces différentes sources.

Par ailleurs, on peut remarquer que l'observation des lithométéores est quelque peu subjective, par conséquent on ne peut pas exclure la possibilité d'un changement dans la manière de relever ou d'apprécier les différents phénomènes observés.

Signalons que pour ce phénomène, les données de la station de Rosso seront prises en compte car les observations ne sont pas dépendantes des appareils de mesure. Les données de Podor par contre ne seront pas considérées parce que c'est une station où les données de lithométéores connaissent une évolution atypique, elles sont pratiquement inexistantes alors que partout ailleurs elles continuent d'être observées.

5.4.3. Répartition interannuelle des lithométéores

L'observation des lithométéores montre une augmentation considérable du nombre de jours affectés par les lithométéores, surtout à partir des années 70 où on note une réduction drastique des précipitations dans tout le Sahel. La recrudescence des lithométéores est liée à la dégradation environnementale dont le déficit pluviométrique est l'élément catalyseur.

Afin d'évaluer l'incidence de la fluctuation des précipitations sur celle des lithométéores, nous avons appliqué l'indice normalisé (variable centrée réduite, définie par Lamb, 1982 puis par Nicholson *et al.*, 1988) aux précipitations et à l'ensemble des observations de lithométéores (ceux liés à la déflation), que nous représentons à la figure 5.13.

L'indice lithométéorique moyen ainsi déterminé (Nouaceur, 2003) se définit par la formule :

$$ILM = (X_i - X) / S$$

Où X_i est la somme des observations des lithométéores de l'année " i " pour chaque station
 X est nombre moyen annuel des observations pour la période de référence de la station
 S est l'écart type de la période de référence pour la station

L'examen de la figure 5.13 montre un certain lien entre la baisse des précipitations et l'augmentation des lithométéores. En effet, selon plusieurs études, les totaux pluviométriques ont un impact sur la production de poussière à la saison sèche suivante (N'Tchayi Mbourou *et al.*, 1997 ; Brooks & Legrand, 2000 ; Moulin & Chiapello, 2004; Anuforum, 2007).

Cependant, on peut remarquer que les fluctuations de ces deux paramètres n'interviennent pas de la même façon. Si les précipitations peuvent changer de tendance d'une année à l'autre, les lithométéores qui répondent plutôt à un déficit pluviométrique plus prolongé (ou à une pression anthropique plus forte), connaissent des changements qui s'inscrivent dans la durée. Alors que la péjoration climatique a commencé au début des années 70, lorsque les indices pluviométriques étant en général négatifs, les indices lithométéoriques amorcent une tendance à la hausse mais ne deviennent positifs qu'à partir de 1975 voire 1980 pour la station de Rosso.

La comparaison des indices normalisés montre également que le récent retour des précipitations se traduit par une baisse des lithométéores même si les évolutions sont différentes d'une station à l'autre. Cela peut s'expliquer par le fait que, dans les zones les plus affectées par la sécheresse, l'action éolienne dure plus longtemps.

On peut noter aussi que les courbes des indices lithométéoriques des trois stations ont des allures différentes. La courbe de la station de Podor s'explique par le fait que les phénomènes de déflation y sont rarement relevés, d'où le comportement singulier des indices lithométéoriques qui restent négatifs malgré la baisse prolongée des indices pluviométriques (données douteuses). La courbe des indices lithométéoriques de cette station ne souligne pas la période de grande sécheresse qui est bien marquée sur les courbes des autres stations. La station de Boutilimit se caractérise par des indices lithométéoriques qui ont anormalement baissé lors de la période récente.

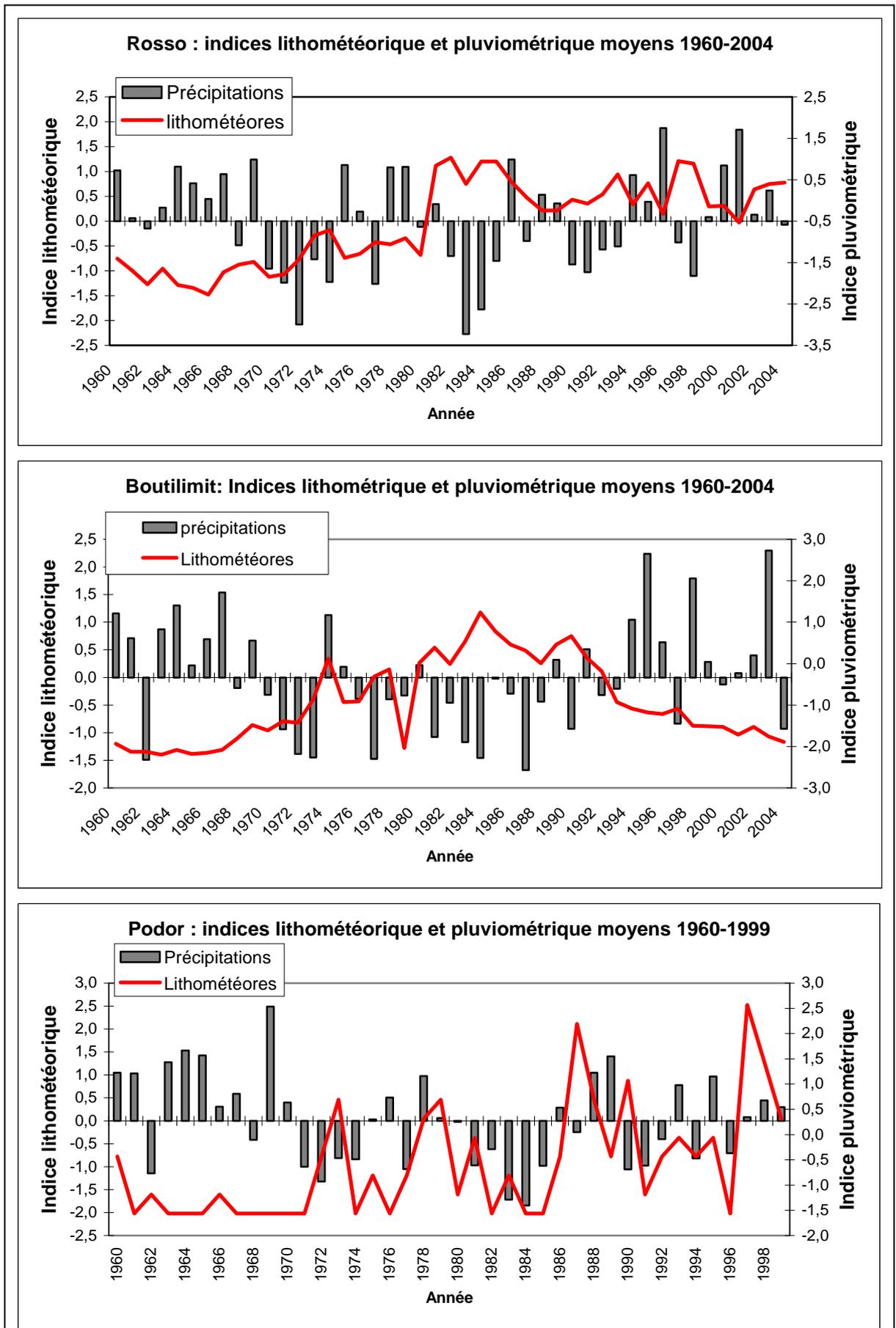


Fig. 5. 13. Indices normalisés des précipitations et des lithomètres dans les trois stations.

Toutefois, on peut signaler que si le déficit pluviométrique sous-tend l'exacerbation des lithométéores, il n'est que le premier maillon d'une longue chaîne de processus qui se combinent pour consacrer l'aggravation des conditions de désertification.

5.5.4. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores

L'occurrence des jours affectés par les lithométéores aux stations de Boutilimit et Rosso est présentée à la figure 5.14. Ce graphique montre que la fréquence des phénomènes de déflation est faible durant les années 60.

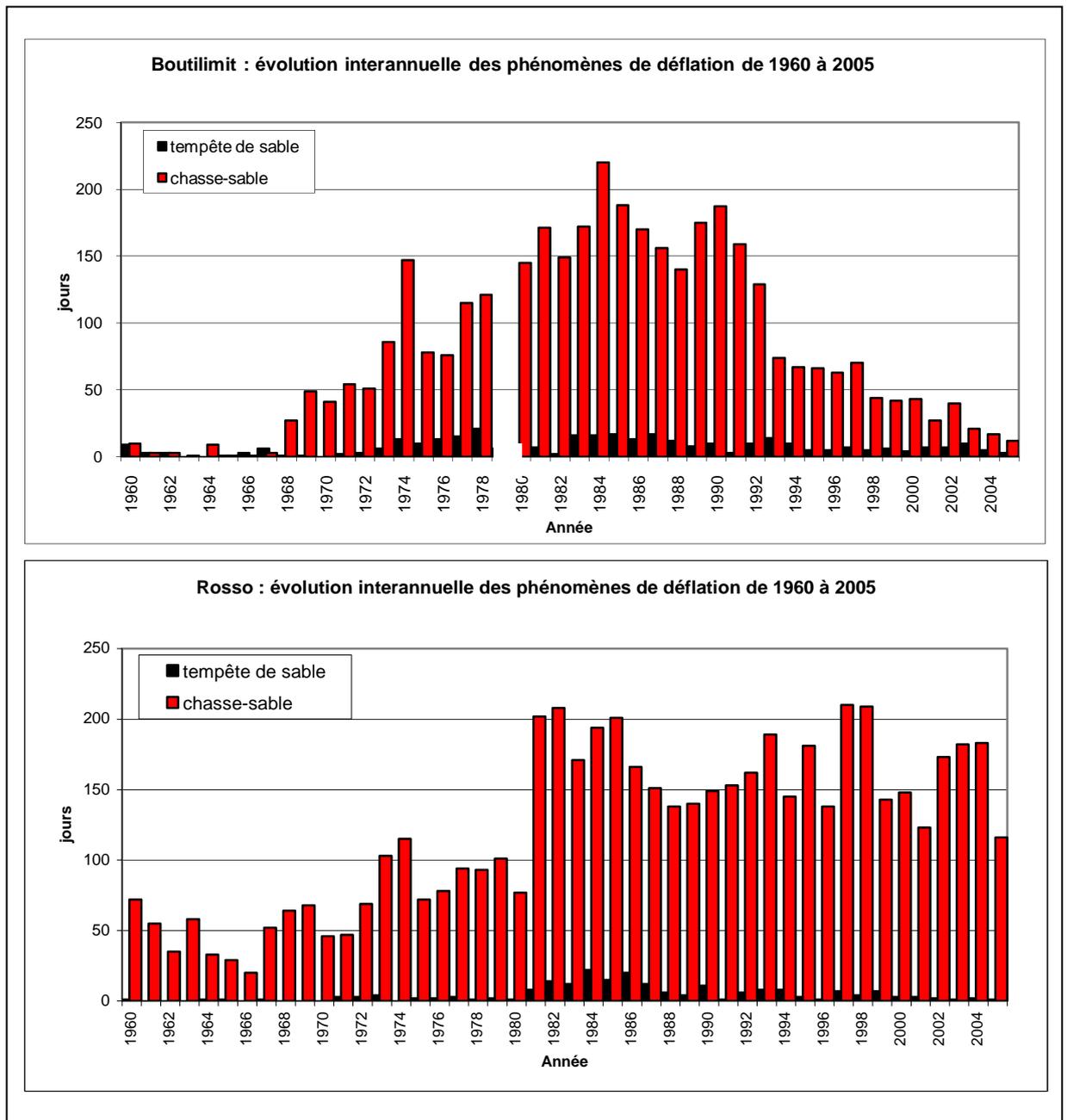


Fig.5.14. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores à Boutilimit et Rosso 1960-2005.

A la station de Boutilimit, on peut constater que jusqu'en 1968, les jours affectés par la déflation ne dépassent pas 10, tandis qu'à Rosso, on note déjà une action éolienne plus importante mais le nombre de jours de lithométéores (environ 50) est faible par rapport à la moyenne de la période d'observation.

Le début des années 70 est marqué par une augmentation significative des jours de lithométéores pour les deux stations. A Boutilimit on passe de 6 à plus de 60 jours au début de la sécheresse et jusqu'à plus de 160 jours au cœur de cette période.

L'année où la fréquence des lithométéores est la plus élevée (dépassant les 200 jours) se situe dans la période la plus déficitaire de cette grande sécheresse, entre 1982 et 1987. La décennie 80 a d'ailleurs été reconnue comme la plus sèche du XX^{ème} siècle en Afrique de l'Ouest (Nicholson, 1993, 2001; Turner & Williams, 2002).

A Rosso, la hausse du nombre de jours de déflation est graduelle, l'occurrence des phénomènes éoliens avoisine en général les 90 jours lors de la première décennie de sécheresse et dépasse 200 jours lors du paroxysme de la sécheresse (entre 1982 et 1987).

On peut relever cependant, lors de cette période de sécheresse à la station de Boutilimit, une baisse abrupte des lithométéores en 1979 qui est sans doute due à un manque ou à l'absence de données, d'autant plus que c'est une année déficitaire au niveau des précipitations.

L'efficacité de l'érosion éolienne reste évidente malgré l'amélioration des conditions pluviométriques.

A Rosso, la fréquence de la déflation demeure pratiquement inchangée, environ plus de 160 jours sont encore concernés par les lithométéores. La dégradation du milieu était telle que la déflation continue encore d'exercer pleinement son action morphogénique.

A Boutilimit cependant, une baisse très sensible des lithométéores est amorcée lors de cette période.

La différence d'évolution entre ces deux stations lors de la période récente peut être liée à la subjectivité des agents observateurs ou aux modalités de l'observation : la figure 5.15 illustre ces propos.

La figure 5.15a représente une situation notée à Rosso comme chasse-sable, alors qu'à Boutilimit, elle est inscrite comme brume de poussières. Or, si on se réfère à la vitesse du vent à Boutilimit, ce phénomène devrait être classé parmi les cas de déflation.

On pourrait également expliquer cette différence par le fait que les observations consignées sur les TCM concernent seulement les événements des 20 dernières minutes précédant l'observation (Ozer, 2000).

La figure 5.15b révèle encore beaucoup plus cette différence entre les deux stations. Cette image est prise le 04 mars 2004 à 11 :55 mn. A Boutilimit la vitesse du vent enregistrée le même jour à 12h (5 mn après) est de 12 m.s⁻¹, avec une visibilité de seulement 10 dam. Le phénomène est pourtant noté sur le TCM de cette station comme étant une brume de poussière. Tandis qu'à Rosso il est noté comme chasse-sable, puis tempête de sable avec une visibilité de 60 dam.

Au vu de ces divergences dans les observations des lithométéores on pourrait présumer que les phénomènes de déflation sont sous-estimés à la station de Boutilimit. La diminution du nombre de jours affectés par les lithométéores lors de la dernière décennie observée sur la figure 5.14 peut être liée à cette situation.

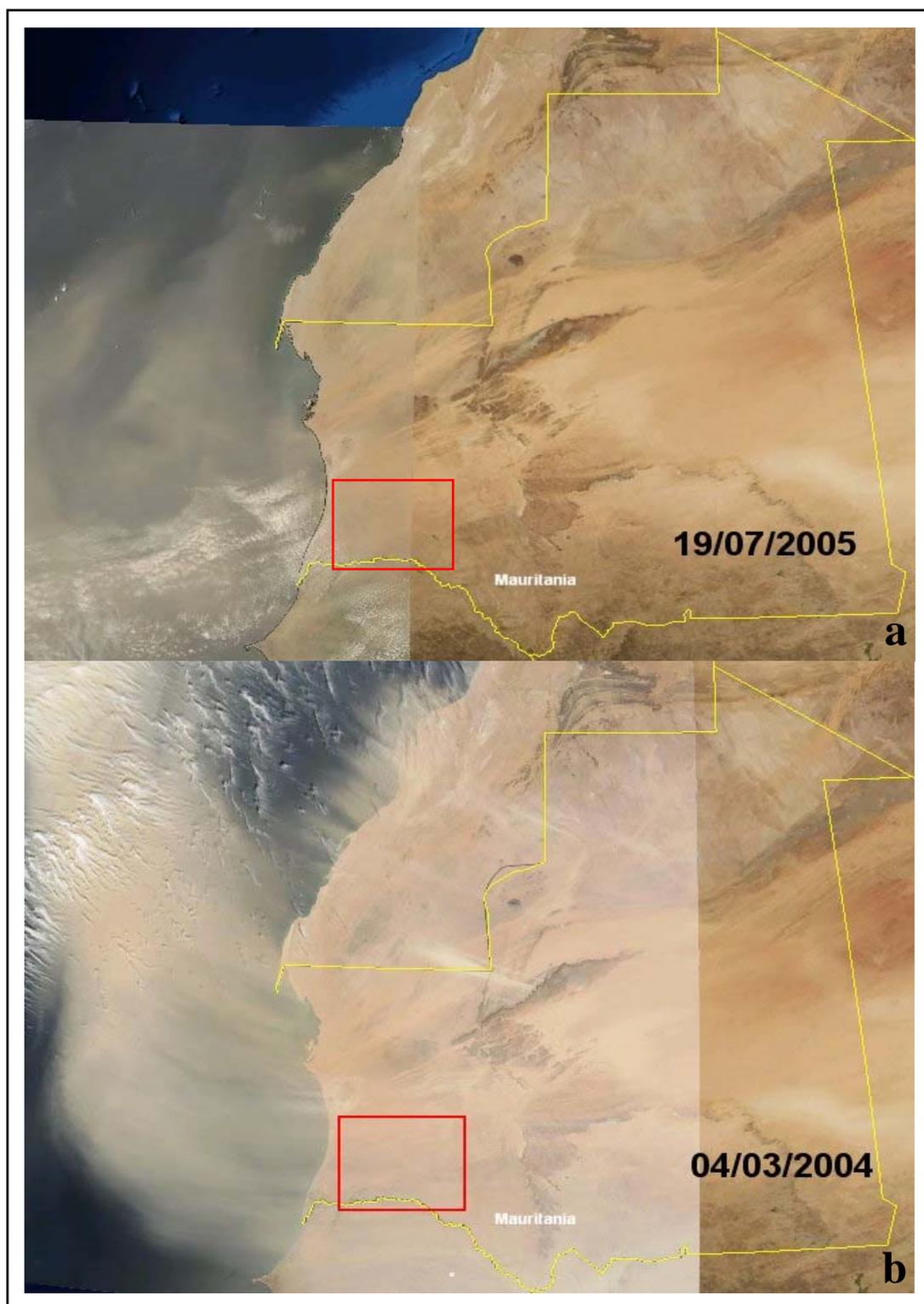


Fig.5.15. Manifestations de lithométéores vues par Satellite Aqua /MODIS (Source : NASA).

La figure 5.16 montre que malgré l'amélioration de la pluviométrie, la zone étudiée continue d'enregistrer des manifestations de lithométéores aussi bien lors de la saison des pluies (octobre) que lors de la saison sèche.

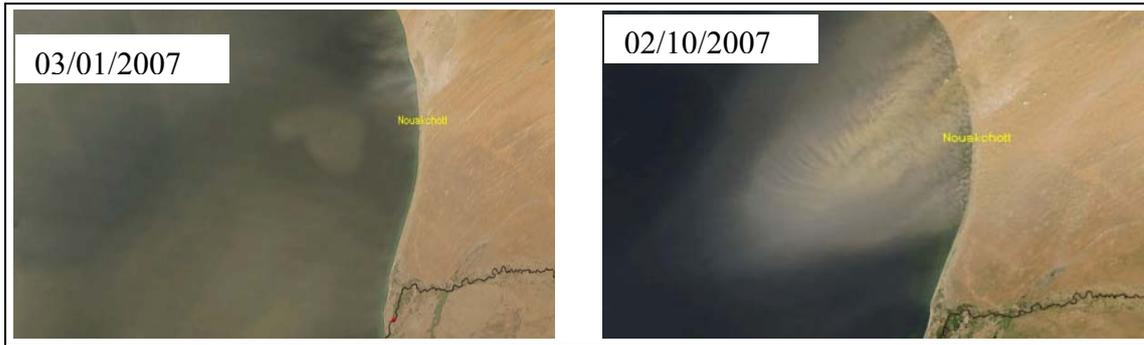


Fig. 5.16. Cas de lithométéores enregistrés en 2007 (vues par Satellite Aqua /MODIS - NASA).

5.5.5. Répartition mensuelle de la fréquence des lithométéores de 1960-2004

La fréquence mensuelle des types de lithométéores (fig.5.17) nous donne des indications sur l'évolution saisonnière de la déflation à Rosso et à Boutilimit. L'examen du graphique montre une grande variabilité spatio-temporelle dans les occurrences des différents types de lithométéores qui participent au rôle morphologique considérable de la déflation.

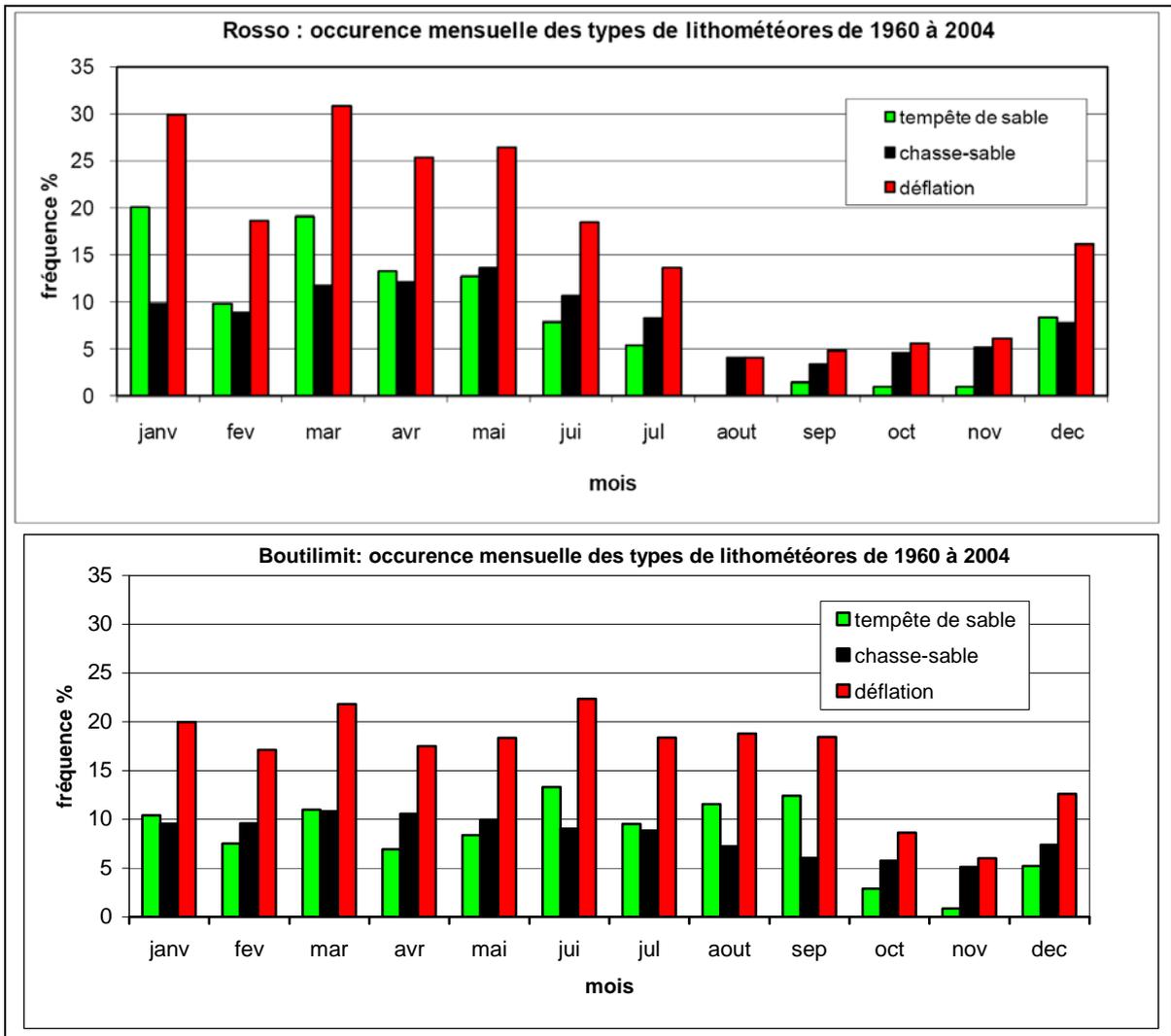


Fig. 5.17. Fréquence mensuelle des lithométéores à Boutilimit et Rosso 1960-2004.

A la station de Rosso, les tempêtes de sable prédominent durant la saison sèche où on observe les fréquences maximales de la déflation. Cette situation s'explique par le fait que l'Harmattan qui connaît sa plus grande activité lors de la saison sèche transporte les sables des zones désertiques sur de longues distances.

Les fréquences minimales sont enregistrées lors de la saison des pluies où on constate la prépondérance de chasse-sables. Car, avec l'installation des flux de mousson, les lithométéores sont directement liés à une érosion locale ou régionale. La remobilisation des sables résulte d'une contribution des sols dans un rayon d'une centaine de km, liée aux forts vents turbulents qui accompagnent les lignes de grains (Rajot, 1998, Orange *et al.*, 1998). Or, le sable n'est pas immédiatement disponible à la station de Rosso qui se situe sur les rives du fleuve Sénégal.

A la station de Boutilimit, située en zone aride, on note une importante activité éolienne pratiquement toute l'année. La fréquence maximale est observée au cœur de la saison sèche mais aussi lors de la saison des pluies. Les fréquences minimales surviennent à la fin de la saison des pluies et concernent deux mois seulement (octobre et novembre).

On peut considérer qu'à Boutilimit la dégradation du milieu physique consécutive à la péjoration climatique ou à la pression anthropique et à l'efficacité du vent a fait de la région une zone-source de sable où l'érosion éolienne demeure active pratiquement toute l'année.

La fréquence mensuelle de la déflation montre que la variabilité spatiale de l'érosion éolienne est liée aux caractéristiques climatiques de chaque station ainsi qu'aux paramètres qui contrôlent l'action morphogénique du vent.

5.6. Conclusion et discussion

Les conditions climatiques analysées tendent à montrer que le secteur concerné par cette étude est une zone de transition entre le milieu sahélien au sud et saharien au nord. Il est régi par le balancement nord-sud de la ZCIT qui règle la succession des saisons. La ZCIT est formée par l'interface entre les alizés et la mousson dans les basses couches de l'atmosphère.

Les conditions climatiques sont déterminées par l'alternance dans l'année de deux saisons bien contrastées : une saison des pluies qui dure en moyenne trois mois et une saison sèche qui exerce son influence le reste de l'année ; d'où une zone très vulnérable à la sécheresse. Le rythme de la morphogénèse est conditionné par celui du climat : l'érosion hydrique et l'érosion éolienne se relaient comme facteurs incontournables de la morphogénèse.

L'analyse des précipitations indique que leur trait caractéristique est une très grande variabilité spatio-temporelle. L'observation sur de longues périodes montre une succession de phases humides et sèches. Le test de Pettitt appliqué aux données pluviométriques révèle une période de rupture de tendance à la baisse qui se situe entre la fin des années 60 et le début des années 70.

Le déficit pluviométrique s'est inscrit dans la durée et a mis en place la sécheresse la plus intense et la plus grave du 20^{ème} siècle pour tout le Sahel. L'empreinte de cette sécheresse fut marquée sur tous les milieux par un bouleversement de l'équilibre des écosystèmes mais aussi et surtout par la mise en place d'une nouvelle situation morphodynamique.

Malgré une tendance à la hausse constatée au début des années 90 et une amélioration sensible des précipitations, la dégradation est telle que le retour aux conditions d'avant la sécheresse, exigera un temps de réponse relativement long.

Les précipitations mensuelles et journalières montrent que malgré le déficit pluviométrique, on pouvait enregistrer de fortes précipitations journalières sous forme de violentes averses qui favorisent l'érosion hydrique. Valentin (1994) soutient d'ailleurs que, lors de la sécheresse au Sahel, si les pluies avaient été moins abondantes, elles demeureraient intenses et désagrégeaient les sols en surface.

Soulignons d'une part, que notre analyse des précipitations pouvait être plus poussée, si nos données étaient plus complètes ; l'intensité durée/fréquence aurait été intéressante pour mieux appréhender les caractéristiques des précipitations. Il existe également des formules pour calculer l'érosivité climatique ou l'érosivité des pluies ou encore l'agressivité des précipitations, mais leur application est difficile car, soit elles requièrent plus de précisions dans les données, soit elles sont appliquées dans d'autres zones climatiques.

D'autre part, il se pose le problème de la représentativité des données des stations. Car, malgré l'étendue de la zone d'étude et la variabilité spatiale des précipitations, la région n'est couverte que par trois stations synoptiques, très distantes les unes des autres. Les caractéristiques locales de chaque station sont difficilement extrapolables. Néanmoins, les différentes particularités décrites peuvent résumer les tendances générales des précipitations ainsi que leur rôle morphogénétique.

Par ailleurs, les vents et les lithométéores, mécanismes de l'érosion éolienne, ont été abordés. Nous avons constaté une augmentation des lithométéores liés à la déflation (chasse-sables et tempêtes de sable) et une plus grande efficacité des vents, consécutives à la grande sécheresse des années 70 et à la sévère dégradation des écosystèmes sahéliens qu'elle a occasionnée. Le vent est devenu ainsi l'agent morphodynamique majeur.

L'évolution des vents est marquée par la diminution de la vitesse-seuil d'efficacité des vents. Celle-ci est non seulement très variable selon les différentes études consultées mais elle est aussi dépendante de la turbulence du vent et surtout des conditions du milieu physique. Nous avons constaté que pour la station de Boutilimit ce seuil est passé de 8 m.s^{-1} lors de la période humide des années 60 à 4 m.s^{-1} actuellement.

L'analyse des données éoliennes actuelles se heurte au problème de leur fiabilité. C'est ainsi que les stations de référence ne sont pas toujours les mêmes pour l'analyse de tous les phénomènes, nous avons émis certaines réserves et même écarté certaines données qui nous paraissaient trop douteuses.

Précisons également que les lithométéores de la région sahélienne ont été étudiés par Ozer (2000), qui a démontré qu'ils constituaient un indicateur climatique de la désertification. Cependant, les données utilisées par cet auteur ne permettaient pas d'envisager la fin de la sécheresse des années 70 et 80. Notre analyse, qui s'intéresse aux lithométéores pour leur rôle morphogénétique, permet d'observer l'évolution du phénomène, une décennie après le retour des précipitations plus importantes.

Les fluctuations des fréquences annuelle et mensuelle des vents efficaces mettent en évidence une variabilité spatiale de ce phénomène. Les occurrences maximales sont notées à Podor (au sud) lors de la saison des pluies (juillet), tandis qu'à Boutilimit, elles sont enregistrées au cœur de la saison sèche (mars).

La direction des vents efficaces montre également une variabilité spatio-temporelle.

A Boutilimit, La direction N à NE dominante jusqu'à la période de sécheresse connaît un infléchissement vers l'ENE actuellement.

A Podor, les vents efficaces proviennent de la direction O, mais on observe actuellement une direction préférentielle plutôt OSO. Ces changements dans les directions des vents que nous avons constaté au niveau de la morphologie dunaire lors de nos précédents

travaux (Niang, 2000 ; Niang *et al.*, 2006a ; 2008) sont vraisemblablement imputables aux modifications affectant la circulation atmosphérique dans la zone intertropicale.

La recrudescence des lithométéores fut une réponse à la péjoration climatique. Les jours affectés par les lithométéores qui étaient inférieurs à 10 à Boutilimit lors de la période humide atteignent 60 au début de la sécheresse et dépassent 180 lors de la période très déficitaire de la décennie 80. A Rosso on peut constater la même tendance. Le paroxysme de la sécheresse correspond à l'exacerbation des phénomènes éoliens.

Actuellement, même si on assiste à une amélioration des conditions de précipitations proches de celles des années humides, la réduction des lithométéores ne se fait pas dans les mêmes proportions.

La fréquence mensuelle des lithométéores montre une disparité de l'évolution saisonnière entre les deux stations. Les occurrences les plus élevées sont observées lors de la saison sèche à Rosso, alors qu'à Boutilimit seuls deux mois de l'année enregistrent des fréquences inférieures à 10%. Par conséquent l'activité morphologique des vents s'y exerce pratiquement toute l'année.

Dans ce contexte, on peut admettre comme certains auteurs que la région sahélienne devient zone-source de poussière additionnelle qui alimente les phénomènes éoliens (N'Tchayi Mbourou *et al.*, 1997 ; Brooks & Legrand, 2000 ; Ozer, 2000; Nicholson, 2001, Moulin & Chiapello, 2004 ; Visser *et al.*, 2005).

Cependant, la dégradation environnementale n'a pas que des causes climatiques. Les effets de l'anthropisation ont certainement entraîné une accélération des dynamiques dominantes. Si le déficit pluviométrique est difficilement attribuable à l'homme, les actions anthropiques ne sont pas étrangères à l'accélération de l'érosion mécanique (hydrique et éolienne) qui prend des proportions alarmantes autour et à proximité des établissements humains.

Soulignons d'autre part que, selon certains auteurs (Ribolzi *et al.*, 2006; Ram & Aaron, 2007), les processus éoliens favorisent l'infiltration dans les micro dunes en empêchant la formation de croûtes et permettant ainsi leur colonisation par la couverture végétale herbacée. Cependant nous n'avons pas d'observations concernant ce phénomène dans notre zone d'étude. Les dépôts éoliens peuvent aussi participer également à la fertilisation des sols (Nickling, 1994).

Les paramètres climatiques de la zone étudiée mais aussi et surtout ceux des hauts bassins constituent les facteurs conditionnels de l'écoulement du fleuve Sénégal.

Chapitre 6:

Le contexte hydrologique

6.1. Présentation du bassin du fleuve Sénégal

Le fleuve Sénégal, long d'environ 1800 km, est le deuxième axe hydrologique de l'Afrique occidentale après le Niger (4200 km). Il est tributaire de l'océan Atlantique et prend naissance dans le Fouta-Djalou (massif montagneux de Guinée Conakry), à environ 750 m d'altitude. Issu de l'union du Bafing (branche mère, longue de 800 km) et du Bakoye près de Bafoulabé, à 250 km de Bakel, il traverse la partie occidentale du Mali, puis marque la frontière entre la Mauritanie et le Sénégal, sur le reste de son parcours (voir fig.1.1 et fig.2.1). Son bassin versant englobe des secteurs situés entre 10°30 à 17°30 latitude Nord et 7°30 à 16°30 longitude Ouest.

On distingue généralement, au niveau du bassin, trois régions principales : le Haut-Bassin, la Vallée et le Delta, qui se différencient fortement par leurs conditions topographiques et climatologiques.

Le Haut bassin est zone montagneuse et accidentée. Il va de la source jusqu'à la confluence entre le fleuve Sénégal et la Falémé (en amont de Bakel). Il recouvre les 2/3 de la superficie du bassin du fleuve Sénégal (Lericollais, 1981) et fournit la quasi-totalité des apports en eau du fleuve.

La plaine alluviale apparaît à partir de Bakel, à 800 km de l'embouchure. Elle est entourée par un milieu semi-désertique et se présente comme une vaste étendue avec une faible énergie du relief.

Les principaux affluents du Sénégal se situent en amont de Kaédi (voir fig.1.1) : le Bafing, le Bakoye, le Baoulé, le Kolimbiné le Karakoro, la Falémé et le Gorgol.

En aval de Kaédi, il n'existe plus aucun affluent qui collecte un écoulement en direction du Sénégal, en raison de l'absence de relief et de la faiblesse des précipitations. Dans ce secteur la vallée est réduite à la plaine alluviale (Lericollais, 1981). Quelques dépressions dans le lit majeur jouent le rôle de défluent pendant la crue et d'affluents lors de la décrue. Le Sénégal présente en aval de Kaédi des bras secondaires importants comme le Doué (200 km de long) et le Koundi, qui coulent parallèlement au cours principal, isolant de larges bandes de terres et créant un microrelief complexe.

Le Delta commence à partir de Dagana où la largeur du lit peut atteindre 750 m et où l'altitude est en dessous du niveau de la mer.

Au niveau de la zone étudiée, le lit majeur du fleuve, large de 10 à 25 km, est lacéré de nombreux bras et marigots (fig. 6.1). Le réseau proprement dit est constitué par :

- le fleuve Sénégal dont la largeur peut varier entre 150 et 500 m,
- le lac de R'Kiz et ses marigots d'alimentation que sont le Sokam et le Laouvaja (qui empruntent les dépressions interdunaires)
- le Diavane et ses deux défluent que sont le Koundi et le Kiraye,
- Le Doué et le Ngalanka, affluents situés en rive gauche,
- en plus des multiples cours d'eau saisonniers que constituent des dépressions dans le lit majeur et des cours d'eau sporadiques ou saisonniers (oueds).

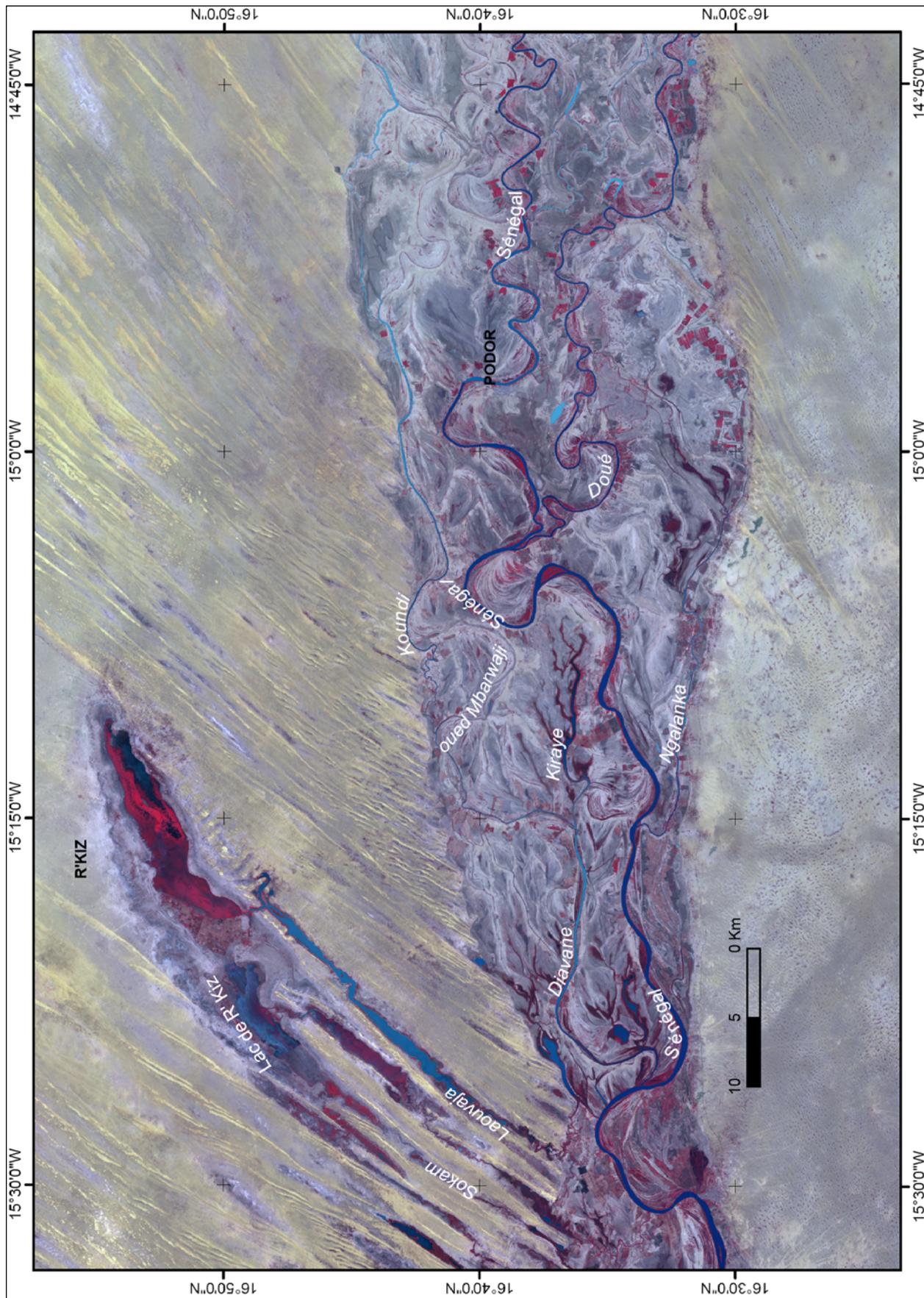


Fig. 6.1. Présentation du réseau hydrographique du fleuve Sénégal dans le secteur étudié (mosaïque d'images SPOT 5 - fausses couleurs infrarouge - des 28-11-2002 et 29-12-2002).

6.1.1. Le régime du fleuve Sénégal

La superficie du bassin versant est estimée à 300 000 km² (même si cela peut varier selon les auteurs, entre 289 000 et 334 000 km² -Evora, 1997). Ce bassin traverse du nord au sud quatre zones climatiques (guinéen, nord-soudanien, sud-soudanien et sahélien). Cette diversité climatique se répercute sur les écoulements qui sont alimentés par les précipitations. Les cours d'eau connaissent diverses influences climatiques et les régimes fluviaux suivent avec un léger décalage les rythmes pluviométriques saisonniers des zones d'alimentation en amont.

Ces différentes nuances dans les régimes des cours d'eau font que les hydrologues parlent de régimes fluviaux tropicaux (Michel, 1973 ; Dione, 1995 ; Kane, 1997). On distingue dans cette catégorie trois régimes hydrologiques pour les cours d'eau du bassin du fleuve Sénégal, en fonction des précipitations annuelles :

- Un régime tropical de transition qui occupe 28 000 km² : les précipitations sont en moyenne supérieures à 1250 mm. La saison des hautes eaux y dure au moins quatre mois et s'étale de juillet à octobre et la saison des basses eaux sévit de décembre à mai-juin. Il concerne le haut bassin et les cours supérieurs du Bafing, du Bakoye et de la Falémé.
- Un régime tropical pur sur une superficie d'environ 108 000 km². Les précipitations sont comprises entre 1250 et 750 mm. La saison des hautes eaux dure environ quatre mois et celle des basses eaux est plus longue par rapport au régime précédent. Il intéresse les cours inférieurs des trois cours d'eau du régime précédent.
- Un régime sahélien : la saison des hautes eaux n'excède pas deux mois, les précipitations varient de 750 à 300 mm. Il concerne le Kolimbiné et le Karakoro.

Ces régimes hydrologiques exercent une certaine influence dans notre secteur d'étude où Frécaut (cité par Kane, 1997) soulignait que le fleuve Sénégal se comportait comme un élément étranger en domaine sahélien et son régime diffère de celui des cours d'eau autochtones. Ces derniers sont sous l'influence d'un régime subdésertique (précipitations inférieures à 300 mm) et leur apport est négligeable.

6.1.2. La vallée alluviale du Sénégal

La vallée alluviale du Sénégal commence à Bakel où le bassin est de 218 000 km². Elle a été sous l'influence des modifications climatiques et eustatiques (voir synthèse bibliographique). La pente y devient très faible et l'altitude est comprise entre 0 et 50m.

Dans la partie moyenne de sa vallée, le fleuve Sénégal traverse le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien à couverture gréso-argileuse du Continental terminal (Elouard 1962). Ce dernier forme un immense plateau, ce qui explique la très faible pente du fleuve, de l'ordre de 0,04 ‰ sur la totalité de la plaine alluviale (Michel, 1968).

A partir de Boghé (à plus de 350 km de l'embouchure), le fond du lit mineur est en dessous du niveau de la mer (fig.6.2- Michel, 1973; Rochette, 1974).

La pente moyenne du plan d'eau est de 0,03 ‰ de Bakel à Boghé et de 0,01‰ dans les environs de Podor (Michel, 1973 ; Thiebaut *et al.*, 1992 ; Bader *et al.*, 2003). Le profil en long présente de nombreux seuils sableux ou rocheux à l'étiage

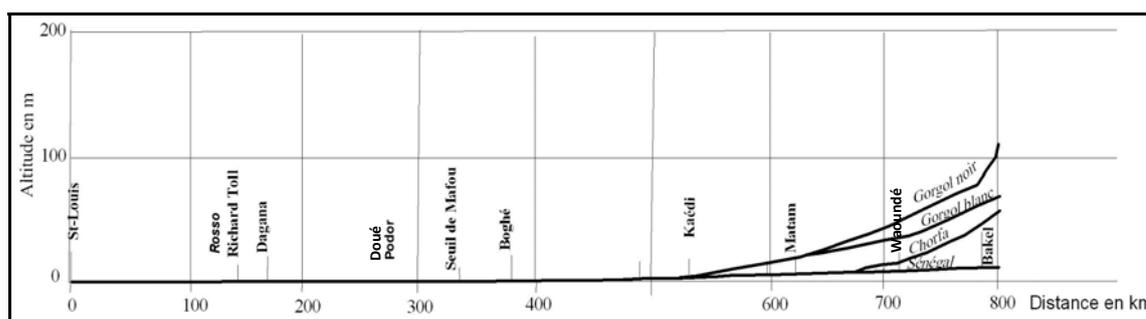


Fig.6.2. Profil en long du fleuve Sénégal en aval de Bakel (d'après, Rochette 1974, modifié).

Selon la morphologie du lit majeur, la vallée est subdivisée en plusieurs ensembles (Kane, 1997). La Haute Vallée (de Bakel à Waoundé) se caractérise par des berges peu développées et de grandes cuvettes plates. La Moyenne Vallée (de Waoundé à Doué) présente des berges bien développées et des cuvettes très plates, le lit mineur y est assez stable. La Basse Vallée (de Doué à Rosso) où les berges sont hautes et les cuvettes profondes; la plaine d'inondation se structure autour d'un micro-relief prononcé. Le Delta commence à partir de Rosso à 165 km de l'embouchure.

Du point de vue morphologique, le Sénégal est un fleuve typiquement alluvionnaire en aval de Bakel. Le lit mineur est du type sinueux, selon Rochette (1974). Il présente une série de méandres qui isolent différentes levées. La largeur du lit mineur change tout au long de la vallée. Elle varie entre 150 et 200 m de Boghé à Podor, tandis qu'un peu plus en aval, vers le Delta, elle peut atteindre 700 m.

Dans le secteur que nous étudions, le lit majeur augmente et le Sénégal se présente sous forme d'un cours d'eau à hydrographie complexe. Il est surtout caractérisé par la multiplication des défluent, chenaux d'inondation et cuvettes, ce qui favorise l'étalement des eaux du fleuve dans cette partie de la vallée où une partie de l'écoulement ne passe pas par le lit mineur.

Sur le plan hydrométrique, la vallée alluviale du Sénégal est, en régime naturel, sous l'influence d'un cycle hydrologique monomodal assujéti au rythme des précipitations saisonnières (Orange & Gac, 1987). La période des hautes eaux s'étend de juillet à octobre avec un maximum entre la dernière quinzaine de septembre et les premiers jours d'octobre. La saison des basses eaux dure de novembre-décembre à mai-juin. La décroissance de l'écoulement est accompagné d'un tarissement régulier voire d'épuisement certaines années, lors desquelles le cours d'eau peut être traversé à gué à plusieurs endroits (Michel, 1973 ; Rochette, 1974 ; Orange & Gac, 1987 ; Dione, 1995 ; Bader, 1997 ; Bader *et al.*, 2003).

Ce régime naturel, qui fut très affecté par un appauvrissement généralisé des ressources en eau lié à la crise climatique des années 70, est artificialisé à la faveur du plan de mise en valeur des ressources en eau du fleuve Sénégal (mise en œuvre de grands aménagements hydroagricoles,- voir synthèse bibliographique). Dans ce contexte le nouveau régime du fleuve est contrôlé avec un soutien ou écrêtement de la crue annuelle (stockages ou lâchés d'eau au barrage de Manantali).

Cette situation affecte le rôle morphogénétique de la crue. En effet le barrage hydroélectrique de Manantali gère environ la moitié des écoulements du fleuve Sénégal qui transitent par Bakel, exutoire du Haut-bassin (Thiebaut *et al.*, 1992 ; Lamagat & Bader, 2004 ; Bader *et al.*, 2006). On peut cependant remarquer que 50% des écoulements restants ne sont pas sous contrôle (notamment le Bakoye et la Falémé). Cette situation peut occasionner des inondations catastrophiques lors d'une année très pluvieuse. Cela fut, par exemple, le cas en 2003 où au mois d'août le débit de la Falémé a atteint $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kaere, 2004). L'amélioration

récente des conditions hydropluviométriques pourrait entraîner une augmentation des crues débordantes.

6.2. Evolution du régime hydrologique du Sénégal

6.2.1. Les données utilisées

Les données hydrologiques relatives à l'écoulement dans la vallée alluviale du Sénégal sont mesurées à différentes stations du fleuve d'amont en aval (fig.6.2), elles sont résumées au tableau 6.1.

Elles proviennent de la Direction de l'Hydraulique du Ministère de l'Hydraulique du Sénégal et du Laboratoire d'Hydrologie de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Dakar. Il s'agit de débits journaliers à Bakel de 1904 à 2002 et de hauteurs d'eau journalières à Podor, Dagana et Rosso, de 1904 à 2002 pour la première station et de 1985 à 2003 pour les deux autres.

Tableau 6.1. Caractéristiques des stations et données utilisées.

Nom	Type	Latitude	Longitude	Altitude	B.V.km ²	Période
Bakel	hydrométrique	14° 54' N	12° 27' W	11m	218 000	1904-2002
Podor	limnimétrique	16°39' N	14°57' W	0 m	266 000	1904-2002
Dagana	limnimétrique	16°31' N	15°30' W	- 0,2 m	268 000	1985-2003
Rosso	limnimétrique	16°30' N	15°48' W	-0,4 m	-	1985-2003

Les échelles limnimétriques des différentes stations ont été modifiées mais les données que nous utilisons ont été ramenées au zéro IGN. Notons que les débits ne sont mesurés qu'à la station de Bakel. Bien que cette dernière soit éloignée de la zone étudiée, l'écoulement de la vallée se réduit à une propagation de ses débits vers l'Océan Atlantique.

Au niveau de la station de Bakel, l'ensemble de l'écoulement transite par le lit mineur. Pour les autres stations, les données disponibles sont les hauteurs d'eau mesurées sur le lit mineur du fleuve, tandis qu'une partie de l'écoulement alimente les différents bras du lit majeur.

Soulignons également que le régime naturel caractérisé par un arrêt de l'écoulement lors des basses eaux pendant les années de sécheresse a été modifié avec la construction des barrages de Diama et de Manantali.

A partir de 1987, les débits et hauteurs journaliers sont reconstitués dans le cadre des études sur la gestion de Manantali et des nouvelles conditions hydrodynamiques liées à l'exploitation du barrage (Bader, 1992 ; Thiebaut *et al.*, 1992 ; Ardoin-Bardin, 2004 ; Hubert *et al.*, 2005, 2007 ; Bader *et al.*, 2006).

De même, avant la mise en service du barrage de Diama (en aval), le niveau de base du fleuve Sénégal correspondait au niveau moyen de la mer. Après la mise en fonction de cet ouvrage, le niveau du plan d'eau à l'étiage, qui est séparé de la mer, dépend du stockage dans la retenue. Selon Thiebaut *et al.* (1992), pour une retenue à la côte zéro, le plan d'eau peut s'étendre jusque 350 km.

6.2.2. Variabilité des débits du Sénégal à Bakel

L'écoulement du fleuve Sénégal a été très affecté par la crise climatique du début des années 70. Le déficit pluviométrique s'est traduit par une diminution de l'importance des crues annuelles. Selon Olivry (1993; 1994; 1996) les régimes hydrologiques des fleuves en Afrique intertropicale tributaires de la façade atlantique du continent (dont le Sénégal) sont particulièrement marqués par un appauvrissement généralisé des ressources hydriques (baisse très sensible de l'hydraulicité des cours d'eau et des hydrogrammes des crues, etc.)

Par ailleurs, Mahé & Olivry (1991) soulignent que les débits sont de bons indicateurs de la variabilité climatique car ils incluent l'ensemble des phénomènes météorologiques et hydrogéologiques de vastes zones géographiques.

On peut également ajouter que Bravard & Petit (1997) indiquent que les débits de crue jouent un rôle morphogénétique important en dynamique fluviale. Nous analyserons ainsi les débits en mettant l'accent sur les échelles temporelles les plus importantes (annuelle, mensuelle et journalière - Oberlin & Hubert, 1999)

6.2.2.1. Répartition interannuelle des débits à Bakel

La longue série de données de débits moyens annuels de la station de Bakel a été soumise à quelques analyses statistiques pour en déterminer les différentes fluctuations. Le test de Pettitt a été appliqué permettant de vérifier si la série chronologique est homogène. Sinon, elle est découpée en sous-séries homogènes.

Ainsi, on met en évidence les ruptures dans les séries hydrométriques. La grande sécheresse qui a attiré l'attention de plusieurs chercheurs (cf. Synthèse bibliographique et chapitre climatique), a conduit à l'utilisation de plusieurs modèles et méthodes dont les tests et procédures de segmentation (Hubert *et al.* 1998, 2005, 2007; Oberlin & Hubert, 1999) pour constater et localiser les singularités ou changements de moyennes dans les longues séries. Nous avons déjà évoqué les caractéristiques et applications de ce test sur les précipitations dans le chapitre climatique.

Les résultats du test de Pettitt (tableau 6.2 et fig. 6.3) nous montrent que la série est jalonnée de périodes déficitaires et excédentaires de durées inégales. On note une première rupture significative à la hausse en 1949 (tableau 6.2). Cette 'cassure' marque le début des années dites humides (50 et 60). La période antérieure a connu des déficits dont l'ampleur est en deçà de celle révélée à la prochaine rupture.

Tableau 6.2. Résultats du test de Pettitt sur les débits de Bakel.

	Alpha	Score	Année	Intervalle
Alpha max	6,521E-08	1644	1969	699,537609
Alpha min	0,999388	-10	1917	-699,537609
Alpha max	0,87381776	81	1906	355,827012
Alpha min	0,0305113	-412	1949	-355,827012
Alpha max	0,29286964	91	1978	115,409366
Alpha min	0,0754802	-132	1993	-115,409366

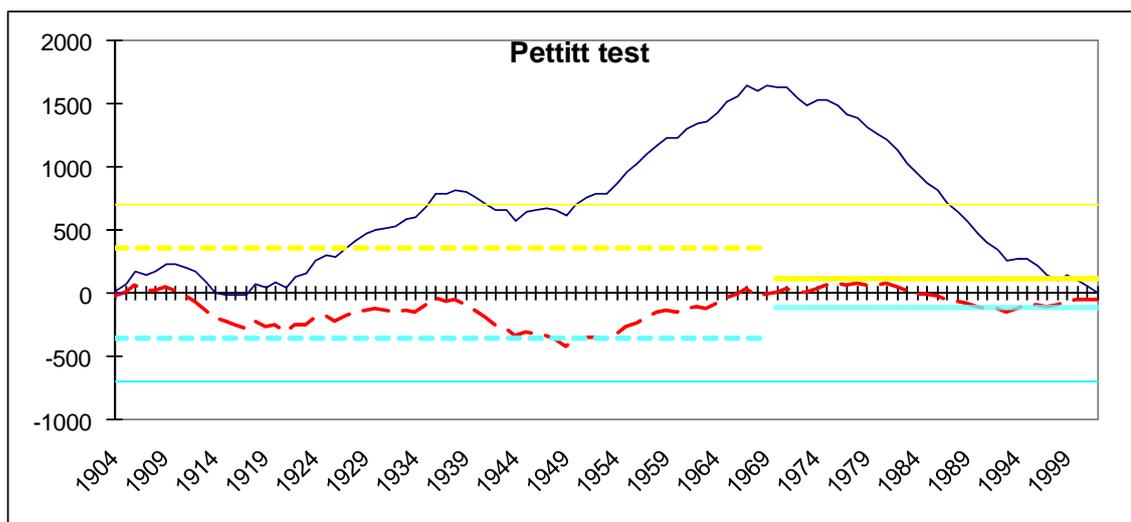


Fig. 6.3. Résultats du test de Pettitt pour la station de Bakel. Les traits épais indiquent les ruptures dans les sous-séries.

La rupture la plus significative souligne une tendance à la baisse qui apparaît en 1969. Celle-ci marque le début de la sécheresse la plus sévère connue au Sahel et dont les effets ont durablement marqué les écosystèmes.

La période actuelle est marquée par une amélioration des conditions hydrométriques. Le test montre une dernière rupture significative, avec une tendance à la hausse en 1993. Cette rupture a été également identifiée par la procédure de segmentation utilisée par Hubert *et al.* (2007) sur les débits du Sénégal.

La signification de cette dernière cassure a fait l'objet de quelques discussions. L'Hôte *et al.* (2002, 2003) soutiennent que la sécheresse des années 70 n'est pas encore terminée, alors que Ozer *et al.* (2003) et Hubert (2005) affirment que statistiquement la sécheresse pourrait avoir pris fin au début des années 90, ce qui est en accord avec les résultats du test de Pettitt.

L'identification de ces ruptures, qui marquent l'alternance de différentes périodes humides et sèches cache cependant d'importantes fluctuations interannuelles (fig.6.4).

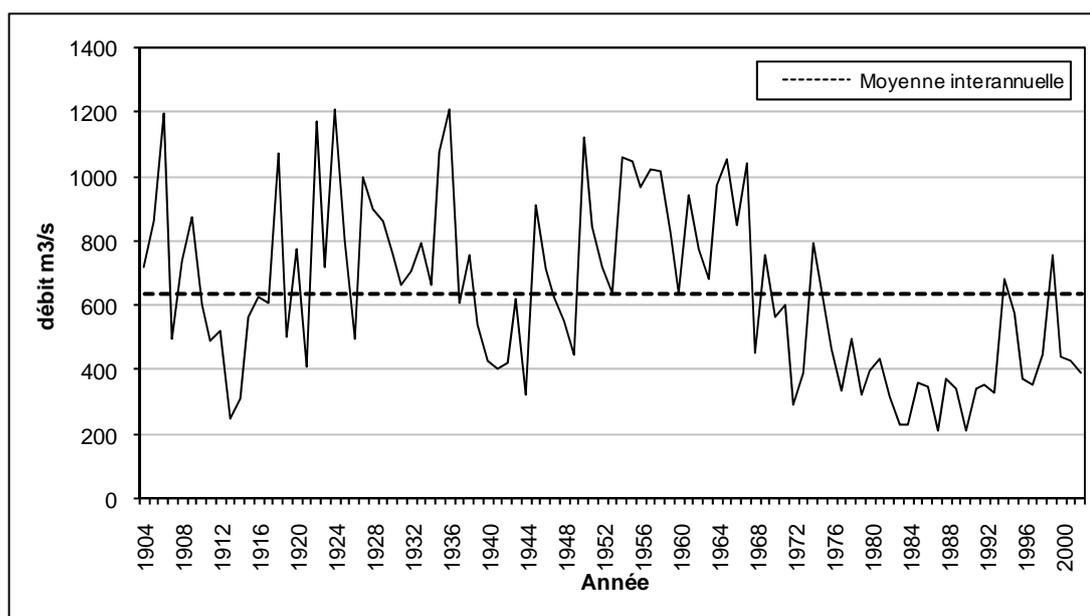


Fig.6.4. Variabilité interannuelle des débits moyens annuels du Sénégal à Bakel 1904-2002.

La figure 6.4 montre une grande variabilité interannuelle des débits que l'on retrouve sur toute la période de référence. Les fluctuations des débits ont mis en évidence des années de très faibles débits (1912, 1943, 1973) et des années où les débits étaient élevés, ainsi que la période des années 70 et 80 où on note un déficit hydrologique prononcé et prolongé. La dernière décennie enregistre une augmentation des débits moyens.

Nous ne reviendrons pas en détails sur ces fluctuations interannuelles qui sont comparables à celles des précipitations interannuelles et qui ont aussi fait l'objet de plusieurs études (cf. synthèse bibliographique).

Par ailleurs, les données de débits moyens annuels de la station de Bakel ont été soumises au filtrage puis à une standardisation selon la méthode de Probst (1989).

Les valeurs annuelles ont été filtrées pour éliminer le 'bruit' lié à la variation annuelle et déterminer clairement les moyennes interannuelles. Le filtrage consiste à extraire une moyenne mobile de 5 ans autour de chaque année, selon la formule :

$$\bar{X} = (X_{i-2} + X_{i-1} + X_i + X_{i+1} + X_{i+2}) / 5$$

où \bar{X} est la valeur de la moyenne filtrée et X_i la valeur de l'année i .

Les valeurs obtenues par filtrage sont ensuite standardisées en calculant le poids de la déviation, selon la formule :

$$(X_i - \bar{X}) / \bar{X}$$

où X_i est le débit moyen annuel de l'année i et \bar{X} , le débit moyen interannuel.

Les résultats de la méthode de Probst (1989) sur les données de la station de Bakel ainsi que la moyenne mobile sur 5 ans sont représentés à la figure 6.5

Ce graphique permet de déterminer plus facilement la succession entre périodes humides et sèches et les différentes tendances. On peut distinguer cinq phases hydroclimatiques principales : trois sèches séparées par deux humides.

Nous constatons que les deux premiers épisodes secs sont brefs, ne dépassant pas six ans environ (1910 -1916 et 1939-1945). Ils sont séparés par de longues phases humides qui ont duré chacune environ une vingtaine d'années.

Cette méthode souligne les caractéristiques de la grande sécheresse hydroclimatique des années 70, notamment sa durée sans équivalence connue depuis le début de la période d'observation. Les débits ont accusé une baisse très sensible au début des années 1970, un déficit très marqué au cours des années 80 où se situent les années les plus sèches et une légère remontée amorcée à partir des années 90.

Cette analyse des débits de la station de Bakel donne des détails qui permettent de compléter les autres méthodes d'études des longues séries chronologiques. La succession des différentes phases est clairement établie. Le test de Pettitt n'avait pas révélé les deux courtes phases sèches que nous avons identifiées avant la première rupture de 1949.

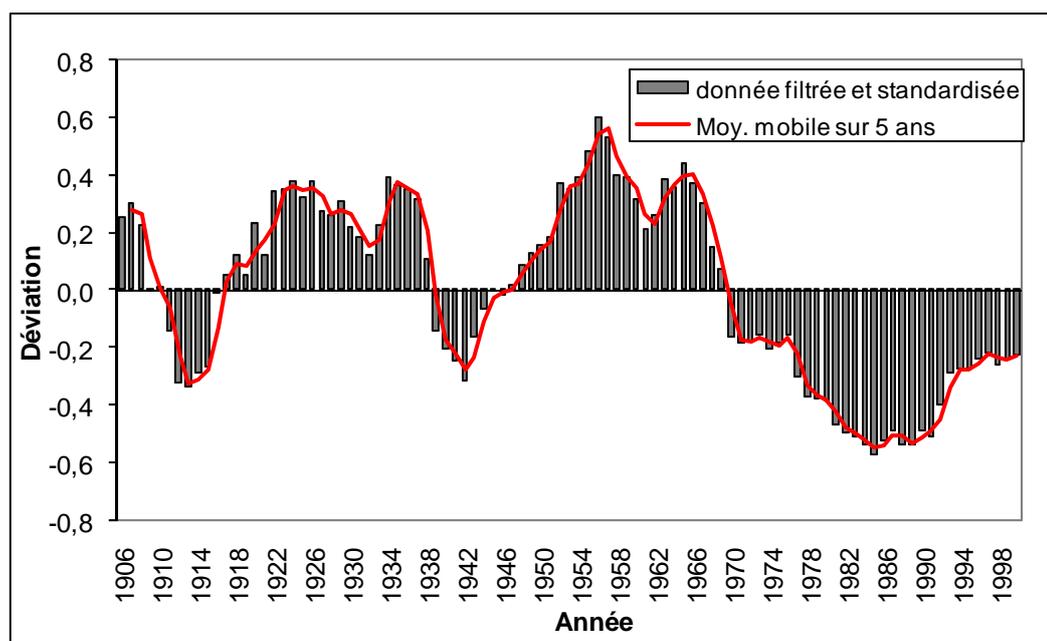


Fig. 6.5. Méthode de Probst (filtrage et standardisation) appliquée aux débits de Bakel 1904-2002.

Nous percevons également que si l'on peut noter une amélioration des conditions hydroclimatiques lors du début des années 90, la situation actuelle n'est pas plus favorable que celle des premières années de la sécheresse. Le retour des débits aux conditions semblables à celles qui ont prévalu avant la sécheresse n'est pas clairement établi.

La distribution mensuelle des débits moyens confirme cette tendance, ce qui pourrait nuancer les affirmations de Hubert *et al.* (2005; 2007).

6.2.2.2. Evolution des débits moyens mensuels à Bakel

Les débits moyens mensuels de la station de Bakel ont été subdivisés en trois sous-périodes pour en appréhender l'évolution dans le temps (fig. 6.6). Le choix de la première sous-période est dicté par la rupture à la hausse individualisée par le test de Pettitt avant la grande sécheresse. La deuxième correspond à la phase la plus aiguë de la sécheresse sous régime naturel. La dernière se présente sous le double signe d'une amélioration des conditions climatiques et de l'artificialisation du régime du fleuve.

La figure 6.6 montre que l'occurrence des débits les plus importants se présente au coeur de la saison pluvieuse avec un léger décalage par rapport aux précipitations annuelles.

La figure 6.6 révèle également que, quelles que soient les périodes considérées, le mois de septembre totalise les débits moyens mensuels les plus élevés. La comparaison entre les différentes sous-périodes montre une baisse très importante des modules depuis la période humide des années 60. Les débits moyens du mois de septembre enregistrent pratiquement une baisse de moitié de leur importance à partir de la sécheresse des années 1970.

La période actuelle est surtout marquée par le relèvement des débits moyens de la saison non pluvieuse. Ce qui est dû aux effets de l'exploitation des barrages : les lâchés d'eau lors de l'étiage et la retenue à Diama permettent de maintenir un écoulement en saison sèche.

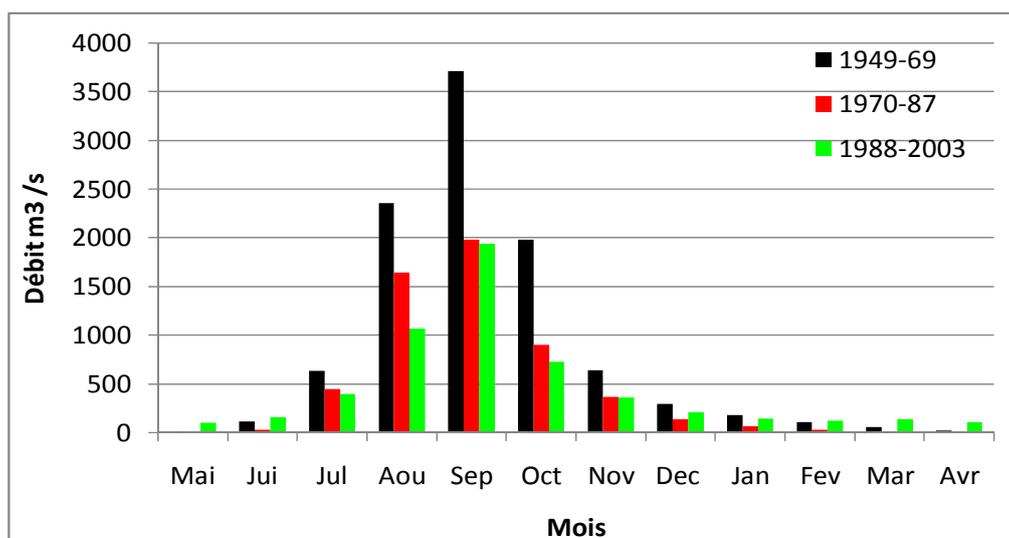


Fig. 6.6. Répartition mensuelle des modules du Sénégal à Bakel 1949-2003.

La période actuelle est surtout marquée par le relèvement des débits moyens de la saison non pluvieuse. Ce qui est dû aux effets de l'exploitation des barrages : les lâchés d'eau lors de l'étiage et la retenue à Diama permettent de maintenir un écoulement en saison sèche.

6.2.2.3. L'évolution des débits journaliers à Bakel

La longue série de débits journaliers de la station de Bakel est représentée sur la figure 6.7. La méthode de représentation utilisée est une extrapolation au plus proche voisin à l'aide du logiciel *Surfer*. Ainsi tous les débits journaliers $\geq 500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ont pu être figurés sur le graphique.

L'examen de la figure indique une grande variabilité interannuelle des débits journaliers. Les débits journaliers élevés qui dépassent $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ qui étaient plus fréquents jusqu'aux environs des années 1968 sont devenus très rares après cette date, à cause surtout de la sécheresse des années 70 et 80 d'une part, et de l'écrêtement des crues après la mise en service des barrages en 1987.

La période de la grande sécheresse se manifeste par l'occurrence des plus faibles débits qui sont relevés surtout dans la décennie 80. Nous constatons également un rétrécissement de la saison des hautes eaux depuis le début de cette période.

La situation actuelle, marquée par une amélioration des conditions hydroclimatiques et une artificialisation du régime du fleuve Sénégal se manifeste par le retour de débits journaliers plus importants.

Les débits de l'année hydrologique 1999-2000 (qui commence au mois de mai de la première année civile et se termine au mois d'avril de la seconde année) sont considérés comme les plus élevés pour la période de référence depuis les années 1974.

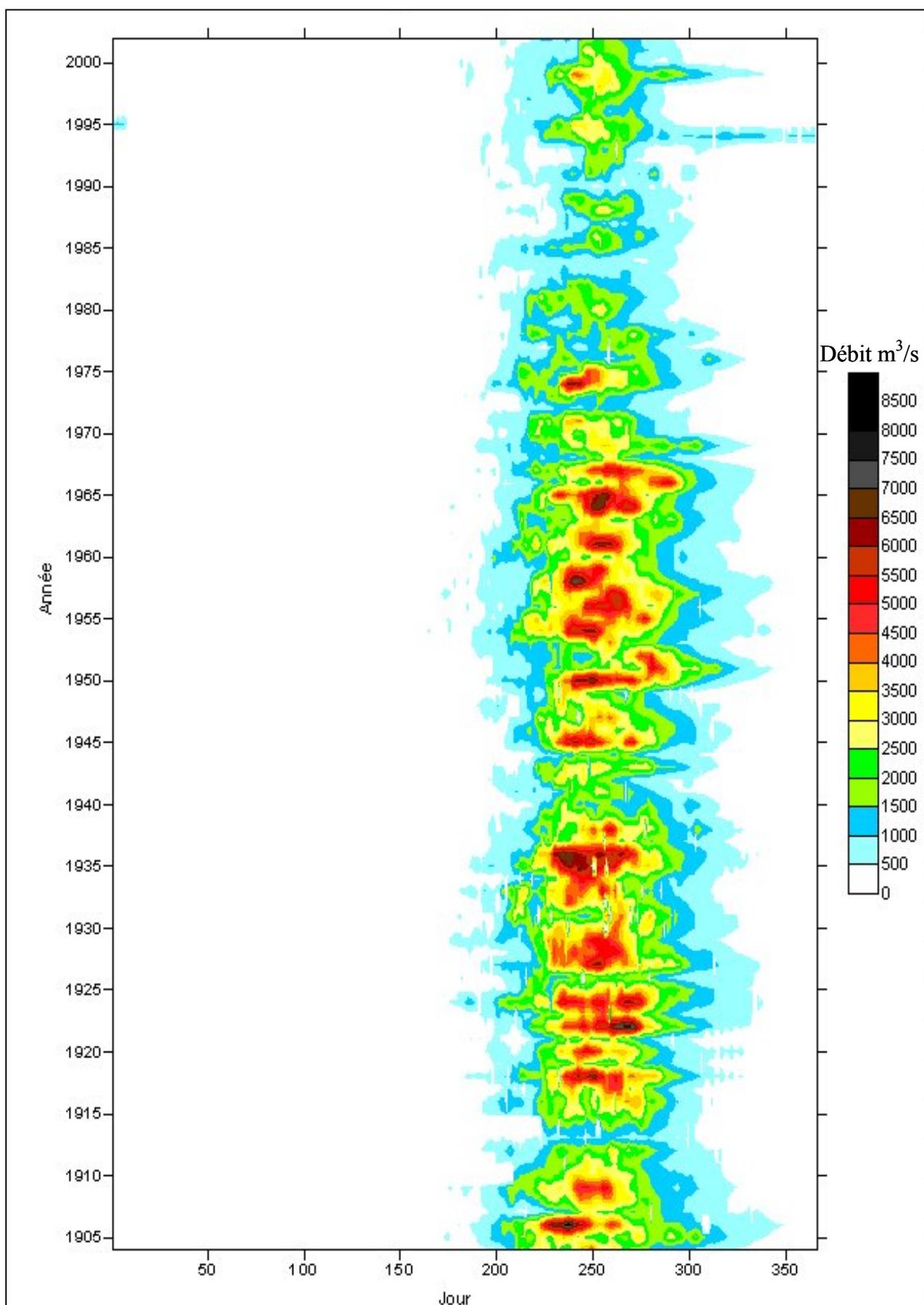


Fig.6.7. Débits journaliers de la station de Bakel 1904-2002.

La figure 6.8 montre les débits journaliers des sept dernières années. L'année hydrologique 1999-2000 y est caractérisée par une plus grande occurrence des débits journaliers élevés notamment ceux supérieurs à 2000 et à 3000 m³/s⁻¹.

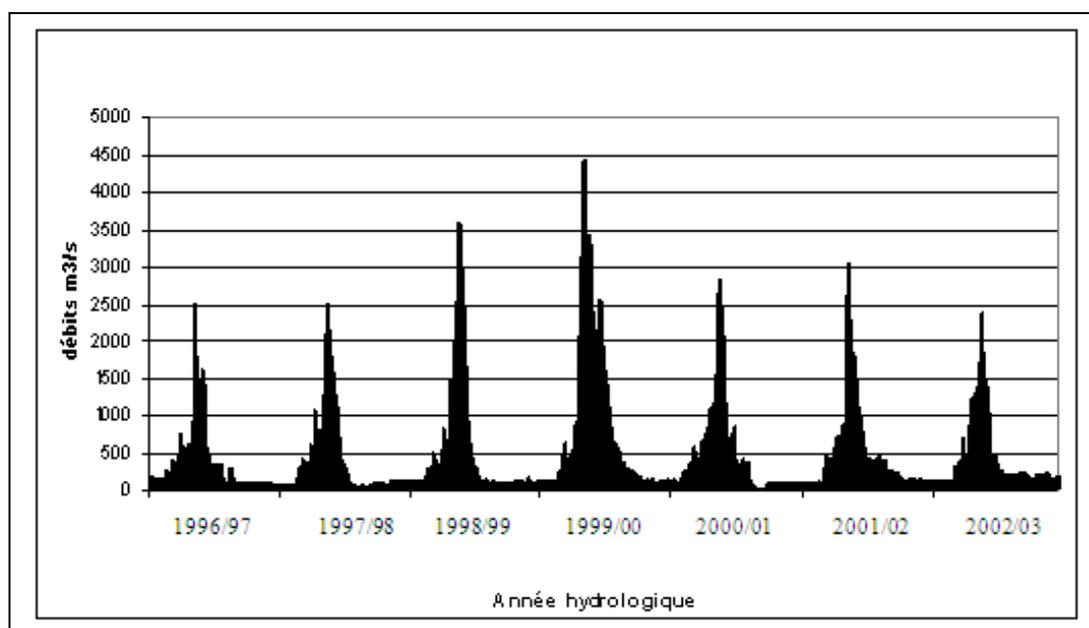


Fig. 6.8 Variabilité des débits journaliers de la période récente.

6.2.2.4. Analyse des débits maximums journaliers

L'étude des débits maximums journaliers est importante en dynamique fluviale car ils jouent un rôle considérable dans l'évolution des lits. Nous avons choisi d'analyser les débits exceptionnels qui déterminent l'inondation des lits majeurs et commandent le rôle géomorphologique des crues (Bravard & Petit, 1997).

Les données que nous prenons en considération sont le plus fort débit moyen journalier de chaque année de la série (série annuelle – Assani *et al.*, 1999).

L'observation de la figure 6.9 et du tableau 6.3 montre une grande variabilité interannuelle des débits maximums annuels. La superposition de la courbe des maxima journaliers avec celle des modules annuels montre qu'en général les années les plus déficitaires enregistrent également les maximums les plus faibles.

Les maximums révèlent pratiquement les mêmes tendances que les moyennes annuelles des précipitations et des débits, c'est-à-dire une péjoration hydroclimatique amorcée à la fin des années 60 et qui s'est poursuivie durant les décennies 70 et 80. L'effet de l'écrêtement des barrages, à partir de 1987, est plus sensible sur les hauteurs d'eau surtout lors des périodes d'étiage.

Les observations des maxima lors de la période récente (individualisée par la rupture décelée sur le test de Pettitt) indiquent que l'année 1999 connaît le maximum le plus élevé depuis 1975 (Fig. 6.9). L'inondation lors de cette année fut très importante voire exceptionnelle et a causé de nombreux dommages aux populations de la vallée. L'image satellitale Landsat ETM+ du 13/11/1999 en donne l'extension dans le lit majeur (fig. 6.10).

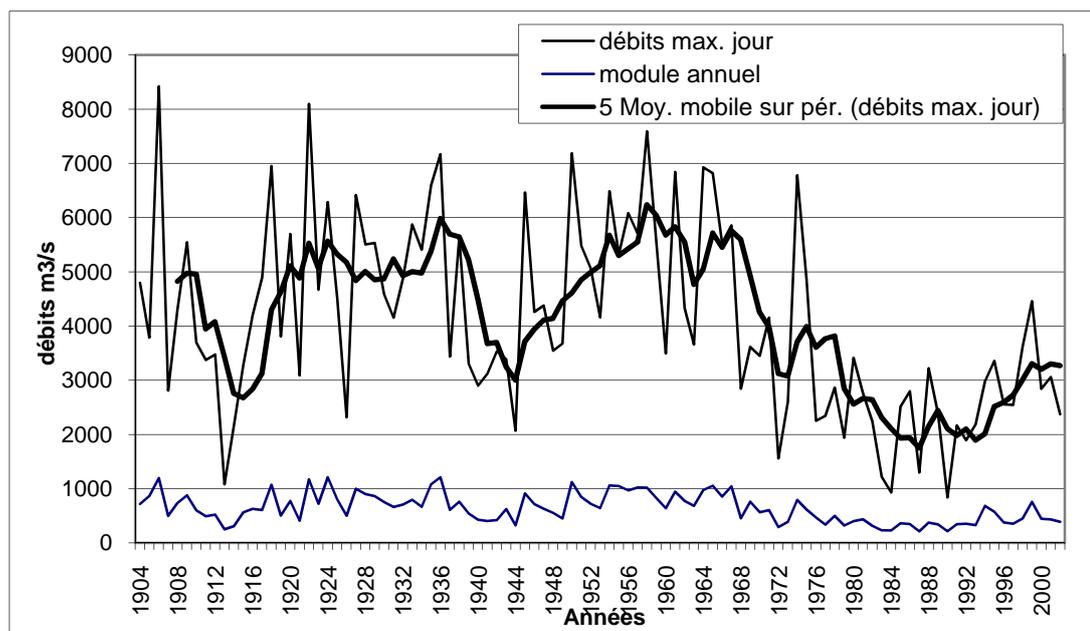


Fig. 6.9. Evolution du débit maximum journalier du module et de la moyenne mobile sur 5 ans.

Tableau 6.3. Débits maxima journaliers à la station de Bakel de 1904 à 2002 (m^3/s^{-1}).

1904	4793,00	1929	5529,90	1954	6485,70	1979	1938,40
1905	3783,80	1930	4584,50	1955	5321,70	1980	3410,20
1906	8418,70	1931	4151,90	1956	6082,20	1981	2764,30
1907	2808,10	1932	4872,20	1957	5701,70	1982	2235,70
1908	4311,30	1933	5872,10	1958	7589,00	1983	1217,10
1909	5540,90	1934	5407,40	1959	5518,70	1984	928,20
1910	3693,50	1935	6594,50	1960	3493,20	1985	2513,30
1911	3373,00	1936	7166,00	1961	6841,80	1986	2796,20
1912	3472,00	1937	3434,20	1962	4327,70	1987	1295,10
1913	1078,20	1938	5620,90	1963	3657,00	1988	3220,50
1914	2172,00	1939	3302,00	1964	6926,10	1989	2386,50
1915	3280,10	1940	2897,00	1965	6817,00	1990	837,18
1916	4198,40	1941	3118,10	1966	5528,80	1991	2165,70
1917	4894,70	1942	3533,90	1967	5854,30	1992	1890,80
1918	6949,40	1943	3382,70	1968	2843,50	1993	2184,70
1919	3806,20	1944	2067,80	1969	3613,20	1994	2978,60
1920	5693,90	1945	6461,00	1970	3447,80	1995	3356,00
1921	3085,20	1946	4257,20	1971	4152,90	1996	2554,60
1922	8095,40	1947	4377,50	1972	1555,90	1997	2542,00
1923	4667,10	1948	3544,30	1973	2603,60	1998	3619,20
1924	6284,30	1949	3675,20	1974	6778,50	1999	4454,70
1925	4506,90	1950	7184,10	1975	4852,30	2000	2839,60
1926	2313,90	1951	5476,30	1976	2249,90	2001	3057,30
1927	6414,40	1952	5065,40	1977	2341,10	2002	2371,10
1928	5504,60	1953	4157,60	1978	2859,30		

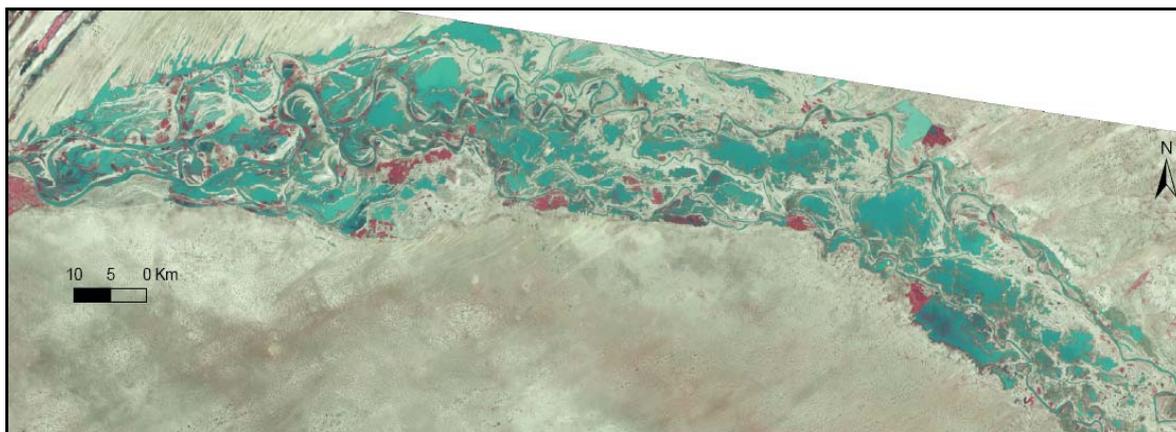


Fig. 6.10. Extension de l'inondation de 1999 dans le lit majeur du Sénégal (composition fausses couleurs image Landsat ETM+ du 13/11/1999).

Les débits maxima de la station de Bakel ont été par ailleurs soumis à la loi de Gumbel. Cette dernière, qui demeure un moyen assez fiable pour l'estimation de la récurrence (Bravard & Petit, 1997), nous permettra de cerner la périodicité des débits exceptionnels.

Les résultats de l'ajustement de Gumbel sont présentés à la figure 6.11 et au tableau 6.4. Ils indiquent les débits qui correspondent à différentes périodes que nous avons définies.

Ces valeurs ont été obtenues par l'utilisation du logiciel HYDROLAB développé par Laborde en 1988, qui permet la mise en œuvre de plusieurs ajustements et fonctions statistiques. Ces récurrences ont été calculées sur les périodes 1904-1969 (fig. 6.11a - avant la grande sécheresse) et 1970-2002 (début de la période sèche- fig. 6.11b), selon le procédé de Van der Made (décrit par Assani *et al.*, 1999).

On note ainsi une différence entre les deux périodes, qui apparaît également sur les débits à pleins bords théoriques étudiées par Kaere (2004) qui tournent autour de $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ (récurrence de ± 3 ans) lors de la phase sèche et qui étaient largement supérieures à cette valeur lors de la phase humide (selon la valeur où se présente la rupture et qui indiquerait le débordement généralisé du cours d'eau dans sa plaine d'inondation (Bultot & Dupriez -1976, cités par Assani *et al.*, 1999).

Les récurrences des débits présentés au tableau 6.4 sont estimées pour la dernière période. Elles traduisent mieux la situation de l'année hydrologique 1999-2000.

Le choix de la période (1970-2002 pour l'application de la loi de Gumbel est motivé par le fait que la prise en compte des années où les débits étaient beaucoup plus importants fausse l'ajustement car on note une modification des débits à plein bords entre les deux périodes (fig. 6.11).

Les changements intervenus dans l'abondance des crues mettent en évidence une limite de la loi de Gumbel. En effet si l'on prend en compte toute la période d'observation ou alors du début jusqu'aux années 70 ou 80, les crues de la période récente, comme celle de 1999 auront une récurrence inférieure à 3 ans. Rochette (1974) qui traitait des données de la même station vers la fin des années 60, montrait que le débit de crue décennale était de $7140 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alors que la centennale était de $9825 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ce qui entraînerait une forte sous-estimation de la période de retour des débits de crue actuels.

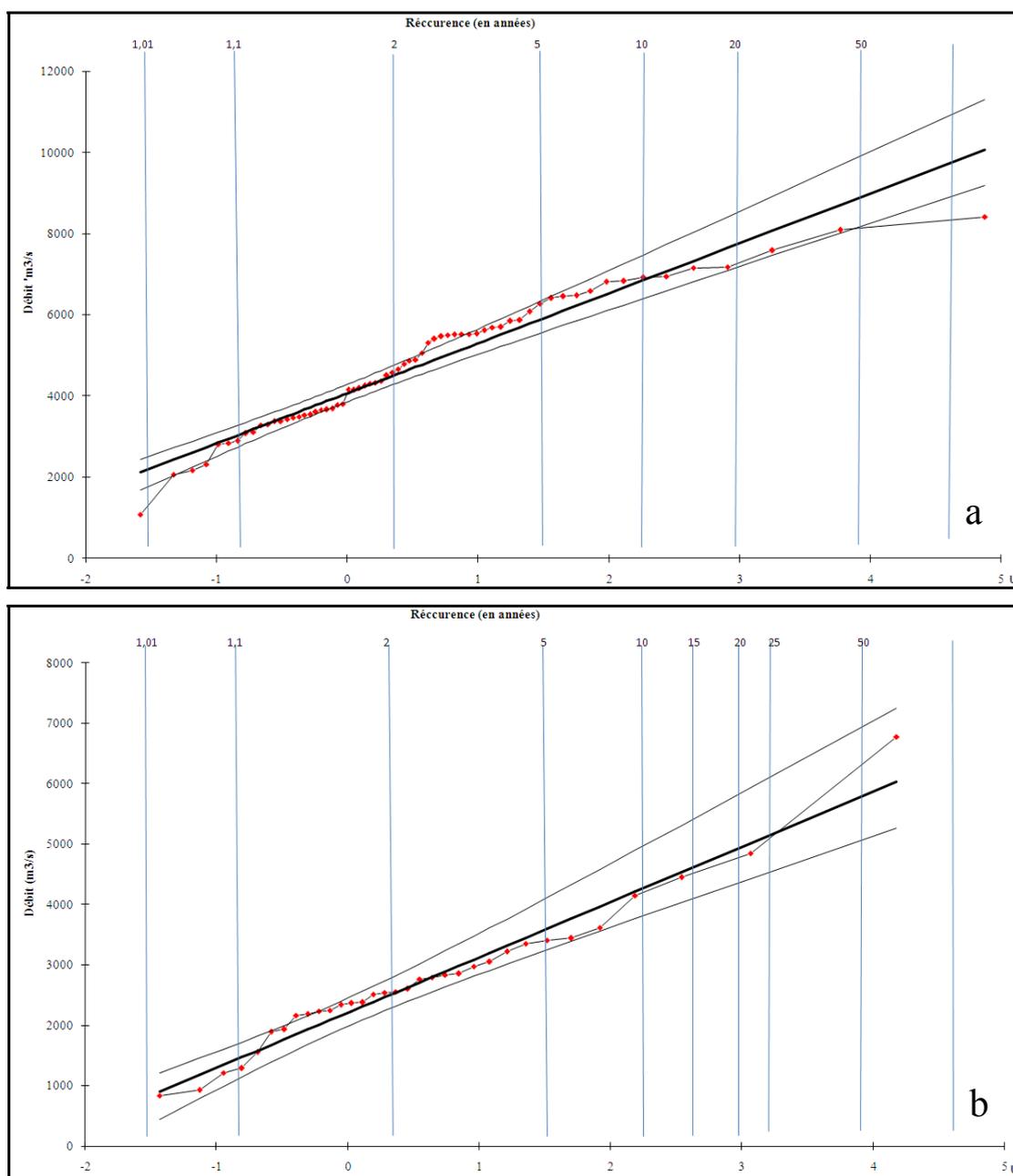


Fig. 6.11. Ajustement des débits maximaux du Sénégal (à Bakel) à la loi de Gumbel pour les périodes 1904-1969 (a) et 1970-2002 (b).

Tableau 6.4. Débits estimés des crues selon leurs périodes de retour.

<i>Période de retour</i>	<i>Débit estimés (m³/s)</i>
1,01	814,80
1,1	1448,77
2	2546,82
5	3583,48
10	4269,84
15	4610,83
20	4928,21
25	5137,05
50	5780,42
100	6419,00

Les récurrences des événements exceptionnels ont été, en outre, classées par Vandiepenbeeck (2006) qui définit des niveaux d'anormalité des phénomènes selon les périodes de retour de 6, 10, 30 et 100 ans (tableau 6.5).

Tableau 6.5. Définitions des niveaux d'anormalité selon Vandiepenbeeck (2006).

Niveaux d'anormalité :	Phénomène égalé ou dépassé en moyenne une fois tous les	Valeur en m ³ /s
anormal	6 ans	3768
très anormal	10 ans	4269
exceptionnel	30 ans	5306
très exceptionnel	100 ans	6419

Selon ce classement, les débits maxima de la station de Bakel se situent dans le niveau 'normal'. Car seul le débit de 1974 serait très exceptionnel (récurrence de plus de 100 ans). Les débits enregistrés depuis 1970 connaissent en général une période de retour qui n'excède pas les cinq ans, comme le montre le tableau 1.7, sauf 1971 (récurrence > à 8 ans), 1974 (> 100 ans) et 1999 (> 12 ans).

L'application de la loi de Gumbel indique que les débits journaliers de la période actuelle ne sont pas exceptionnels. Les impacts de la crue de 1999, qui est estimée être d'une fréquence de plus ou moins 12 ans, ont pu être amplifiés par les actions anthropiques qui ont perturbé le système d'inondation du lit majeur (Sandholt *et al.* (2003). L'ampleur de l'inondation laisse supposer que c'est moins le débit journalier maximum que le nombre de jours avec des débits élevés qui influence l'inondation du lit majeur en aval de Bakel.

La faiblesse de l'écoulement qui s'est manifestée par la diminution du nombre d'occurrences de la crue décennale lors de la période sur laquelle la loi de Gumbel a été appliquée expliquerait l'absence de changement dans le tracé des cours d'eau que nous avons mis en évidence par imagerie satellitale (Niang, 2000).

Dans la vallée alluviale, depuis la mise en service des barrages de Diama et Manantali, la variation de la hauteur d'eau joue un rôle important dans l'inondation du lit majeur. Les hauteurs limnimétriques ont été sensiblement modifiées par l'artificialisation du régime du Sénégal.

6.2.3. Les hauteurs limnimétriques du Sénégal

L'analyse du régime des hauteurs limnimétriques dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal présente une importance capitale pour la gestion des inondations du lit majeur. L'écoulement naturel est très variable, avec une très forte amplitude de la crue annuelle. Mais ces conditions sont modifiées depuis la mise en place des aménagements hydroagricoles.

Nous nous intéresserons ici à la variabilité interannuelle et journalière des hauteurs d'eau pour différentes stations de la vallée.

Notons cependant que, même si les différentes hauteurs limnimétriques ont été calées sur le zero IGN, leur comparaison dans le temps et dans l'espace devrait tenir compte des

changements intervenus au niveau du lit mineur (recul des berges, sédimentation dans le lit, etc.).

6.2.3.1. Evolution interannuelle des hauteurs d'eau

Les hauteurs d'eau annuelles du fleuve Sénégal sont tributaires des précipitations dans le haut bassin. Les longues séries de hauteurs moyennes annuelles enregistrées à la station de Podor et de Bakel ont connu d'importantes fluctuations interannuelles, comme le montre la figure 6.12.

La comparaison des courbes des deux stations souligne une évolution similaire des crues sous le régime naturel (jusqu'en 1987).

Cependant, l'observation de la figure 6.12 montre que les hauteurs limnimétriques moyennes et les débits n'évoluent pas de la même façon à la station de Bakel.

On constate ici que les hauteurs enregistrées en 1999 (où il y a une inondation très importante du lit majeur –fig.6.10) sont plus élevées que celles relevées depuis le début des années 60, cela traduit mieux la situation de cette année 1999.

Or, l'analyse des débits indique que lors de la décennie 60, plusieurs années présentent des débits moyens supérieurs à ceux de l'année 1999 (cf. fig. 6.4), alors que dans la vallée du Sénégal la seule inondation plus importante connue était celle de 1950.

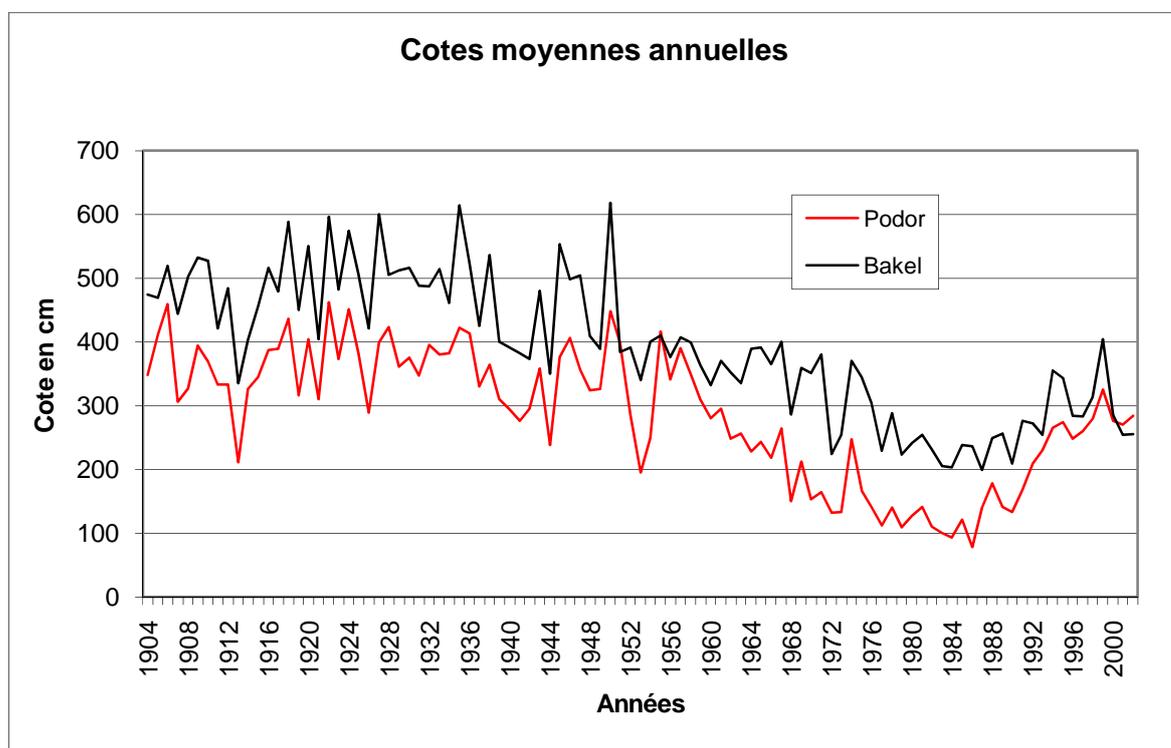


Fig. 6.12. Cotes moyennes annuelles du Sénégal à Bakel et Podor.

Il ressort de la comparaison entre les hauteurs moyennes de Bakel et de Podor que les cotes maximales et minimales de la série ne surviennent pas les mêmes années.

A la station de Bakel, les hauteurs limnimétriques les plus élevées ont été mesurées en 1950 (618 cm) et en 1935 (614 cm), tandis qu'à Podor elles ont été observées en 1922 (462 cm) et en 1906 (459 cm). L'année 1999 a connu au niveau des deux stations les hauteurs plus importantes depuis 1957.

Les années des minima se situent en général dans la décennie 80. Bakel présente un minimum en 1987 (199 cm) et en 1990 (209) tandis que, pour Podor, il s'agit des années 1986 (78cm) et 1984 (93 cm).

La méthode de détection des ruptures (test de Pettitt, décrit plus haut) a été appliquée aux données des deux stations. Les résultats sont différents de ceux des précipitations et des débits et les deux stations ne présentent pas les mêmes années de rupture. Le test ne montre pas de rupture tendancielle à la hausse avant le début des années 90.

Les premières ruptures significatives apparaissent vers la fin des années 30. On observe une cassure significative avec une tendance à la baisse pour la station de Podor en 1936 et pour Bakel en 1938.

La fin des années 60 est également marquée par des ruptures très significatives avec des tendances à la baisse (1958 à Bakel et 1959 à Podor). La dernière période déficitaire commence en 1967 à Podor tandis qu'à Bakel elle survient seulement à partir de 1976.

La période récente, où on note un retour à de meilleures conditions d'écoulement et une artificialisation du régime du Sénégal, est mise en évidence par une rupture très significative avec une tendance à la hausse pour la station de Podor en 1991. Tandis qu'à Bakel, on n'observe qu'une rupture peu significative en 1993.

Les données des deux stations ont été également soumises au filtrage de Probst (1989) décrit plus haut. Les résultats sont présentés à la figure 6.13.

L'examen de la figure 6.13 permet d'identifier les différentes phases de variation des hauteurs d'eau du fleuve Sénégal pour les stations de Podor et Bakel.

On constate une différence d'évolution entre les cotes moyennes annuelles et les débits. Les déficits sont moins marqués du début des observations jusqu'aux années 50 et 60. On note seulement lors de cette période, des phases de quelques années où les hauteurs sont moins importantes.

Par contre la phase de baisse commence dès le début des années 50 à Bakel et atteint son paroxysme dans la décennie 80 pour s'atténuer lors des années 90. A Podor, elle débute avec les années 60 pour connaître sa phase la plus aigue dans les années 80.

La période actuelle se caractérise par un retour des hauteurs d'eau plus importantes, surtout pour la station de Podor.

Ce dynamisme est favorisé par des précipitations plus abondantes mais aussi par l'artificialisation du régime hydrologique du fleuve. La retenue de Diama dont l'effet est perceptible sur les mesures à Podor permet de maintenir un niveau d'eau plus élevé. Ainsi les cours d'eau qui pouvaient être traversés à gué à certains endroits en régime naturel conservent leurs eaux toute l'année grâce aux lâchés d'eau du barrage de Manantali et à la retenue de Diama.

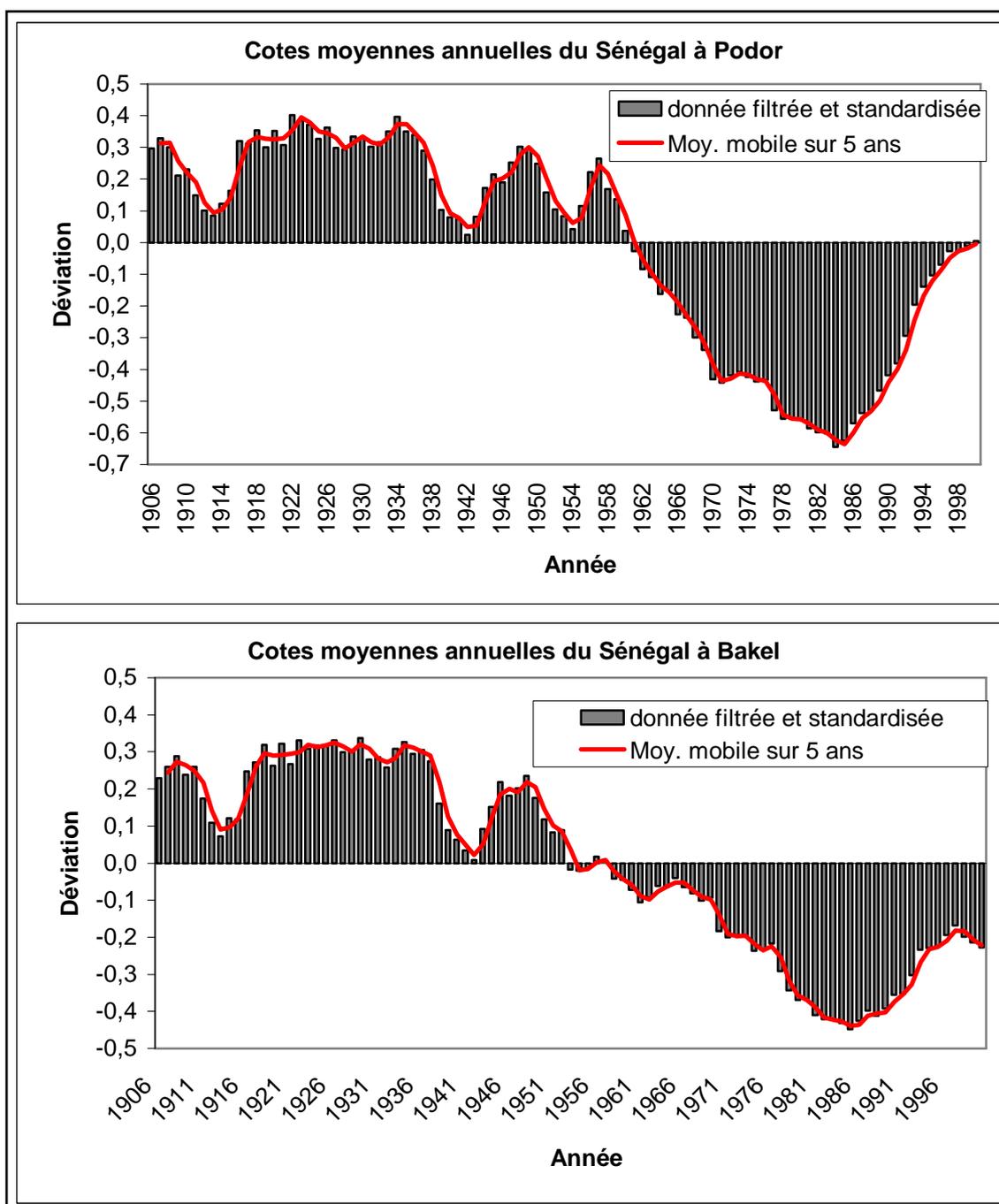


Fig.6.13. Méthode de Probst (1989) appliquée aux cotes moyennes annuelles de Podor et Bakel.

6.2.3.2. Distribution des hauteurs d'eau journalières

La série des cotes moyennes journalières de Podor et Bakel est représentée sur les figures 6.14 et 6.15. La méthode de représentation est la même que celle utilisée pour les débits de Bakel. Les figures 6.14 et 6.15 illustrent les grandes tendances ainsi que la variabilité saisonnière et interannuelle des hauteurs d'eau journalières des stations.

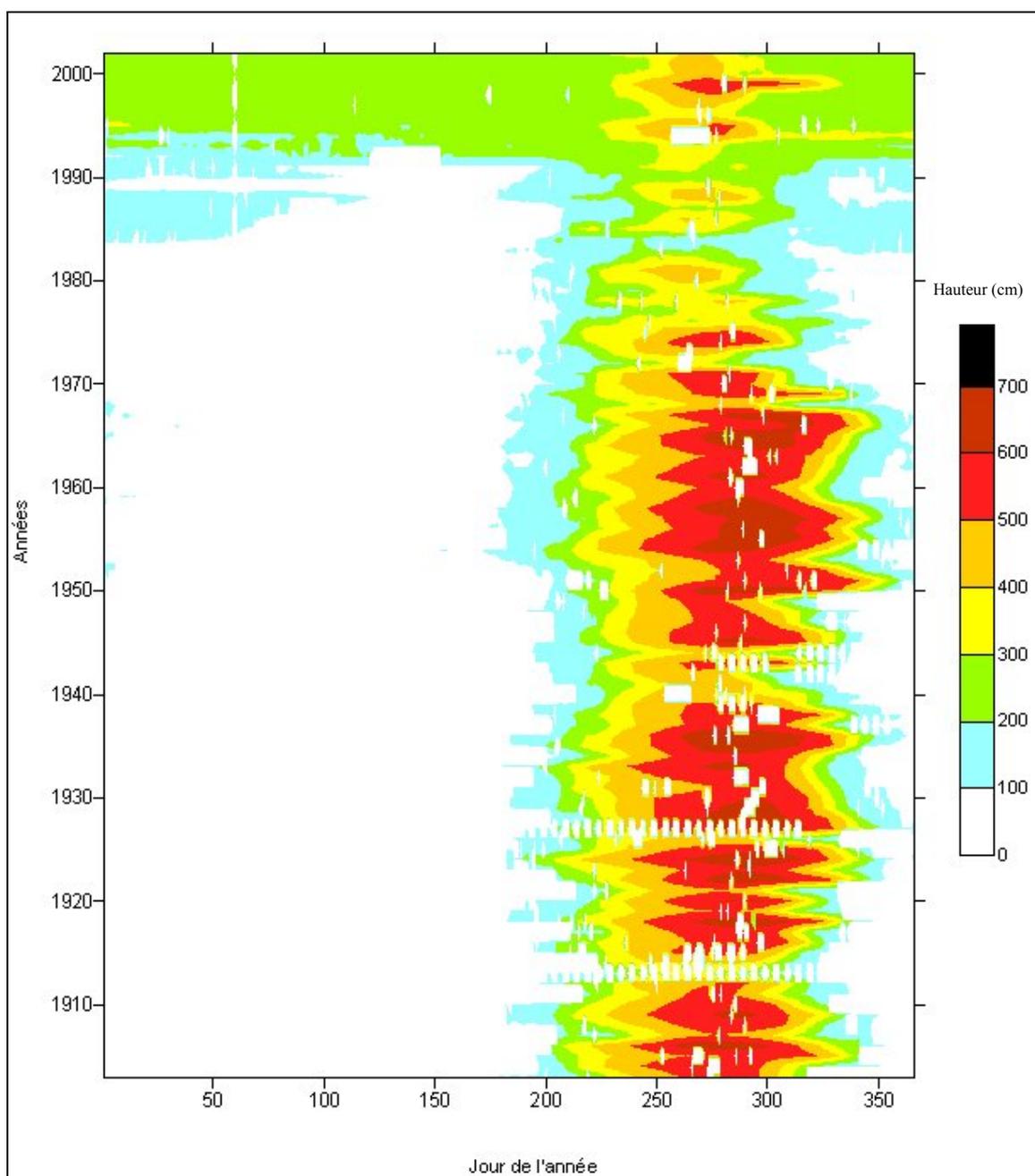


Fig. 6.14. Cotes moyennes journalières à Podor 1903-2002

On peut relever essentiellement trois phases. La première correspond à la période humide où les niveaux d'eau étaient plus élevés, l'extension maximum des inondations du lit majeur a été observée lors cette époque. La seconde est celle de la sécheresse où les hauteurs étaient moins importantes. L'étude statistique de l'inondation du lit majeur dans le cadre du programme d'optimisation de la gestion des réservoirs de l'OMVS a été réalisée lors de cette période, selon Lamagat & Bader (2004). La troisième phase témoigne d'un retour à des conditions hydrologiques plus favorables.

Lamagat & Bader (2004) se sont basés sur les données de cette dernière phase pour réaliser une modélisation de la mise en eau du lit majeur. Une correspondance est notamment établie entre la hauteur d'eau à la station de Podor et la surface maximale inondée dans le lit majeur.

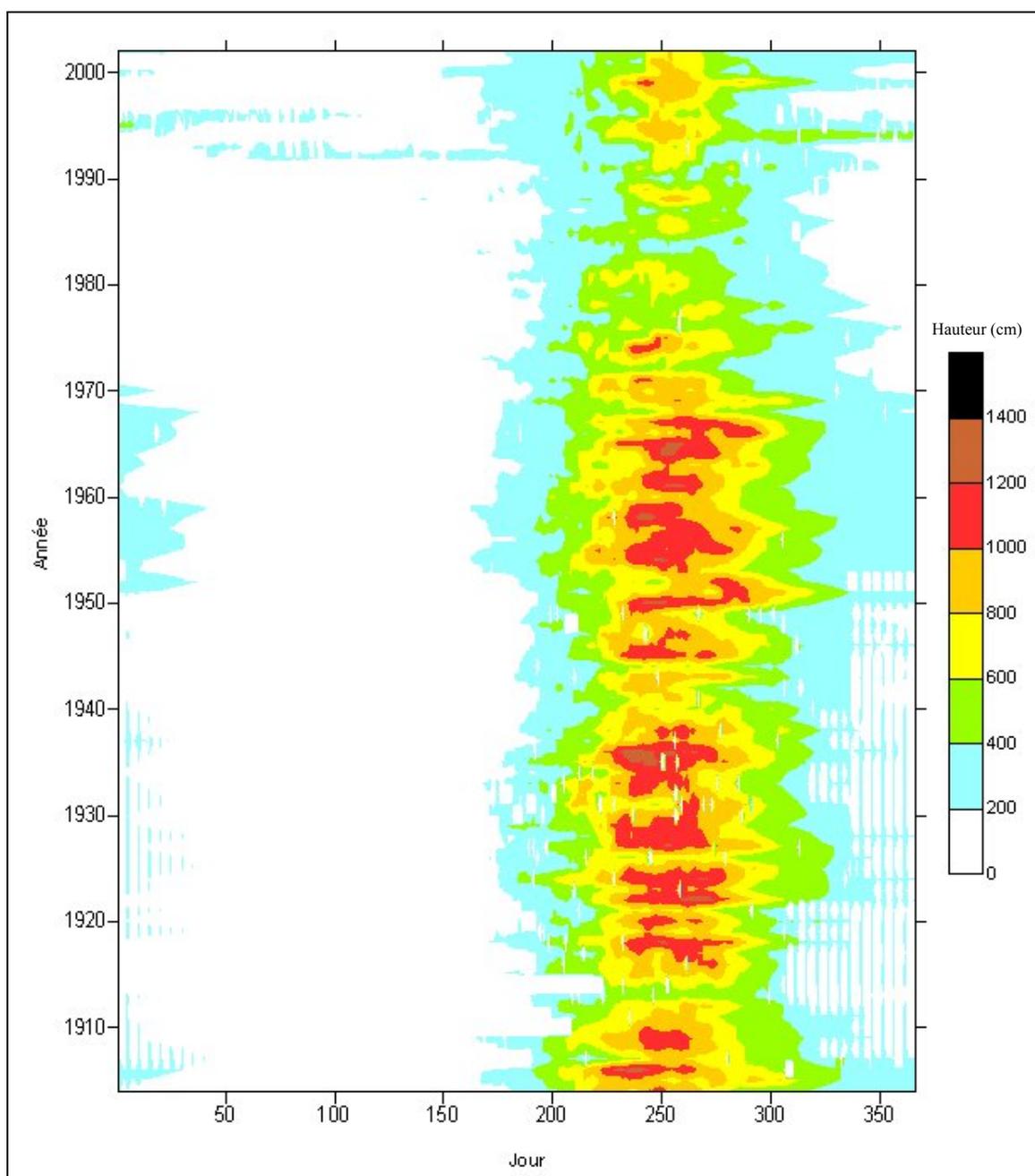


Fig. 6.15. Cotes moyennes journalières à Bakel 1904-2002.

La gestion des ressources en eau lors de la période récente est surtout matérialisée par l'observation des cotes journalières à la station de Podor. Les années 90 se caractérisent par la présence d'un niveau d'eau relativement important durant toute l'année (fig.6.14). Ceci est favorisé par le maintien quasi permanent de la cote du barrage de Diama à 2, 15 m (Lamagat & Bader, 2004).

Cette situation concerne également et surtout les stations situées en aval de Podor (Dagana et Podor). La figure 6.16 montre une augmentation très sensible du niveau d'eau à Dagana et Rosso depuis 1987. La cote de 1999 apparaît comme la plus élevée de la série des années 90.

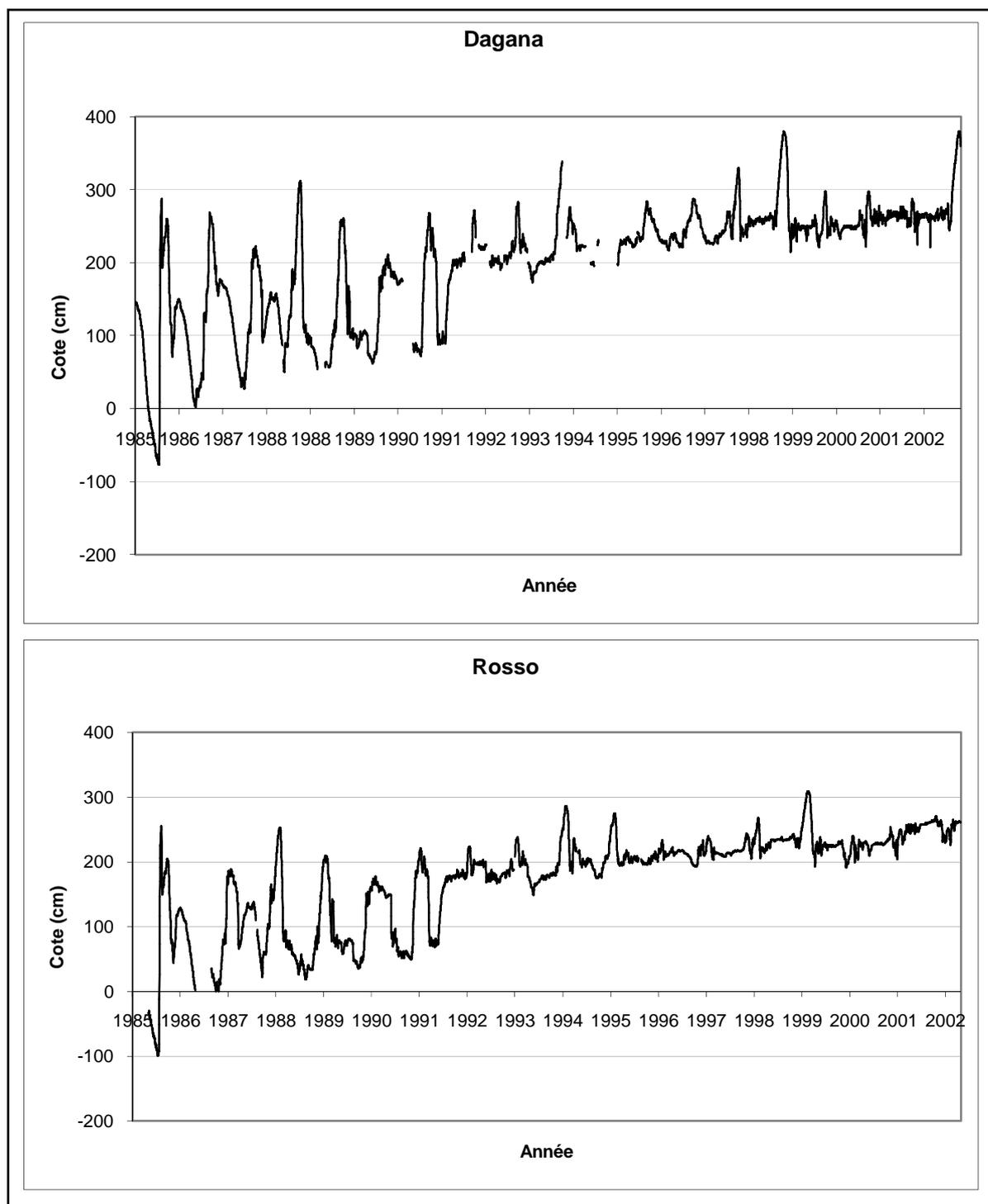


Fig. 6.16. Hauteurs d'eau journalières à Dagana et à Rosso.

Les hauteurs d'eau maximales journalières à Bakel et Podor ont été, par ailleurs, étudiées (fig.6.17). Les courbes de la figure 6.17 révèlent une grande variabilité interannuelle des maxima. Les moyennes mobiles sur 5 ans montrent les mêmes tendances pour les deux stations. On peut identifier les différentes périodes sèches et la grande sécheresse des années 70 où les maxima sont très faibles.

Ces hauteurs montrent une distribution différente de celle des cotes moyennes annuelles et/ou journalières. La hauteur des eaux en 1999 n'est pas la plus élevée de la décennie 60. Les hauteurs limnimétriques de 1974 dépassent d'ailleurs celles de l'année 1999. Les inondations

lors de cette année pourraient s'expliquer par la modifications des conditions hydrodynamiques lors de la période actuelle (régime artificialisé, anthropisation, sédimentation, etc.).

La propagation de la crue est très variable d'une année à l'autre. Les cotes maximales se présentent à la station de Bakel en général entre la fin du mois d'août et le début du mois de septembre et à Podor entre la mi-septembre et la mi-octobre. Si l'on prend en compte l'occurrence de la cote maximale en identifiant sa date d'observation, on se rend compte que la vitesse de propagation est très variable d'une année à l'autre.

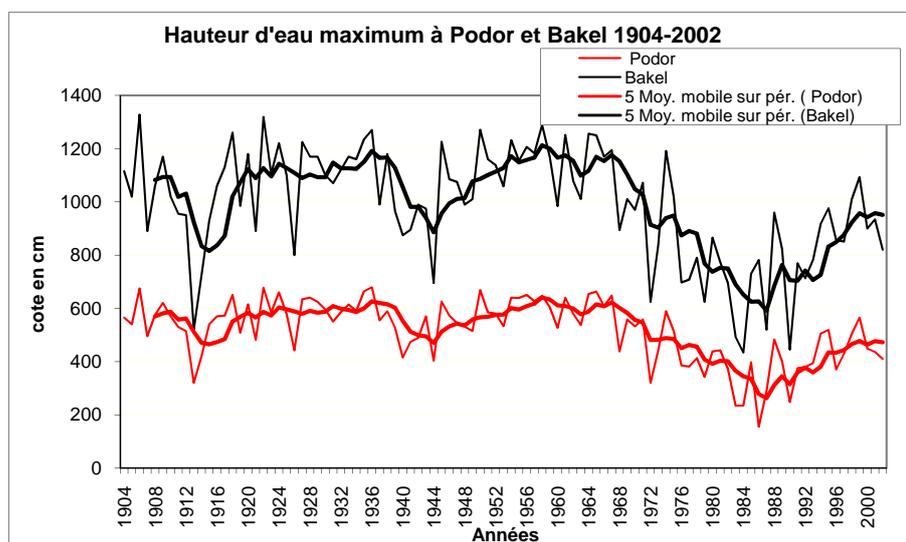


Fig. 6.17. Cotes maximales et moyenne mobile de 5 ans à Bakel et Podor 1904-2002.

La loi de Gumbel a été appliquée aux cotes maximales de Bakel et Podor pour estimer leur récurrence, la période choisie est la même que pour les débits (1970-2002). Les résultats sont présentés au tableau 6.6. Ils montrent essentiellement que la crue de 1999 a une récurrence supérieure à 10 ans pour les deux stations, tandis que celle de 1974 a une période de retour qui dépasse les 20 ans.

Tableau 6.6. Cotes estimées selon leurs périodes de retour à Bakel et Podor.

Bakel		Podor	
Période de retour	Cote estimée	Période de retour	Cote estimée
2	778,16	2	392,62
4	904,31	4	462,44
6	969,74	6	498,65
10	1048,40	10	542,19
20	1151,66	20	599,34
50	1285,32	50	673,31
70	1334,00	70	700,26
100	1385,48	100	728,75

On constate ainsi que lors des trois dernières décennies, la rareté des crues exceptionnelles et des fortes crues explique la faible efficacité morphogénétique des cours d'eau dans le lit majeur.

Notons que l'estimation de la récurrence dépend surtout de la période de référence choisie. Ainsi si l'on tient compte de toute la période d'observation la fréquence de retour des hauteurs d'eau de la dernière décennie ne dépasse pas les trois ans.

Conclusion et discussion

La moyenne vallée du fleuve Sénégal, présente un cadre géomorphologique qui a été façonné par les conditions hydroclimatiques du Quaternaire. Les formes héritées de cette période ont pu être remodelées au début du XX^{ème} siècle où les crues débordantes étaient fréquentes.

L'imagerie satellitale (fig. 6.1) montre de nombreuses paléformes dans la plaine alluviale (vallées fossiles, bras morts, méandres abandonnés ou recoupés) que nous allons analyser dans la partie cartographie.

La période actuelle est marquée par une grave sécheresse dont la durée et l'intensité sont inégalées depuis le début des relevés hydrométriques. Cet épisode climatique a interpellé tous les chercheurs et analystes qui se sont intéressés à la région sahélienne (cf. Synthèse bibliographique). Les problèmes de déficit cumulé des ressources en eau ont entraîné un affaiblissement de la dynamique fluviale au profit de la dynamique éolienne dans la plaine alluviale.

Les différentes analyses des données de débits et de hauteurs d'eau mettent en évidence cette phase de sécheresse et le déficit cumulé des ressources en eau qu'elle a engendré. Les tests statistiques et les méthodes d'étude des longues séries hydrologiques utilisés (détection de rupture, filtrage et standardisation de Probst) ont permis d'appréhender les fluctuations climatiques qui ont jalonné la période de référence qui couvre pratiquement une centaine d'années.

Si les tests de rupture ont donné des résultats satisfaisants, l'application de la loi de Gumbel sur les débits et les hauteurs d'eau maxima, pour l'estimation de la période de retour des crues actuelles n'était pas évidente.

L'inondation de 1999 qui est la plus importante depuis la sécheresse aurait une récurrence de deux ans si l'on implique les données à partir de 1940. C'est pourquoi, nous avons appliqué la méthode sur les données qui commencent avec la dernière rupture décelée, en l'occurrence le début de la sécheresse (1970). Il ressort de cet ajustement que ce ne sont pas les débits et les hauteurs maxima journaliers qui conditionnent l'importance des crues. Mais bien la fréquence des forts débits et des hauteurs dans la série des observations journalières.

La dernière décennie correspond à une amélioration des conditions hydroclimatiques mais aussi à une régularisation partielle du régime du fleuve dans le cadre de la gestion des ressources en eau.

La construction des barrages de Manantali (en amont) et de Diama (en aval) crée de nouvelles conditions morphodynamiques avec la modification du régime naturel de la dynamique fluviale dont nous étudierons les conséquences dans le chapitre sur les nouvelles formes de la morphogénèse actuelle. .

Deuxième Partie :

PROCESSUS MORPHODYNAMIQUES

Chapitre 7:

Suivi des processus morphodynamiques par télédétection

La télédétection constitue notre principal outil d'analyse des processus morphodynamiques consécutifs à la désertification. La répétitivité des acquisitions, l'ampleur de la zone d'étude, le caractère évolutif des phénomènes et l'insuffisance des données chiffrées en matière de dégradation de l'environnement, font de la télédétection une des techniques les plus appropriées pour le suivi écologique des milieux arides et semi-arides.

Les données dont nous disposons étant diverses et variées, ce qui nous permet d'exploiter leurs différentes potentialités : il s'agit de photographies aériennes (IGN) et satellitaires (CORONA), des images satellitaires optiques issues de différents capteurs et d'images radar ERS.

Les photographies aériennes et satellitaires qui représentent le premier axe de notre étude diachronique couvrent une période de 50 ans (de 1954 à 2003), assez représentative des trois périodes climatiques définies dans les chapitres précédents et sur lesquelles s'articule l'état des écosystèmes actuels.

Ces photographies, qui se limitent à la plaine alluviale et ses environs immédiats nous permettront de suivre l'occupation des sols ainsi que l'érosion éolienne et hydrique dans ce secteur depuis la période humide des années 50 et 60.

Les images satellitaires optiques qui englobent l'ensemble de la zone d'étude seront traitées pour la mise en évidence des changements environnementaux et les aspects morphogénétiques qui leur sont liés.

Le traitement des images satellitaires consistera essentiellement à l'application de diverses méthodes pour la détection des changements. Des indices de végétation et des classifications, réalisés sur les images à des dates et avec des capteurs différents; seront confrontés et comparés. Ces images seront préalablement calibrées et géoréférencées afin d'optimiser la comparaison.

Des indices diachroniques consistant à la soustraction entre les mêmes canaux d'images prises à des dates différentes seront également calculés pour estimer l'intensité des modifications intervenues (dans les formations dunaires surtout) depuis la sécheresse des années 70 et 80.

Par ailleurs, les possibilités offertes par l'imagerie radar seront mises à profit pour l'observation des mouvements de la surface des sols entre les passages de deux satellites ERS (en 24h et en 105 jours grâce à deux paires tandems ERS1/2).

Les compositions colorées, obtenues à partir des images de cohérence et des modules issues du traitement interférométrique des données ERS, identifient les zones les plus affectées par l'érosion éolienne. Le modèle numérique de terrain sera exploité pour l'extraction des alignements dunaires.

En outre, les traits morphologiques des ensembles dunaires seront examinés à partir des images Landsat par différentes méthodes, pour extraire et comparer la structure du modelé dunaire entre les images à différentes dates. Les changements intervenus au niveau des crêtes des dunes sont mis en évidence par des filtres directionnels que nous exploiterons également pour la détection des lignes dans certaines directions et le suivi de la dynamique de l'orientation des dunes longitudinales.

7.1. Analyse de l'évolution morphodynamique par photographies aériennes et satellitaires de 1954 à 2003

L'étude de la morphodynamique par le biais des photographies nous permet de suivre l'évolution des processus morphodynamiques à une échelle relativement fine, sur une période de 50 ans. Les changements survenus dans le milieu physique seront examinés au niveau des deux entités géomorphologiques du secteur étudié ; les formations dunaires et la plaine alluviale du fleuve Sénégal.

7.1.1. Caractéristiques des données utilisées

Quatre séries de photographies aériennes et satellitaires ont été utilisées. Il s'agit de photographies aériennes panchromatiques de 1954 et 1992 acquises auprès de l'I.G.N France, de photographies aériennes couleur de 2003 et de photographies satellitaires CORONA de 1972. Les caractéristiques de ces différentes données sont résumées au tableau 7.1 et à la figure 7.1.

Tableau 7.1. Données iconographiques utilisées.

Date	Mission	Référence	Caractéristique	Echelle/résolution	Type/ origine
20/01/1954	AOF 1954	088	Noir & blanc	1 : 50000	Photos aériennes
24/04/1972	CORONA 1116-1	DS1116-1075DA043	Noir & blanc	3,6 mètres	Photos Satellite
20/11/1992	MAU 1992	014/400	Noir & blanc	1 : 40000	Photos aériennes
05/2003	Non disponible	Non disponible	Couleur	0.5 mètre	Photos aériennes

Les photographies IGN France de 1954 ne sont pas de très bonne qualité et leur échelle relativement petite (1 : 50 000) ne permet pas une analyse très fine de la morphologie de la zone couverte. Néanmoins, on arrive à appréhender les contrastes bien visibles entre les différentes unités géomorphologiques, le milieu sec des dunes ogoliennes et la vallée du Sénégal plus humide. La couverture végétale peut également être discriminée.

Les photographies du satellite CORONA (avril 1972), ont été reçues sous forme numérique. Elles ont été commandées, par le Laboratoire de Géomorphologie et Télédétection, sur le site web : <http://edc.usgs.gov/products/satellite/declass1.html> (site de l'USGS). Ces photographies sont issues des informations contenues dans les clichés pris par les satellites américains espions Corona (images déclassées) dont des longueurs d'ondes captées et les résolutions sont sensiblement les mêmes que celles des photos aériennes (émulsion panchromatique).

Les images sont scannées à haute résolution (nous avons demandé 7 μ m /3,6 m) et peuvent être comparées aux photographies aériennes (Tappan *et al.*, 2000; Andersen, 2006). Soulignons que la stéréoscopie est possible avec certaines photos CORONA grâce aux deux caméras embarquées à bord des satellites des missions KH-4, KH-4A et KH-4B (Forward et afterward – 'vers l'avant et l'arrière' - voir tableau 7.2).

Ces photographies satellitaires sont également très intéressantes pour une étude multitemporelle car elles couvrent de très grandes zones (la scène représente une bande de 16x220 km, dans le cas de la mission KH-4B, d'où nos photographies proviennent). C'est pourquoi nous les comparerons aux images satellitaires (dans le chapitre 9) pour appréhender les modifications à plus grande échelle.

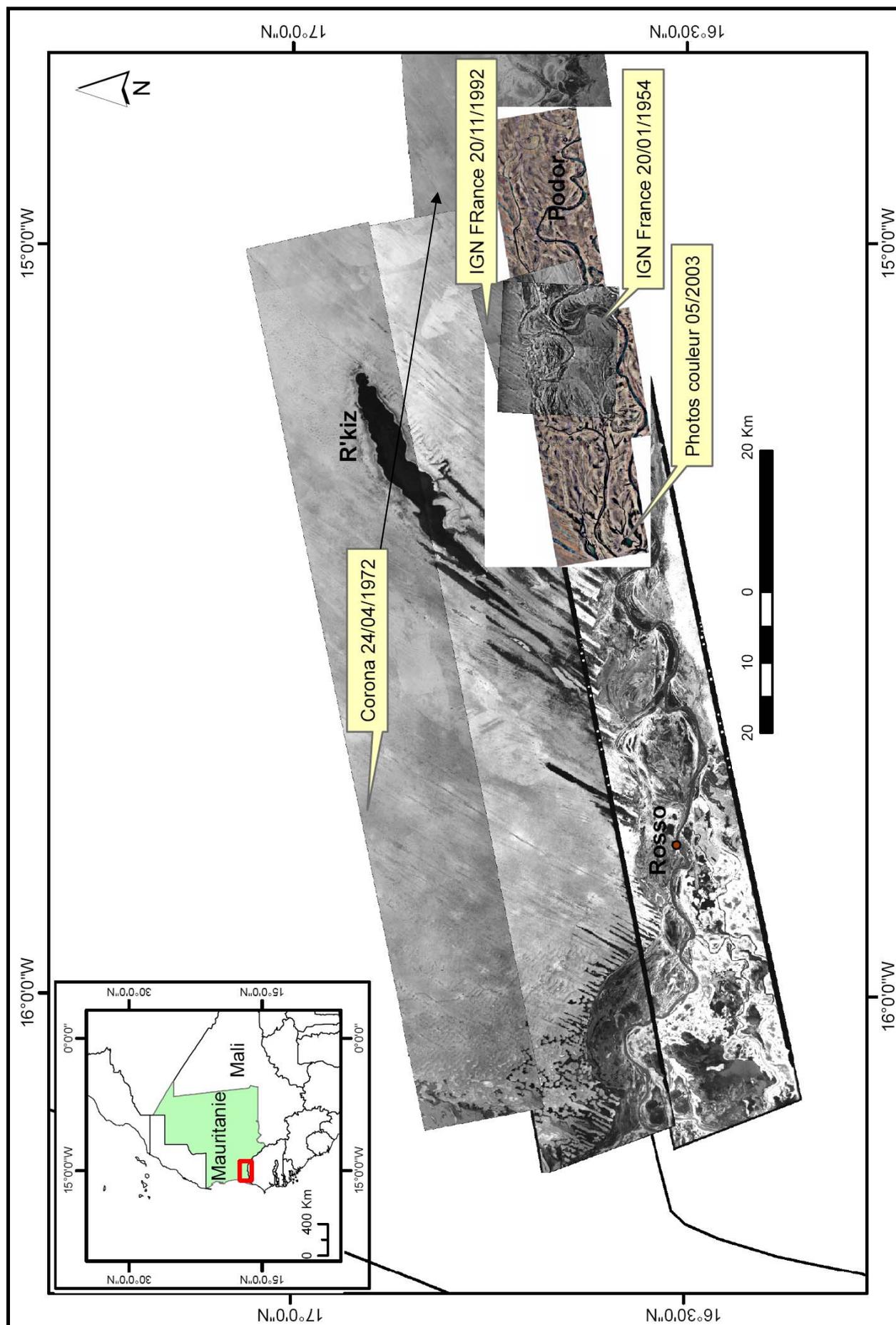


Fig. 7.1. Plan d'assemblage et zones couvertes par les différentes séries de photographies utilisées.

Tableau 7.2. Systèmes photographiques KH de CORONA (d'après Mac Donald, 1995).

Camera	KH-1/2/3	KH-4	KH-4A	KH-4B	KH-5	KH-6
Période opérationnelle	1959-62	1962-63	1963-69	1967-72	1962-1964	07/08/63
Durée de mission	1 à 4j	6 à 7j	4 à 15j	19j	n/c	n/c
Altitude	n/c	200 km	185 km	150 km	320 km	170 km
Couverture	n/c	n/c	20x270 km	16x220 km	555x550 km	14x74
Ouverture de balayage	70°	70°	70°	70°	n/c	22°
Type de prise de vue	mono	stéréo	stéréo	stéréo	scène	panoramique
Focale	61 cm	61 cm	61 cm	61 cm	7,6 cm	167 cm
Résolution du film	50-100 l/mm	50-100 l/mm	120 l/mm	50-100 l/mm	30 l/mm	160 l/mm
Résolution au sol	7-24 m	6-15 m	5-15 m	3,6 m	270 m	3,6 m
Echelle de prise de vue	n/c	1/300 000	1/305 000	1/247 500	1/ 4 250 000	1/ 100 000
Echelle maximale	n/c	1/12 000	1/7 500	1/7 500	1/ 1 000 000	1/ 3 000

KH (en anglais keyhole). KH-5 = mission ARGON et KH-6 : LANYARD

Les photographies IGN France de 1992 sont d'assez bonne qualité et rendent compte de l'évolution morphologique de la zone surtout au niveau des ensembles dunaires. Cependant leur échelle n'est pas idéale pour étudier en détail les processus liés à la dynamique fluviale.

Les photographies aériennes en couleur de 2003 ont été réalisées par une société canadienne, dans le cadre d'un appel d'offre et que nous nous sommes procurées de façon informelle, c'est pourquoi nous n'avons pas de description de la mission. Elles sont de très bonne qualité et ont une résolution spatiale de l'ordre de 0,50 mètre. Elles permettent de suivre l'évolution actuelle de la zone avec beaucoup de détails.

Ces photographies ne couvrent qu'une partie de la plaine alluviale du Sénégal où des détails très fins sont visibles mais les formations dunaires n'y apparaissent pratiquement pas. Elles sont très adaptées pour l'étude de la morphodynamique actuelle dans la plaine alluviale.

7.1.2. Méthodologie

Les différentes photographies aériennes ont été soumises à des traitements analogiques et numériques afin de faciliter les comparaisons et de mieux cerner l'évolution de la zone à travers une étude diachronique. Les photographies ont été superposées après des corrections géométriques, une interprétation visuelle a d'abord été effectuée, ensuite, des digitalisations ont été faites ainsi que des seuillages et des compositions colorées. Les étapes du traitement sont brièvement rappelées

7.1.2.1. Mosaïquage et superposition

Le mosaïquage est défini comme une opération d'assemblage d'images ou de scènes voisines issues du même capteur et prétraitées pour être jointes géométriquement et radiométriquement (Durand, 2000).

Le mosaïquage nécessite au préalable, pour des positifs ou négatifs photographiques, une numérisation à l'aide d'un scanner (à 300 dpi) et un transfert vers le logiciel de traitement, en l'occurrence *Erdas Imagine*®

La réalisation de la mosaïque requiert pour deux photographies possédant une zone commune, une rectification de l'une par rapport à l'autre telle que la superposition de deux pixels communs soit parfaite. Les deux photos doivent donc avoir à la fin les mêmes échelles les mêmes systèmes de coordonnées. Nous avons réalisé un mosaïquage avec 8 images pour chacune des deux séries de photographies aériennes de l'IGN (1954 et 1992).

La correction géométrique (rectification) vise à éliminer les distorsions liées au système de prise de vue ou causées par le relief. Elle se fait en différentes étapes (Gobert *et al.*, 1996 ; Durand, 2000) :

- Le choix des points de contrôle au sol constitue la première étape. L'une des photographies doit être prise comme référence à laquelle on peut, soit attribuer un système de projection quelconque (pour les besoins du mosaïquage), soit appliquer une correction géométrique par rapport à une autre image ou carte déjà géoréférencée (c'est-à-dire calée dans un système de coordonnées)

Les points de contrôle sont des repères correspondant aux mêmes pixels identifiés sur la photographie de référence et celle à corriger. Chaque point est défini par ses coordonnées images (position en ligne et colonne). Les points doivent être choisis avec précision (des objets stables sur les images, surtout si les dates de prises de vue sont différentes), multipliés et bien répartis dans l'image brute pour avoir une rectification correcte.

- La deuxième étape de la correction géométrique est la rectification. C'est la déformation à appliquer à l'image brute pour obtenir une image corrigée dans le système de référence choisi. Ce qui revient à calculer la position dans l'image d'origine de tout point de l'image à créer. Le choix de l'ordre de transformation dépend de la déformation entre les deux photographies. Plus il y a de déformations, plus il faut utiliser une transformation d'ordre élevé. Cependant, le plus petit ordre possible est également souhaité, car plus celui-ci est élevé, plus il est sensible aux erreurs sur les points de contrôle, et plus la propagation de l'erreur en dehors de la zone commune sera importante (Donnay, 1998). Pour notre part, nous avons utilisé une transformation polynomiale d'ordre 1 pour les photographies aériennes et d'ordre 2 pour les images CORONA à cause de l'importance des distorsions géométriques (Tappan *et al.*, 2000 ; Andersen, 2006).

- Le ré-échantillonnage constitue la dernière étape. Il consiste à opérer une transformation entre les systèmes de coordonnées et une interpolation qui permet de fixer les codes numériques les plus appropriés de l'image de référence dans la nouvelle image (Donnay, 1998). Il existe plusieurs types d'interpolations, nous avons choisi celle au plus proche voisin, qui consiste à attribuer à chaque pixel cible la valeur du pixel source le plus proche.

Pour réaliser le mosaïquage après ce traitement, on doit joindre les deux photographies (la référence et la nouvelle image créée). Trois méthodes peuvent être utilisées, nous avons choisi de remplacer la zone de recouvrement des images par la zone correspondante d'une seule des deux images. La nouvelle image ainsi produite servira de référence à partir de laquelle une autre photographie pourra être corrigée en suivant les mêmes étapes décrites plus haut.

Au niveau de la correction radiométrique, nous avons appliqué une égalisation des valeurs des histogrammes des images lors de leur mosaïquage.

Ces différentes étapes que nous venons d'exposer peuvent être utilisées également pour la **superposition** des différentes mosaïques. L'une des mosaïques sera géoréférencée avec une image satellitale orthorectifiée (dans le système de projection utilisé en Mautianie – UTM, Clarke 1880, Adindan Z28 Nord) et servira à corriger les autres. On doit simplement veiller à prendre des points de contrôle qui sont stables.

7.1.2.2 Digitalisation

La digitalisation s'est faite sous le logiciel *Arcview*® ou *ArcMap*. Elle consiste à restituer des objets de l'image sous forme vectorielle, par interprétation visuelle. Sur les photographies aériennes nous avons identifié des polygones, qui symbolisent la végétation dense, les rizières, les dunes vives et les cours d'eau, des lignes qui représentent la limite de la

plaine alluviale, les écoulements saisonniers, les pistes, et des points qui indiquent les villages et la végétation éparse. Nous nous sommes intéressés de manière générale à l'occupation des sols et aux phénomènes qui influencent les processus morphodynamiques. Des mesures de surfaces ont été ensuite effectuées. Les superficies des différents éléments de l'occupation du sol, figurés par les polygones ont été comparées. L'évolution du tracé des rivières et des méandres a également été analysée, à partir de la superposition des digitalisations du réseau hydrographique lors des différentes années.

7.1.2.3. Seuillage et compositions colorées

Le seuillage consiste en la segmentation d'une image en plusieurs classes (ou zones homogènes), en utilisant l'histogramme. Seules quelques valeurs de l'image sont conservées. On suppose que l'information associée à l'image permet à elle seule la segmentation et qu'une classe est caractérisée par sa distribution en niveaux de gris. Cette méthode nous a permis d'extraire la végétation à partir des photographies aériennes. Concernant les photographies couleur, le seuillage a été appliqué sur la bande panchromatique, obtenue après le passage du RVB à l'ITS (extraction du canal I).

Les images ont été recodées en deux classes (passage à une image binaire). La difficulté consistait à choisir le seuil, car si la végétation apparaît en noir, l'eau et les endroits humides se trouvent parfois dans les mêmes classes de valeur. Nous avons finalement appliqué un masque qui provient d'une digitalisation, sur le réseau hydrographique et les dépressions argileuses, pour ne garder que la classe représentant la végétation.

Le comptage automatique des pixels constituant la végétation a permis d'établir la superficie occupée par la végétation dans sa globalité et le pourcentage de celle-ci dans chaque mosaïque. Tandis que la superficie de la végétation dense a été obtenue par digitalisation.

Les images binaires créées avec le seuillage ont été ensuite associées pour construire des compositions colorées qui montrent les changements dans l'extension de la couverture végétale entre les différentes années. Dans ces compositions colorées, l'image la plus récente est affichée dans le canal vert et la plus ancienne dans le rouge (fig.7.2). Ainsi la végétation disparue est en rouge, celle qui est apparue entre les deux dates en vert, celle restée inchangée en jaune.

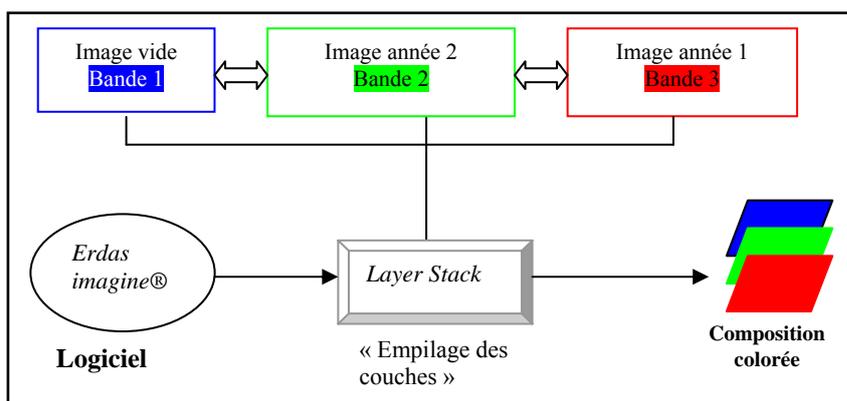


Fig. 7.2. Réalisation de la composition colorée entre images de dates différentes. 'Image année 2' représente l'année la plus récente et 'Image année 1', la plus ancienne.

7.1.3. Résultats et interprétations

Les analyses des prises de vue des différentes années comporteront des informations déduites de l'interprétation visuelle qui consiste en la reconnaissance des objets sur les photographies à partir d'un certain nombre de critères dont la structure, la teinte ou la position géographique. Nous mettrons également en œuvre notre connaissance du terrain, pour expliquer certains aspects que les photos ne montrent pas très clairement.

Les mosaïques des différentes années seront commentées individuellement en tenant compte des facteurs hydroclimatiques et/ou anthropiques avant d'être confrontées.

7.1.3.1. Analyse des photographies de 1954

Les photographies de 1954 (fig.7.3) se situent, comme nous l'avons vu lors de l'analyse climatique, dans la période dite des années humides. Cette période était surtout caractérisée par la prépondérance des processus morphodynamiques associés à la dynamique fluviale. La plaine alluviale était régulièrement inondée par de fortes crues saisonnières et les dunes fixées par la végétation.

Le régime naturel du fleuve Sénégal était marqué par un contraste très prononcé entre la période des crues et celle des étiages. Les crues inondent le lit majeur lors des hautes eaux. Leur répartition dans la plaine alluviale est influencée par la longue évolution morphologique que la vallée a connue au Quaternaire (voir synthèse bibliographique) qui lui confère un microrelief complexe. Précisons que les photographies de 1954 ont été prises en début de période d'étiage.

La configuration des différentes levées forme des réseaux reliés au fleuve par de nombreux bras morts et d'innombrables défluents ou chenaux de crue. Ce système implique qu'en période de crue, il existe de nombreux écoulements qui relient parfois le Sénégal à ses différents bras. C'est le cas du Mbarwadji qui relie le Sénégal au Koundi (fig. 7.3a et b.). Les fortes crues débordantes de cette époque continuaient à façonner le lit majeur du fleuve Sénégal.

Signalons le cas spécifique du Koundi (le bras le plus septentrional du Sénégal) qui connaissait deux sens d'écoulement. Le Sénégal se déversait d'abord dans le Koundi par l'aval, l'onde de crue allait dans le sens opposé à celui du Sénégal. Lorsque l'eau montait et atteignait un certain seuil dans le lit mineur du Sénégal, elle empruntait les 'crevasses splay' pour se jeter sur le Koundi par l'amont. A partir de ce moment, l'onde de crue était poussée dans le sens opposé et s'écoulait d'amont vers l'aval comme le Sénégal (fig.7.3).

Les chenaux d'inondation alimentaient les grandes cuvettes de la vallée qui constituaient les principaux terroirs de cultures traditionnelles. Les eaux y décantaient régulièrement et la submersion annuelle durait de 1 à 3 mois selon l'importance de la crue et la topographie de la cuvette. Les crues empruntaient également les couloirs interdunaires où il y avait aussi des dépressions argileuses dans lesquelles se sédimentaient des dépôts fins favorables aux cultures de décrue.

Cependant, la grande partie de l'année était dominée par les basses eaux. Les étiages étaient sévères et, entre le mois d'avril et de juin, on pouvait traverser certains tronçons du Sénégal à gué, le Koundi n'était plus qu'un chapelet de mares. Cette situation n'avait pas que des inconvénients : les dépôts sur les rives convexes des méandres («falo », en dialecte local) ainsi que les berges en pente douce servaient aux cultures de décrue.

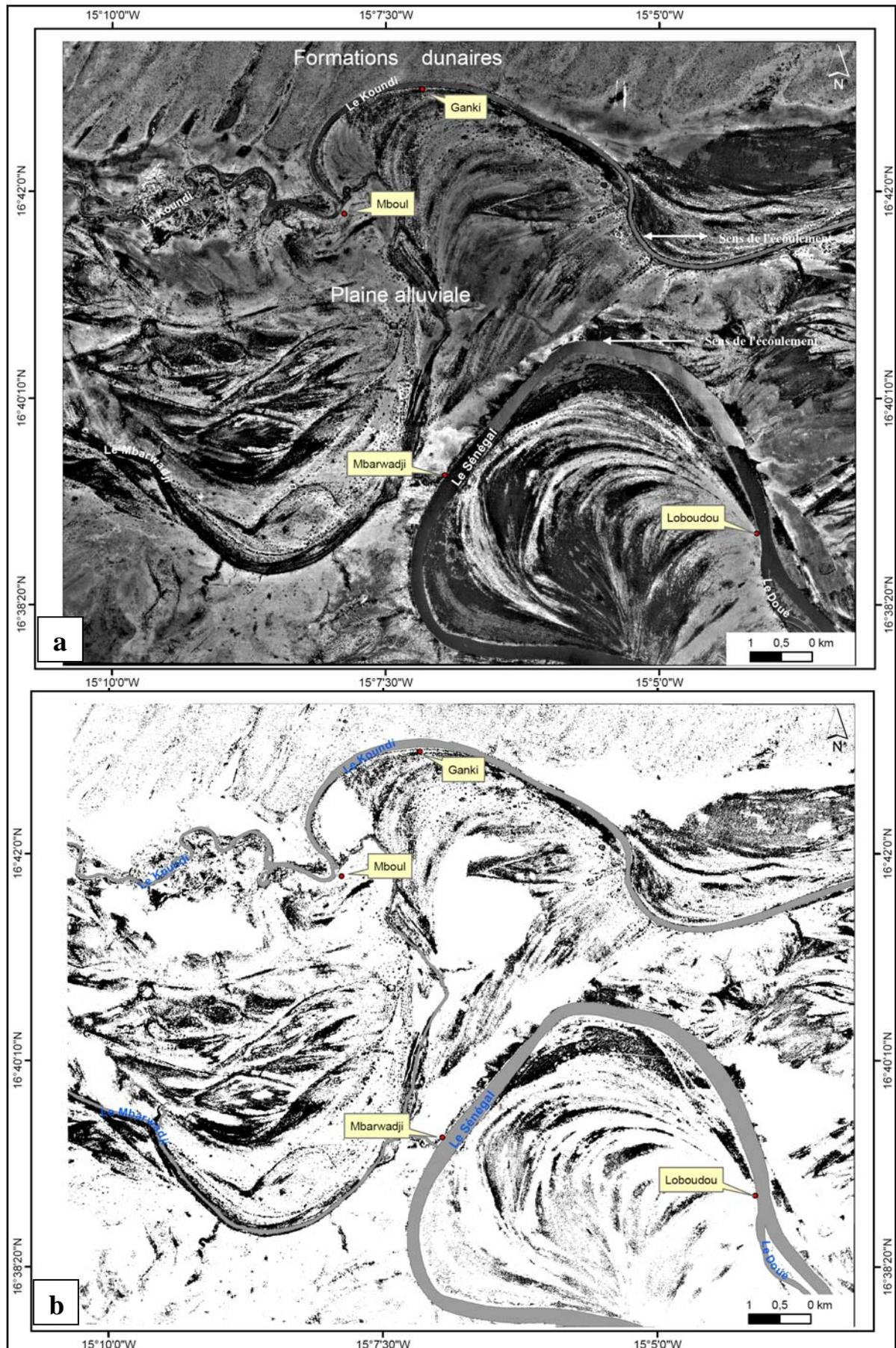


Fig.7.3. Mosaïque des photographies de 1954 (a) et extraction de la couverture végétale par seuillage (b).

La couverture végétale était, de manière générale, plus importante (fig. 7.3b). Elle était favorisée par une pluviométrie relativement abondante. L'extension de l'inondation permettait de maintenir les forêts-galeries inondables qui protégeaient les berges. C'est pourquoi l'érosion latérale était moins accentuée sur certains tronçons, elle était également commandée par le matériau des berges.

Les formations dunaires étaient aussi fixées par la couverture végétale, constituée par les mêmes espèces arbustives que la vallée et des espèces herbacées dont la plus commune est le « cram-cram » (*Cenchrus biflorus*).

Les alignements dunaires étaient réguliers et séparés par des interdunes. Leur direction générale était NE-SO, comme on peut le constater sur la mosaïque (fig. 7.3a).

7.1.3.2. Analyse des photographies de 1972

Les photographies satellitales de 1972 ont été saisies lors du début de la grande sécheresse qui a affecté tout le Sahel. L'année 1972 précisément fut l'un des points culminants de cette sécheresse (déficit de 250 mm) qui conduisit, les Etats riverains du fleuve Sénégal à créer l'organisation de la mise en valeur du fleuve Sénégal (O.M.V.S), le 11 mars.

Dans les lignes qui suivent, nous rappelons le contexte dans lequel ces photographies ont été prises, afin de mieux comprendre la situation morphodynamique depuis la fin des années 60.

La grande sécheresse qui affecte la région depuis 1968 marque le début d'une crise qui va modifier les paysages et entraîner des bouleversements socio-économiques profonds.

On assiste à la mise en place des conditions qui aboutissent aux changements de la dynamique des milieux sahéliens : la diminution des précipitations et corrélativement des écoulements, a précarisé davantage les conditions de vie des populations et modifié l'environnement.

Cette situation a accentué la pression anthropique et entraîné une dégradation de la couverture végétale et herbacée, ce qui constitue le prélude à une érosion intense sur un sol nu et une dénudation des formations dunaires qui va provoquer leur remise en mouvement.

Les niveaux des hautes eaux restent souvent trop bas pour permettre les cultures traditionnelles. La faiblesse de l'écoulement entraîne le dépôt de sédiments à plusieurs endroits dans les lits des cours d'eau. En témoignent les nombreux bancs de sable (entourés en rouge) qui jalonnent le cours du Koundi et qu'on peut remarquer sur la mosaïque de 1972 (fig.7.4). Cependant cette situation peut varier selon les années et les saisons.

Les signes de dégradation de l'environnement sont ainsi perceptibles sur les photographies satellitales Corona. Cela se manifeste sur la figure 7.4 par la diminution de la couverture végétale. La figure 7.4b est obtenue après un masque appliqué sur le seuillage. Ce masque représente une digitalisation du réseau hydrographique mais aussi des zones sombres se trouvant sur les photographies mais que nous avons interprétées comme n'étant pas de la végétation.

Soulignons toutefois que les photos Corona, dont la date de prise de vue marquée sur le film est le 24 avril 1972, au cœur de la saison sèche d'une année très déficitaire, montrent des traces qui indiquent la présence de l'eau dans les dépressions argileuses, notamment au niveau

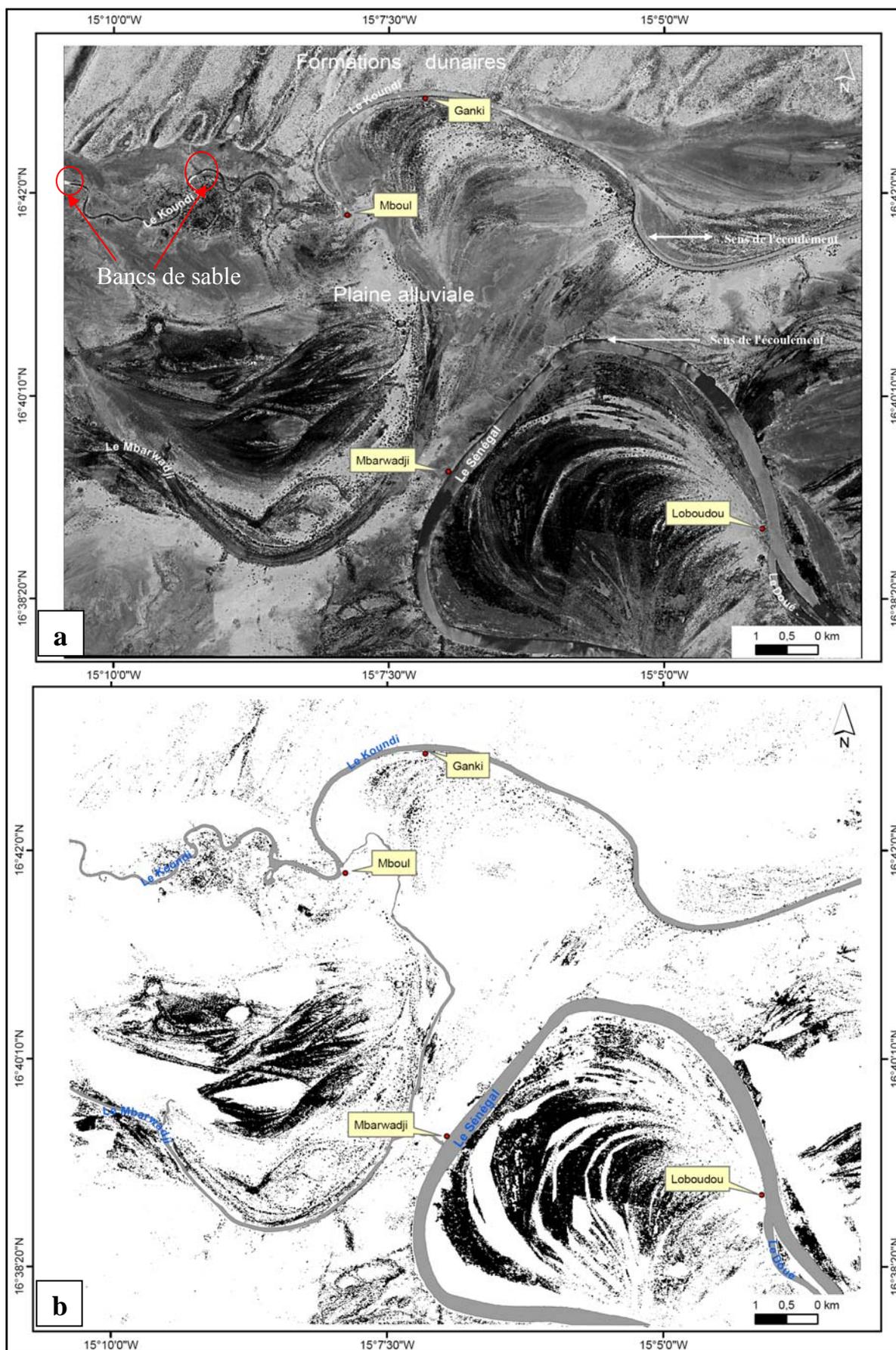


Fig.7.4. Mosaïque des photographies satellitaires CORONA de 1972 (a) et extraction de la couverture végétale par seuillage (b).

des interdunes, comme nous le verrons plus clairement sur la figure 7.7 (page 136). Cela pourrait s'expliquer par des problèmes radiométriques ou par une erreur sur la date d'acquisition de ces photographies.

7.1.3.3. Analyse des photographies de 1992

Les photographies aériennes de 1992 mettent en évidence l'exacerbation des processus de désertification consécutive à l'intensité et à la durée de la sécheresse des décennies 70 et 80. .

Ces photographies se présentent également sous le plan de mise en valeur de la vallée du fleuve Sénégal par de grands aménagements hydroagricoles et la modification des conditions hydrodynamiques du fleuve Sénégal. L'emprise de l'homme sur le milieu devient de plus en plus forte.

Les signes de dégradation sont visibles sur tous les écosystèmes du secteur d'étude. L'activité éolienne se manifeste surtout au niveau des formations dunaires. On peut percevoir sur la mosaïque (fig. 7.5a) une réactivation et une remise en mouvement des dunes qui étaient fixées par la végétation sur les séries de photographies antérieures (1954 et 1972). Des crêtes vives représentées par des taches blanches apparaissent sur les sommets des dunes.

Dans ce contexte, l'augmentation des phénomènes de lithométéores que nous avons soulignée dans la partie climatique s'exprime dans la vallée par un saupoudrage éolien où les dépôts se retrouvent dans les basses parties de la topographie.

Cette dégradation environnementale se traduit également par une intense déplétion de la couverture végétale (fig.7.5a et b). La déforestation a été causée à la fois par la sécheresse et les activités humaines (exploitation du bois). Le secteur le plus touché par la déforestation est celui qui se situe à l'intérieur de la grande boucle du Sénégal, où la pression anthropique semble en être la principale cause. Cette partie présente la densité de population la plus élevée.

Les forêts inondables d'acacias ont disparu soit parce qu'elles ne sont plus inondées par des crues annuelles trop faibles durant les années de sécheresse, soit parce qu'elles ont été rasées et remplacées par les rizières. Celles-ci sont visibles et forment des parcelles géométriques qui marquent un changement radical d'affectation du sol dans la plaine alluviale. La riziculture a été introduite dans le secteur étudié entre la fin de la décennie 70 et le début de la décennie 80. Signalons que les rizières ont été masquées sur la figure 7.5b, où on s'intéresse uniquement à la végétation.

La dynamique fluviale était très affaiblie dans le lit majeur durant la période de sécheresse. L'écoulement était le plus souvent canalisé dans le lit mineur. Mais l'artificialisation du régime du Sénégal à partir de 1987 par la mise en service des barrages a modifié ces conditions morphodynamiques. La pérennisation de l'écoulement dans le lit mineur favorise le sapement latéral et l'érosion des berges. On note également la désorganisation des chenaux d'inondation par les canaux d'irrigation des rizières. En conséquence, les grandes cuvettes qui ne sont plus inondées, ni cultivées et sont soumises à l'action éolienne.

Soulignons enfin, que ces photographies ont été prises au moment où la situation hydroclimatique commence à s'améliorer par un retour timide à de meilleures conditions pluviométriques au début des années 90. L'impact de cette amélioration sur l'évolution de la végétation n'est pas encore visible dans le secteur étudié mais pourra être vérifié sur les photographies de 2003.

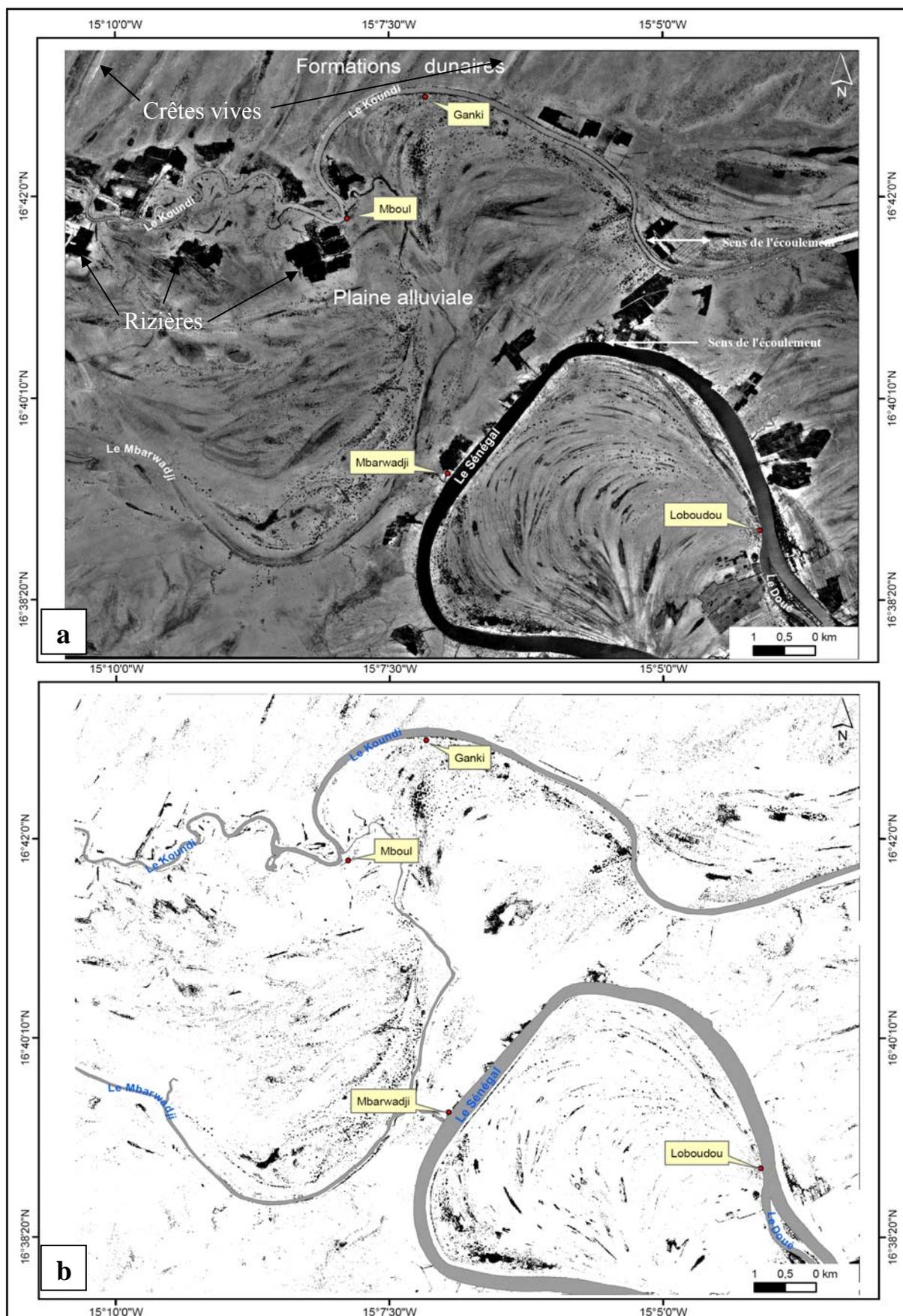
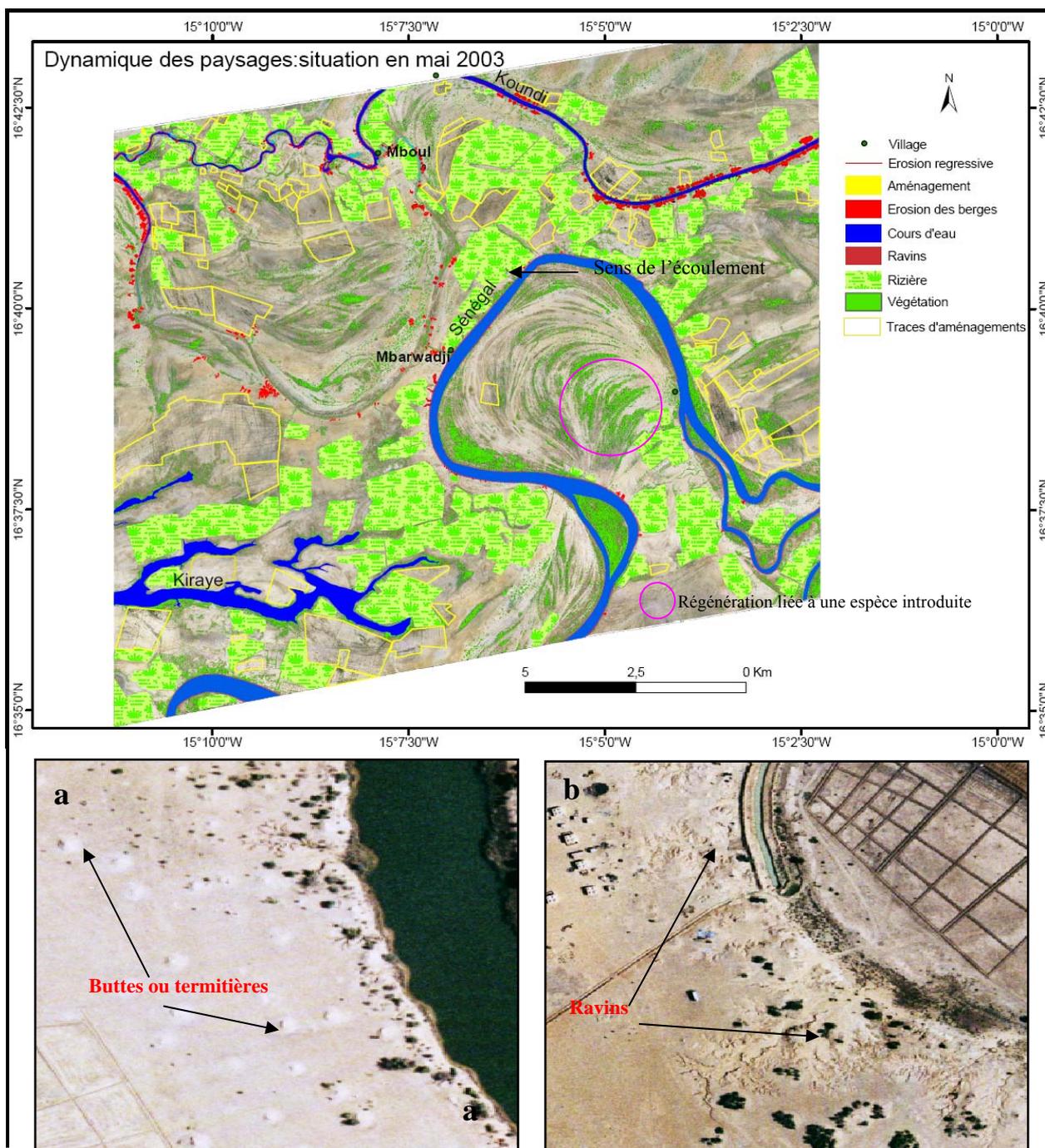


Fig.7.5. Mosaïque des photographies aériennes de 1992 (a) et extraction de la couverture végétale en 1992 (b). Les rizières ne sont pas figurées sur le seuillage.

7.1.3.4. Analyse des photographies de 2003

Les photographies aériennes de 2003 ont été prises environ une décennie après le retour de précipitations plus favorables. Elles ne couvrent qu'une infime partie des formations dunaires c'est pourquoi nous nous focaliserons sur les processus morphodynamiques dans la plaine alluviale du Sénégal.

La situation morphogénétique en 2003 se caractérise par l'accentuation de l'érosion hydrique. Le retour de la pluviométrie sur de grandes surfaces dénudées par la déforestation a entraîné l'accélération du ravinement. L'interprétation de la mosaïque de 2003 (fig. 7.6) montre la prolifération des ravins à proximité des berges des cours d'eau. Dans certains secteurs, le ravinement est tel que ce système s'apparente à des « bad lands » (7.6c). Nous en montrerons d'autres illustrations dans le chapitre 9.



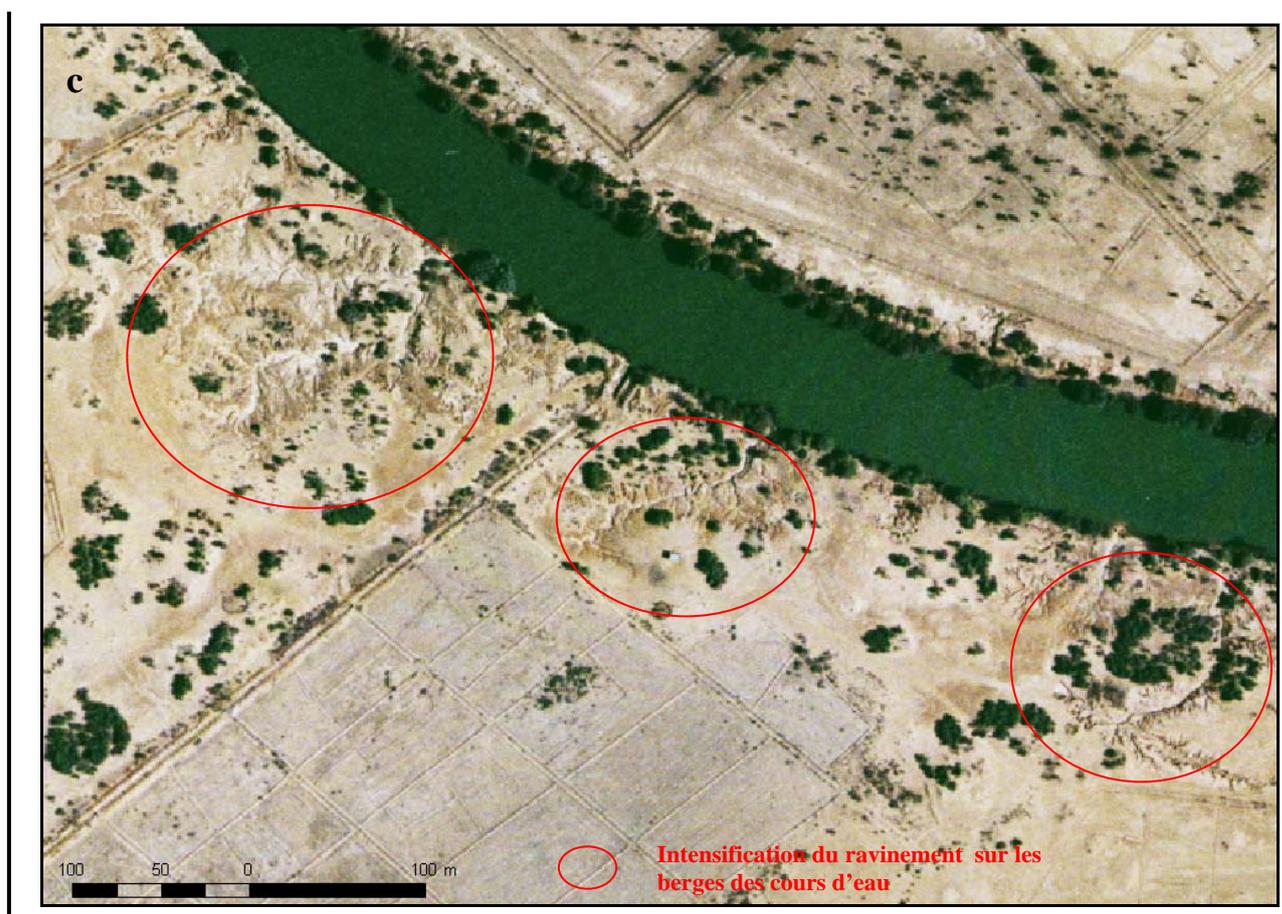


Fig. 7.6. Analyse des photographies de 2003, cartographie par interprétation de l'occupation du sol. Les agrandissements sur 3 secteurs (a,b et c) montrent certains aspects de la morphodynamique actuelle.

L'érosion hydrique dont nous observons ici les manifestations est essentiellement attribuée au ruissellement superficiel induit par les précipitations.

Les problèmes d'érosion hydrique ont été accélérés par les conditions de désertification. La destruction de la couverture végétale et la dégradation des sols ainsi que la fréquence des fortes pluies (surtout depuis le début des années 90- Ozer & Ozer, 2005) provoquent l'intensification des processus d'érosion.

L'érosion linéaire est la principale forme que l'on rencontre dans notre secteur d'étude car les phénomènes sont le plus souvent observés sur les berges des cours d'eau et dans leurs environs immédiats. Au niveau de la légende de la figure 7.6, nous désignons par érosion régressive et ravins, deux stades d'évolution du ravinement. Le premier figuré par des lignes, qui symbolisent les petites entailles provoquées par le ruissellement et le second par des polygones, qui indiquent l'extension et l'élargissement des ravins.

Au niveau de la dynamique fluviale, malgré l'écroulement des crues, on enregistre quelques crues débordantes (cf. chapitre hydrologie). Le sapement latéral des berges est également demeuré très actif lors de cette période.

La figure 7.6 montre également une régénération de la végétation dans certains secteurs de la zone étudiée. Cette amélioration de la couverture végétale est favorisée par la volonté des

autorités de préserver les ressources forestières (dans le cadre des forêts classées) et par des précipitations relativement plus abondantes.

Cette végétation est en général constituée d'espèces autochtones, mais à proximité des rizières, il peut s'agir d'espèces introduites comme le *Prosopis juliflora* qui s'adapte bien aux régions arides (fig. 7.6). Cette végétation est toujours menacée par l'extension des superficies cultivées.

Les imagettes a, b et c extraites des photographies de 2003 illustrent l'état de la dégradation du milieu. La figure 7.6a montre des termitières atypiques qui témoignent de la disparition de la végétation (car elles se forment sur les racines des arbres). Les figures 7.6 b et c soulignent l'intensification des phénomènes de ravinement par érosion régressive.

7.1.3.5. Superposition des photographies et mesures de surfaces

Dynamique des formations dunaires entre 1954 et 1992

Nous avons défini une zone commune de 3750 ha entre les photographies de 1954, 1972 et 1992 pour analyser la dynamique des formations dunaires entre ces trois dates (fig.7.7).

Le choix de ce secteur est dicté par le fait que c'est la seule partie commune dont nous disposons sur les trois séries de photographies, mais aussi par sa représentativité au niveau du système dunaire dont il couvre la partie la plus méridionale, en contact avec la plaine alluviale du fleuve Sénégal. Même si les photographies n'ont pas été saisies les mêmes saisons, la morphodynamique éolienne peut-être étudiée.

L'observation de ces photographies montre que les dunes ogoliennes ont connu d'importants changements entre 1954 et 1992. L'érosion éolienne et notamment la déflation est devenue, un phénomène géologique, comme le soulignent Mainguet *et al.* (2001), et les vents de sable, une composante de l'écosystème, suite à la recrudescence des phénomènes éoliens associée à la grande sécheresse sahélienne des années 70 et 80.

Les ensembles dunaires qui étaient fixés sur les photographies de 1954 apparaissent dénudés sur celles de 1972 et sont réactivés en 1992, comme l'attestent les crêtes vives qui surmontent les dunes de cette année -1992- (fig. 7.7 et 7.8).

La superposition des photographies souligne d'autres modifications au niveau du modelé dunaire.

La figure 7.8 confirme que le changement constaté dans la direction du vent lors de l'analyse climatique entre 15 et 30°, se répercute sur les alignements dunaires. On peut voir un infléchissement dans la direction des dunes vers l'est. Précisons que sur cette figure, la configuration des interdunes de 1954 indique la direction générale des dunes de cette année, tandis que l'orientation des crêtes vives représente le nouveau sens des cordons dunaires. Nous avons ainsi digitalisé les crêtes vives, la végétation et les rizières qui symbolisent les modifications les plus importantes de la dynamique des paysages dont l'évolution est examinée plus loin.

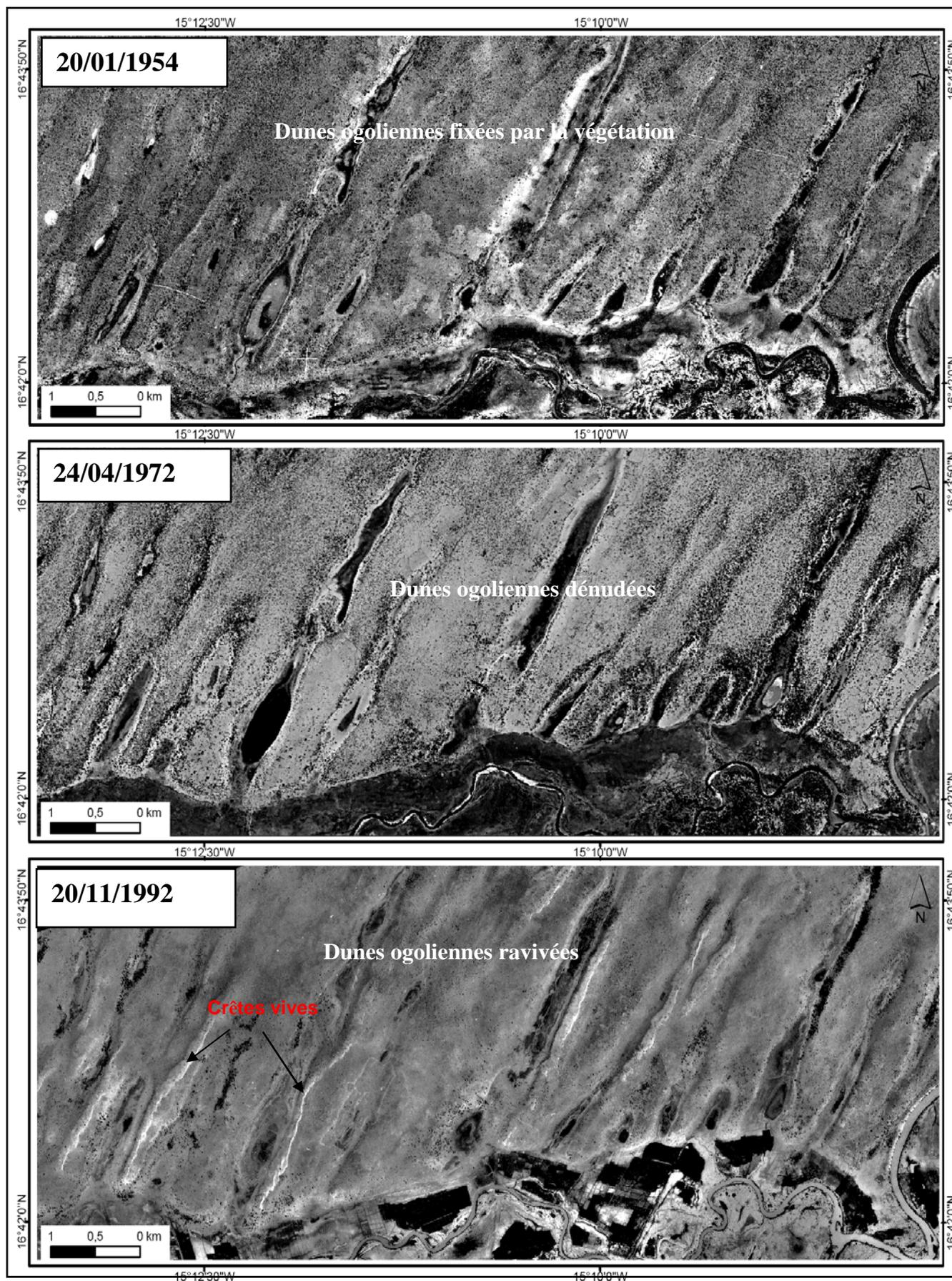


Fig. 7.7. Dynamique des formations dunaires entre 1954 et 1992. La figure montre le passage progressif de dunes fixées par la végétation, à des dunes remaniées et remises en mouvement, avec l'apparition de crêtes vives.

On peut également constater sur la figure 7.8, que les dunes n'ont pas avancé vers le sud bien qu'elles aient été remaniées. Selon la nouvelle direction des vents efficaces, on s'oriente plutôt vers l'ensablement et le rétrécissement des dépressions interdunaires.

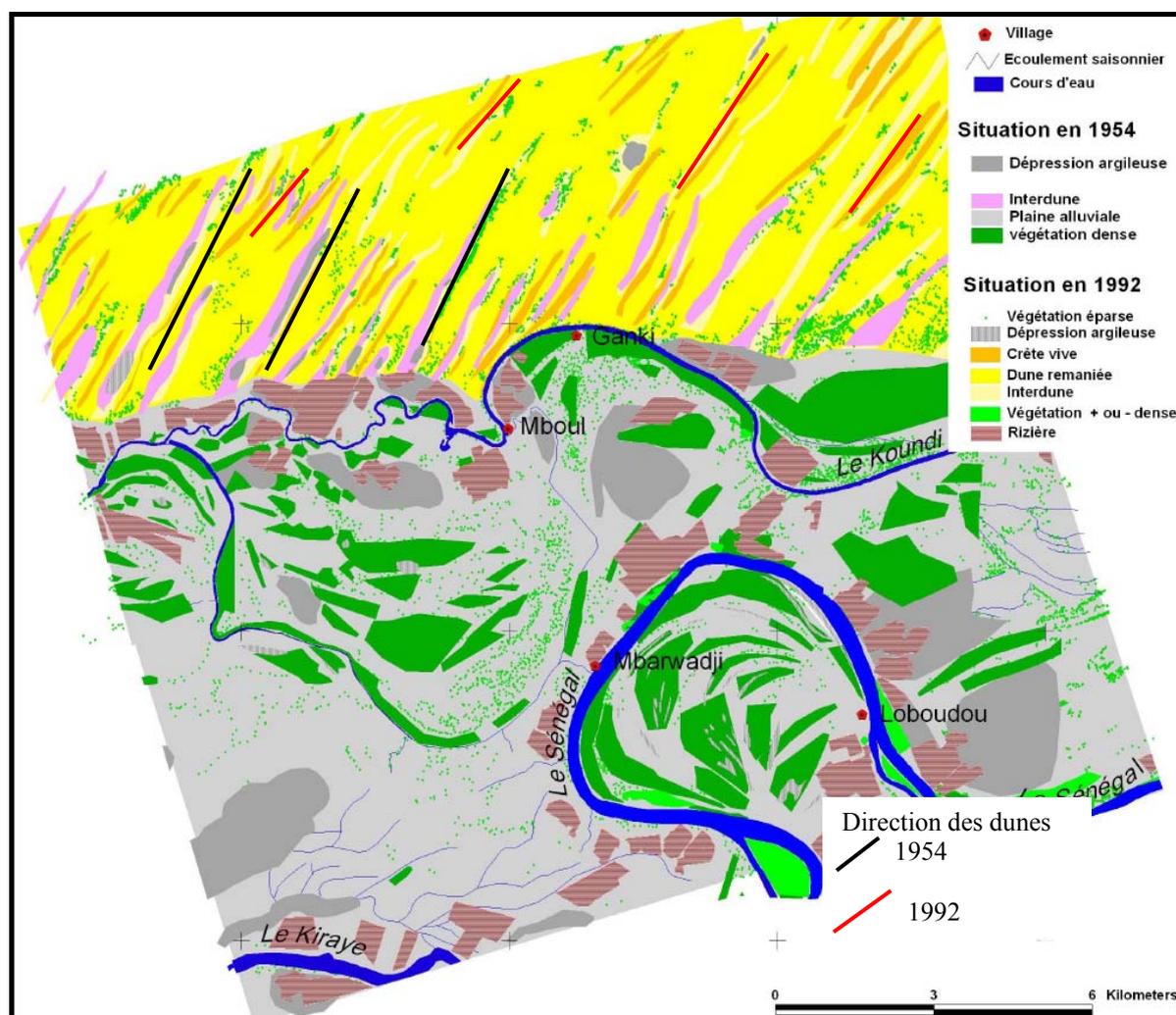


Fig. 7.8. Superposition des digitalisations de 1954 et 1992. Les dunes fixées de 1954 n'apparaissent pas sur la figure, elles ont été remaniées, l'orientation des dunes est indiquée par les interdunes et/ou les crêtes vives (la direction des alignements dunaires est figurée respectivement pour 1954 et 1992 par un trait noir et un trait rouge).

Des mesures de surfaces ont été faites, sur base des digitalisations et des seuillages. Les superficies associées aux polygones représentant les différentes occupations du sol ont été calculées ainsi que le nombre de pixels occupés par la végétation dans les images seuillées.

Les résultats montrent l'évolution des superficies occupées par les dunes vives sur la zone commune entre les trois séries de photographies. Sur les photographies de 1954, elles sont pratiquement inexistantes ; elles passent à 20 ha en 1972 avant d'atteindre 115 ha en 1992.

La végétation dense a également été estimée entre les trois périodes, mais elle a été calculée sur une zone commune plus grande que celle déterminée plus haut entre les séries de photographies.

Les résultats de ces mesures sur les modifications de l'occupation du sol seront repris dans un tableau qui englobe toute la période d'observation, dans la section qui suit.

Evolution dans la plaine alluviale du Sénégal entre 1954 et 2003

Au niveau de la plaine alluviale, nous avons déterminé deux zones d'intérêt où des mesures de surfaces et des compositions colorées ont été réalisées pour analyser la dynamique de cette entité géomorphologique.

La première zone est commune aux quatre séries de photographies (correspondant aux mosaïques de 1954 à 2003) avec une superficie d'environ 13000 ha. La seconde est beaucoup plus étendue et couvre la vallée sur 64 km avec une aire de plus de 80000 ha (photographies CORONA de 1972 et photographies aériennes en couleur de 2003).

Sur la zone commune à toutes les photographies, nous avons étudié l'évolution de la végétation qui joue un rôle très important dans les processus morphogénétiques. Nous avons distingué la végétation relativement dense, que nous appelons 'forêts' dont les superficies sont obtenues par digitalisation sur chaque mosaïque et la couverture végétale en général qui est extraite par seuillage.

Les résultats montrent que ces deux types de méthode sont très complémentaires pour apprécier l'évolution de la végétation. La couverture végétale dans son ensemble a connu une réduction dramatique depuis 1954, comme le montre les figures 7.9 et 7.10.

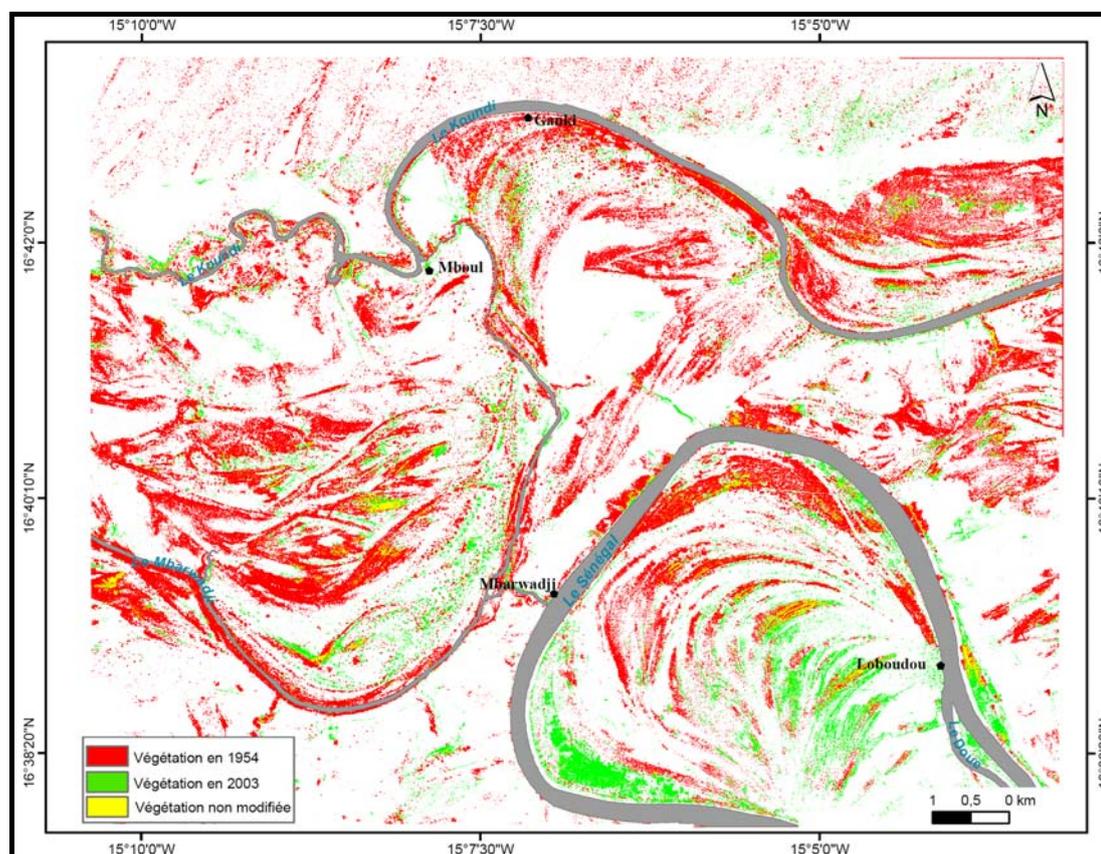


Fig. 7.9. Evolution de la végétation entre 1954 et 2003 (le rouge indique la végétation qui a disparu depuis 1954, les rizières ont été masquées).

La couverture végétale dans sa globalité couvrait 16,5% de la zone en 1954 (soit 2156 ha), 11,6% en 1972 (1510 ha); en 1992, elle représente 3,2% (425 ha), et atteint 6% (778 ha) en 2003. Précisons que, les rizières n'ont pas été associées à la végétation.

Les 'forêts' ou couvertures végétales plus ou moins denses ont enregistré une contraction plus forte. Elles passent de 1640 ha en 1954 (12,6%), à 674 ha (5,2 %) en 1972, et couvrent seulement 71 ha en 1992 et 96 ha en 2003, soit moins de 1%. On peut souligner la

légère augmentation de la végétation entre 1992 et 2003 liée à l'amélioration des précipitations dans le secteur étudié depuis le début des années 90.

Les résultats sont résumés au tableau 7.3 et la figure 7.10 qui donnent l'évolution de la végétation et des rizières dans la plaine alluviale depuis 1954.

Tableau 7.3. Evolution de la végétation et des rizières de 1954 à 2003.

Année	Végétation ('forêts' incluses- ha)	'Forêts'*(ha)	Rizières (ha)
1954	2156	1640	-
1972	1510	674	-
1992	425	71	1097
2003	778	96	1987

*végétation ± dense

Cette très forte réduction de la couverture végétale s'explique par l'intensité de la sécheresse qui a sévi dans cette zone durant plus de deux décennies mais aussi par la pression anthropique très élevée. L'augmentation des superficies dédiées à la riziculture s'est parfois faite au détriment de la végétation (fig. 7.10).

Cette sévère diminution de la couverture végétale favorise l'accélération de l'érosion des sols et des berges qui sera abordée lors de l'interprétation de l'évolution entre 1973 et 2003

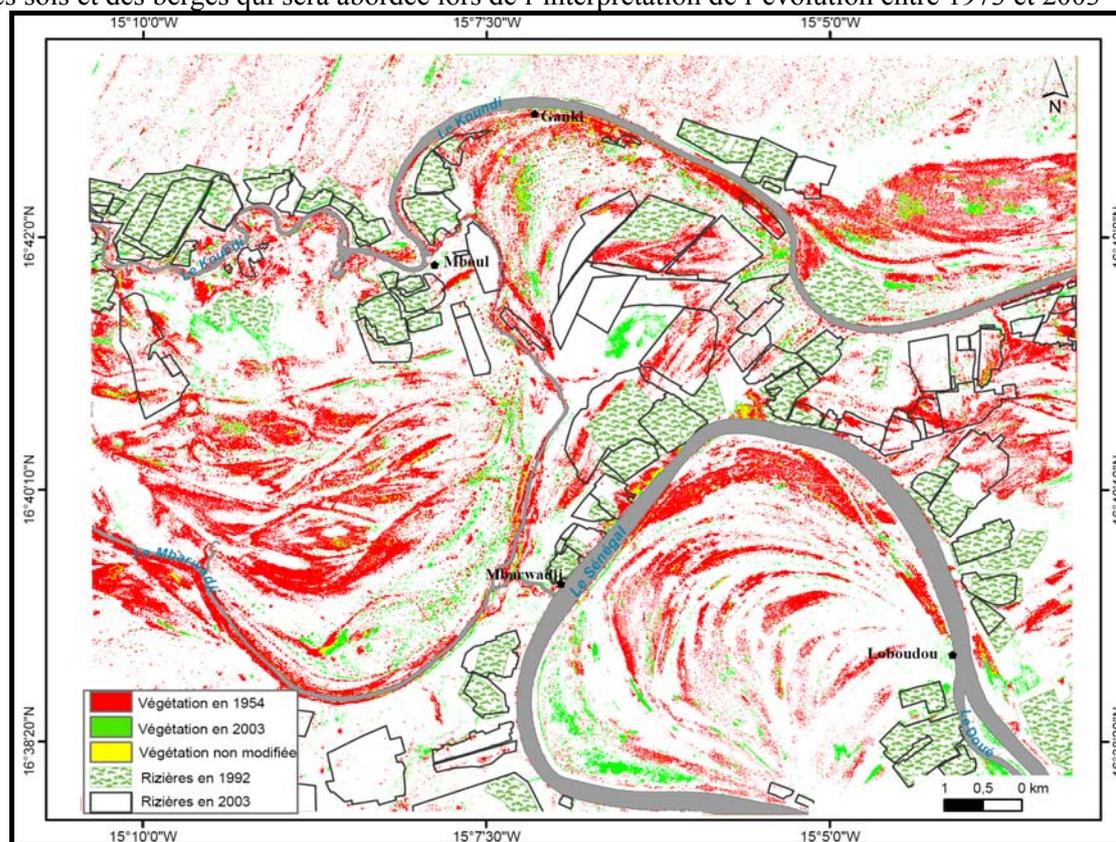


Fig.7.10. Dynamique de la végétation entre 1954 et 1992 et des rizières de 1992 à 2003. La végétation qui a disparu entre les deux dates apparaît en rouge, les nouvelles rizières sont entourées en noir.

Les rizières se sont multipliées dans la plaine alluviale consécutivement au redéploiement des populations dans la vallée pour la mise en valeur de terres, dans le cadre de l'après-barrages. On constate que leur superficie a plus que doublé entre 1992 et 2003, si on tient compte des aménagements non encore exploités.

La zone commune entre les photographies CORONA de 1972 et les photographies couleur de 2003 est présentée à la figure 7.11.

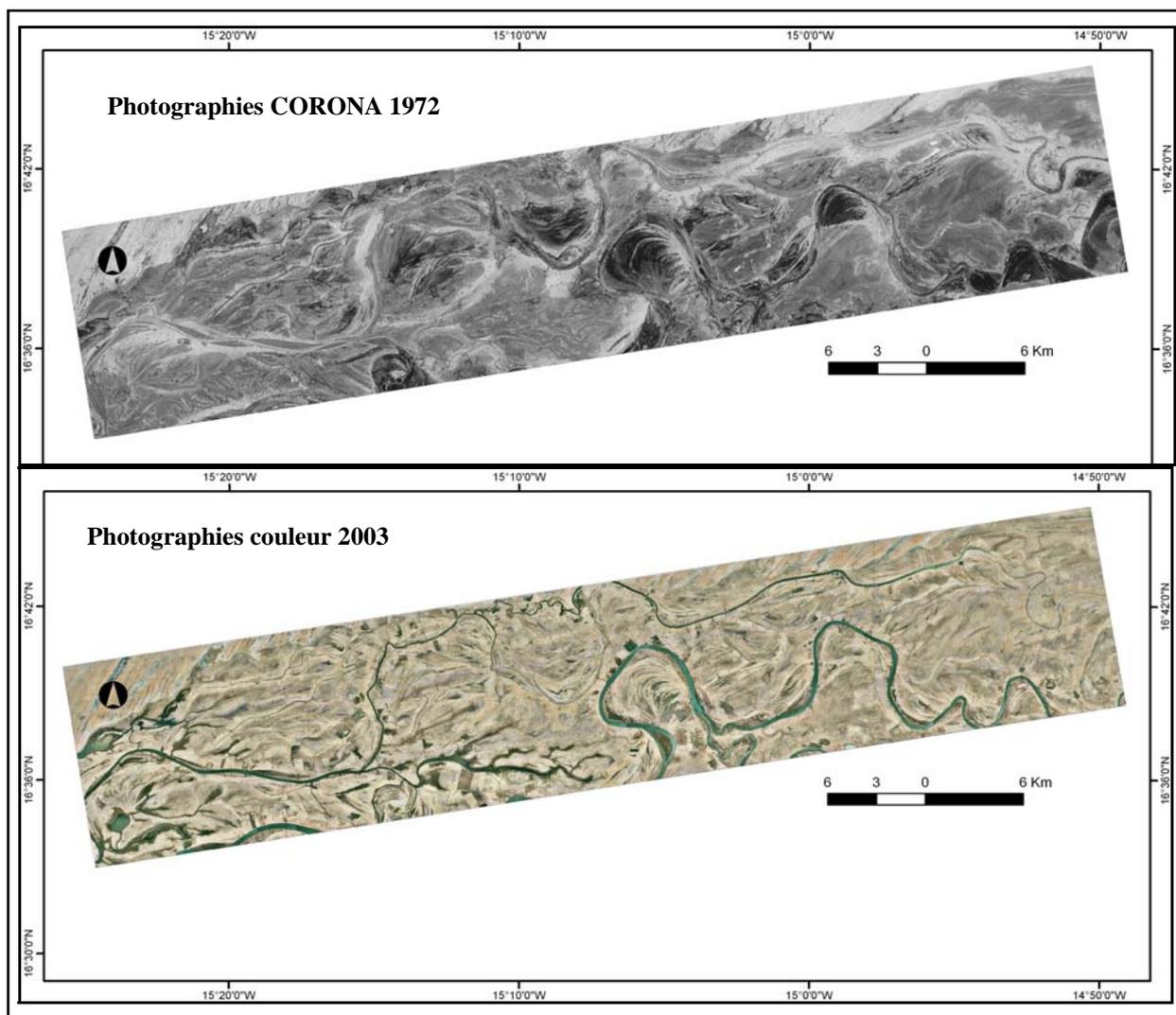


Fig.7.11. Présentation de la zone commune entre les photographies de 1972 et de 2003.

L'évolution de la végétation dans cette zone a également été examinée sur une superficie de 81800 ha. Les résultats, qui sont présentés au tableau 7.4 et à la figure 7.12, montrent une sévère réduction de la végétation (obtenue par seuillage) qui passe de 7886 ha en 1972 (soit 9,6 %) à 1939 ha en 2003 (2,4%). La végétation dense (digitalisée) qui occupait 5516 ha en 1972 (6,7%) ne couvre plus que 546 ha en 2003 (0,7%).

La figure 7.12 montre que la végétation la plus affectée est représentée par les forêts-galeries inondables situées dans la partie sud-est du secteur étudié, comme l'illustrent les figures 7.12a et b. Notons que, dans ce secteur, ces forêts-galeries n'ont pas été remplacées par les rizières qui occupent 6,7 % de la zone en 2003.

Tableau 7.4. Occupation du sol dans la vallée du Sénégal entre 1972 et 2003.

Année	Végétation (ha)	'Forêts' (ha)	Rizières (ha)
1972	7886	5516	
2003	1939	546	5442

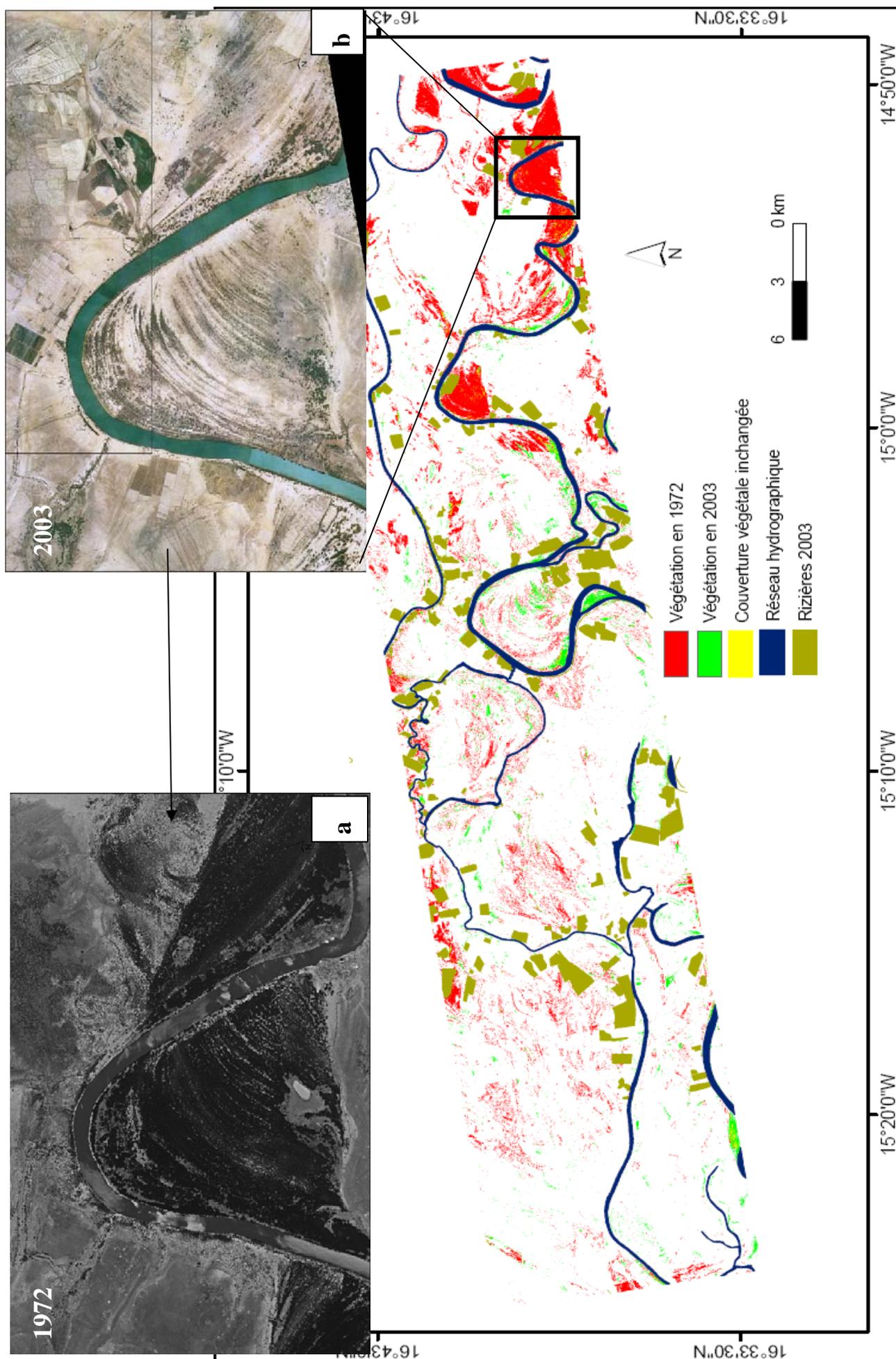


Fig.7.12. Evolution de l'occupation du sol entre 1972 et 2003. La végétation qui a disparu depuis 1972 apparaît en rouge, celle qui est apparue entre les deux dates est représentée en vert. Les imagerie a et b sont des agrandissements de la zone encadrée en noir, extraits des séries de photographies.

Nous avons par ailleurs réalisé une composition colorée entre ces deux séries de données pour analyser l'évolution de l'ensemble de la zone commune. Nous présenterons des extraits de la combinaison pour illustrer cette dynamique.

La superposition de ces deux séries de photographies nous permet d'estimer directement l'efficacité de la dynamique fluviale sur le tracé des cours d'eau. Nous remarquons que durant ces cinquante dernières années, il n'y a pas de changements significatifs sur les tracés des cours d'eau les plus importants à savoir le Sénégal et le Koundi.

Les méandres libres qui ont été formés connaissent une faible mobilité depuis le début des années 50 du fait de la péjoration climatique qui a prévalu lors de cette période. La comparaison (superposition des lits qui ont été digitalisés) des situations de 1972 et de 2003 au niveau d'une boucle du Sénégal (fig.7.13) ne révèle qu'un élargissement du lit mineur consécutif au sapement latéral des berges.

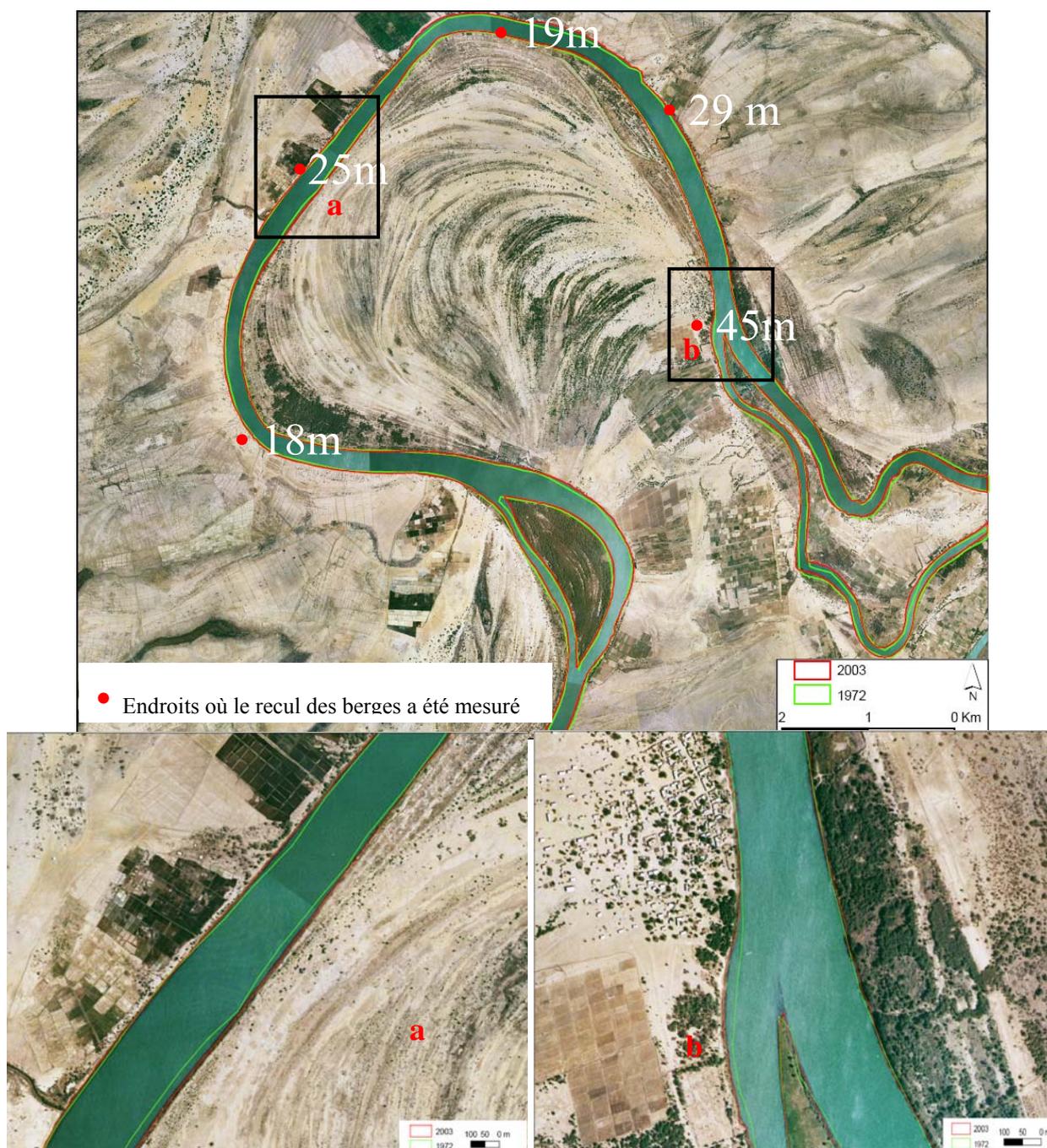


Fig. 7.13. Evolution du lit mineur du Sénégal au niveau d'un méandre entre 1972 et 2003

Les figures 7.13a et b qui représentent des agrandissements extraits de la figure 7.13 confirment cette observation, même si on ne peut pas exclure des erreurs liées à la correction géométrique et à la délimitation du lit mineur.

Le sapement latéral des berges constitue un autre type d'érosion que nous pouvons rencontrer. Des mesures de l'érosion latérale ont été faites dans la vallée en régime naturel grâce aux observations de Sall & Michel entre 1974 et 1979 (*in* Michel, 1985) et le recul des berges a été estimé à environ 1m/an. Ces auteurs ont constaté une diminution du sapement vers l'aval.

Les mesures que nous avons réalisées sur les deux séries de photographies au niveau de la plus grande boucle du Sénégal (fig. 7.13) donnent un recul des berges de l'ordre de 18 à 45 m sur les deux rives pour les 30 ans qui séparent les deux dates de prises de vues. Ces mesures ont été réalisées aux mêmes endroits sur chacune des photographies par le calcul de la distance qui sépare les deux berges (dont les limites sont identifiées par interprétation).

Il convient cependant de noter que ces mesures ne donnent pas d'indications sur le recul annuel, elles donnent simplement une moyenne, l'ampleur de l'érosion pouvant varier d'une année à l'autre. Précisons également que les mesures ne sont pas dépendantes de la hauteur des eaux car les berges, à l'endroit des mesures, sont souvent assez hautes pour être submergées.

Soulignons par ailleurs que, le recul ne se fait pas dans les mêmes proportions pour les deux berges. Aux endroits où on a mesuré des reculs de 45 m et de 25 m, on enregistre respectivement 36 et 20 m sur les berges rives concaves de la boucle et seulement 9m et 5m sur les rives convexes.

A l'échelle de la zone que nous étudions nous remarquons que le sapement latéral est beaucoup plus important sur la boucle qu'en amont vers Podor et la partie orientale des photographies où nos mesures indiquent un recul maximum de 10 m. Cela entre en contradiction avec la remarque avancée par Sall & Michel (cités par Michel, 1985) selon laquelle le sapement diminue vers l'aval, même si nous ne pouvons pas exclure des erreurs liées à la délimitation des berges.

En outre, d'autres changements ont été relevés à partir de l'analyse de la composition colorée, nous en exposons quelques uns à travers les extraits que nous présentons.

La figure 7.14 montre l'évolution de la végétation. La couleur verte foncée (qui correspond aux taches noires des photos de 1972) indique la végétation sur les images CORONA. Cette couleur symbolise donc la végétation qui a disparu. Le vert pâle représente les teintes sombres sur les photos CORONA (dépressions argileuses par exemple). La couleur mauve est liée aux objets apparaissant sur les photographies de 2003 (rizières, hydrographie, végétation).

On constate surtout que c'est la végétation à l'intérieur des méandres qui a été la plus touchée, entre les deux dates (forêt-galerie).

Concernant la période actuelle, il n'existe que quelques petites zones où la végétation est apparue. La couleur mauve est plus présente sur les cours d'eau. Cela s'explique par le changement du régime du Sénégal induit par les aménagements hydroagricoles (en l'occurrence le soutien des étiages). Les rizières sont également bien mises en évidence par des parcelles rectangulaires mauves.

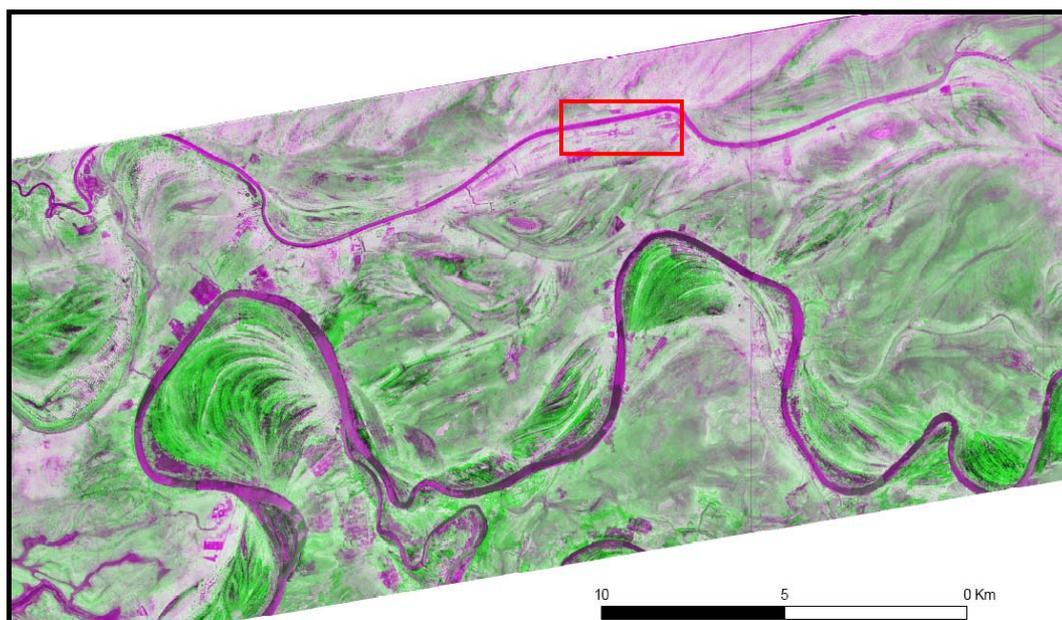


Fig. 7.14. Dynamique des écosystèmes entre 1972 et 2003. La Couleur verte correspond aux niveaux de gris des photographies de 1972, le vert foncé représente la végétation et les autres nuances de vert, les autres taches sombres des photos CORONA (dépressions argileuses). La couleur mauve est liée aux teintes sombres présentes uniquement sur les photographies de 2003 (hydrographie, rizières, végétation, etc.).

Cette disparition de la végétation, combinée au retour et à l'agressivité des précipitations, donnent une dimension plus importante à l'érosion hydrique. Le ravinement s'intensifie, par érosion régressive, il se forme tout un réseau de ravins, comme nous pouvons en voir sur la figure 7.15 (à proximité des cours d'eau surtout).

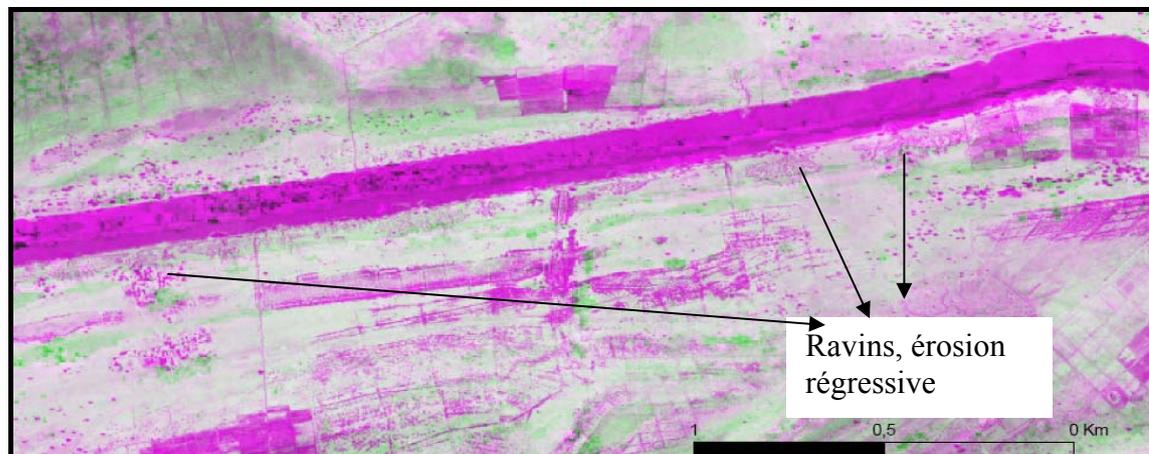


Fig. 7.15. Phénomènes de ravinement entre 1972 et 2003. Extrait de la figure 7.14, zone encadrée en rouge (photo 1972 en vert, Photo 2003 en mauve).

Cette étude multitemporelle nous a permis d'appréhender l'essentiel de l'évolution dynamique d'une portion de la zone d'étude depuis les années 50 par l'utilisation des photographies.

Les faits saillants de cette analyse indiquent une évolution morphodynamique rythmée par les phénomènes d'érosion (éolienne et hydrique) exacerbés par la sécheresse des années 70 et 80, conjuguée aux pressions anthropiques. Les premières manifestations sont constituées par la destruction de la couverture végétale qui fut le premier maillon d'une chaîne de processus morphogénétiques qui accompagnent les phénomènes de désertification. L'extension spatiale de ces processus sera suivie par imagerie satellitale.

7.2. Mise en évidence des changements environnementaux et des caractéristiques morphogénétiques par imagerie satellitale

Le traitement des données satellitales permet d'exploiter les valeurs numériques des pixels pour suivre l'évolution des milieux à différentes échelles spatiales et temporelles. Nous nous intéressons plus particulièrement à l'état de la végétation et des sols. La mise en évidence des modifications environnementales s'articule autour des méthodes d'analyses qui utilisent les différences spectrales pour détecter du changement entre les images.

Les méthodes de détection du changement que nous utiliserons sont la comparaison de classifications et de divers indices et des opérations arithmétiques entre canaux (rapport d'images, indices de changement diachronique qui montrent le sens et la direction du changement).

7.2.1. Les données images utilisées

Des images à différentes résolutions et multidates ont été utilisées dans le cadre de cette étude, elles sont présentées au tableau 7.5.

Tableau 7.5. Images satellitaires utilisées.

Satellite	Date d'acquisition	Capteur	Mode	Résolution	Canaux	Couverture de la zone d'étude
Landsat	12/10/1973	MSS	XS	60 m	4	Partielle
Landsat	04/01/1987	TM	XS	30 et 120m	7	Totale
Landsat	13/11/1999	ETM+	XS+PAN	15-30-60 m	8	Totale
Landsat	29/11/1999	ETM+	XS +PAN	15-30-60 m	8	Partielle
Spot 2	21/01/ 1991	HRV2	PAN	10 m	1	Partielle
Spot 3	07/10/1995	HRV	XS	20 m	3	Partielle
Spot 4	10/1997	HRV	XS	20 m	3	Partielle
Spot 5	28/11/2002	HRG 1	XS	10 m	4	Partielle
Spot 5	29/12/2002	HRG 1	PAN	2,5m	1	Partielle
Spot 5	28/11/2002	HRG 1	PAN	2,5m	1	Partielle
Spot 5	29/12/2002	HRG 1	XS	10 m	4	Partielle
Spot 5	01/05/2004	HRG 1	XS	10 m	4	Partielle
Spot 5	14/10/2005	HRG 1	PAN	5 m	1	Partielle
Envisat	2002-2005	MERIS FR	XS	300m	15	Totale

Les premières données numériques utilisées proviennent des satellites LANDSAT. Les images issues des capteurs MSS et TM ont été reçues après orthorectification : correction dans une projection cartographique avec points d'appui et des erreurs résiduelles dues au relief, corrections des erreurs liées aux variations de l'angle d'observation du satellite (Tucker *et al.*, 2004). Ces images ont été ensuite rééchantillonnées dans le système de projection UTM (Clarke 1880, Adindan, Z28 N) utilisé pour les cartes topographiques de la Mauritanie. Une fusion a été appliquée aux images ETM+ qui contiennent une bande panchromatique à 15m. On génère ainsi une image multispectrale à 15 m de résolution, que nous utiliserons notamment pour mieux observer la configuration du modelé dunaire.

Les images Spot 5 ont également été reçues après orthorectification et rééchantillonnées dans le même référentiel que les images Landsat. Les images SPOT 5 qui ne sont pas toutes représentées dans le tableau 7.5, comportent des scènes de différentes résolutions spatiales et de modes spectraux, acquises simultanément par un même instrument HRG (les

données à 4 niveaux de résolution (20 m, 10 m, 5 m et 2,5 m). Elles seront mosaïquées et fusionnées pour assurer la couverture totale et récente de la zone avec des images multispectrales à haute résolution spatiale. Cela nous permet d'analyser les morphologies de détail et de réaliser les vérifications des classifications.

Les images du capteur optique large champ MERIS FR niveau 1b sont orthorectifiées et englobent chacune une très grande étendue (650 x 560 km) et ont une résolution spatiale de 300 m. Les données dont nous disposons couvrent la période 2000-2005 à raison de deux images par année ; une en saison sèche et une en saison des pluies. Elles nous serviront essentiellement à étudier l'évolution de l'état du couvert végétal lors de cette période.

7.2.2. Traitements et interprétation des résultats

7.2.2.1. Calibration des images

Ces données issues de différents capteurs doivent être calibrées avant de pouvoir être valablement comparées (Chavez, 1996 ; Song *et al.*, 2001).

La calibration est réalisée en convertissant les codes numériques en luminance. Une transformation linéaire des codes numériques exploitant le gain et l'offset est appliquée en utilisant des formules propres aux capteurs.

Pour les images Landsat la luminance est calculée pour chaque longueur d'onde en utilisant soit le gain (G : coefficient angulaire) et l'offset (O : ordonnée à l'origine), soit les luminances minimales et maximales selon la formule :

$$Luminance(L) = \frac{DN(L_{max} - L_{min})}{D_{max}} + L_{min}$$

DN est le compte numérique d'un pixel ; D_{max} compte numérique correspondant à L_{max} (souvent 255); L_{max} et L_{min} représentent respectivement la luminance la plus élevée et la plus faible mesurée par le détecteur

La formule utilisée pour les images Spot est la suivante :

$$Luminance(L) = DN/Gain$$

Les valeurs des gains sont indiquées dans les métadonnées qui accompagnent les différentes images.

7.2.2.2. Fusion d'images

La fusion d'images multi-résolution est définie comme la génération d'une image polygénique de synthèse appelée fusionnée à partir d'une image panchromatique à haute résolution spatiale et d'une multispectrale à plus faible résolution spatiale (Cornet *et al.*, 2003). C'est un processus visant à mélanger des données différentes par leurs contenus et leurs origines.

Le but de la fusion est de combiner l'information spectrale de l'image multispectrale à l'information texturale de l'image panchromatique à haute résolution. Selon Laporterie (2002), on cherche soit à améliorer la pertinence d'un jugement par l'apport d'une information redondante, soit à optimiser l'interprétation par l'injection d'une information complémentaire.

Il existe plusieurs méthodes de fusion d'images selon le compromis que l'on veut trouver entre la précision spatiale et le contenu spectral, elles sont décrites par Laporterie (2002) et Cornet *et al.*, (2003; 2004).

Nous avons adopté une méthode de fusion basée sur le principe des transformations entre espaces colorimétriques, il s'agit des transformations RGB et ITS (Intensité Teinte Saturation) et son inverse. La première étape consiste au passage du RGB à l'ITS. Ensuite la panchromatique est combinée avec les bandes T et S (ce qui nous donne trois canaux à la résolution de l'image panchromatique). La nouvelle composition (PTS) ainsi générée va être retransformée en RGB. Nous obtenons une composition colorée à haute résolution.

Cette technique est mise en œuvre avec le logiciel *Erdas Imagine* qui offre également la possibilité d'effectuer automatiquement trois techniques de fusion dont celle qui repose sur l'extraction des composantes principales et qui a été appliquée à l'image Spot de 2002.

7.2.2.3. Compositions colorées

La composition colorée est une méthode de visualisation d'images polygéniques qui permet de combiner les valeurs de trois images par la synthèse additive des trois couleurs fondamentales

La composition colorée permet d'afficher les éléments du paysage en diverses couleurs selon la combinaison des bandes. L'affichage en « couleur naturelle » ou « vraie couleur » qui représentent le système RVB requiert la combinaison des trois bandes des images dans cet ordre : Rouge (R), Vert (V) et Bleu (B). Toute autre composition est appelée fausse couleur ou fausse couleur de synthèse.

Les figures 7.16 et 7.17 (Landsat TM et ETM+) représentent les compositions en couleur naturelle. Elles présentent le cadre de la zone étudiée : opposition entre le domaine des dunes rouges dites ogoliennes mises en place lors des phases arides du Quaternaire et la plaine alluviale du Sénégal.

Les deux images n'ont pas les mêmes apparences. Sur la figure 7.17, les valeurs par défaut des histogrammes sont affichées, tandis qu'elles ont été étirées pour modifier et améliorer visuellement l'aspect de l'image pour la figure 7.16.

A travers ces compositions colorées nous pouvons observer la configuration et la morphologie générale des formations dunaires.

Les formations dunaires

La plus grande partie de ces deux figures est constituée par une immense nappe de sable agencée en alignements dunaires orientés grossièrement NE-SO séparés par des couloirs interdunaires. Ces formations éoliennes ont acquis leurs principales caractéristiques lors de l'Ogolien (entre 20 et 14 ka BP) même si les dépôts d'une phase aride antérieure et des remaniements ultérieurs ont pu être observés (cf. chapitre 2).

Ces dunes dites rouges à cause du phénomène d'oxydation opéré lors du pluvial tchadien peuvent avoir une épaisseur de 40 à 60 m (Oberlander, 1994), leur altitude varie de 10 à 40 m. Elles sont agencées en de longs alignements qui peuvent s'étaler sur 1 à 3 km, notamment dans la partie nord-occidentale des images, et se prolonger sur plus de 80 km (comme c'est le cas des cordons situés entre la dépression de l'Aftout Chergui et la vallée du fleuve Sénégal).

L'ordonnement en dunes et interdunes avec une même longueur d'onde est rompu à certains endroits par la déflation (partie nord-orientale des figures 7.16 et 7.17).

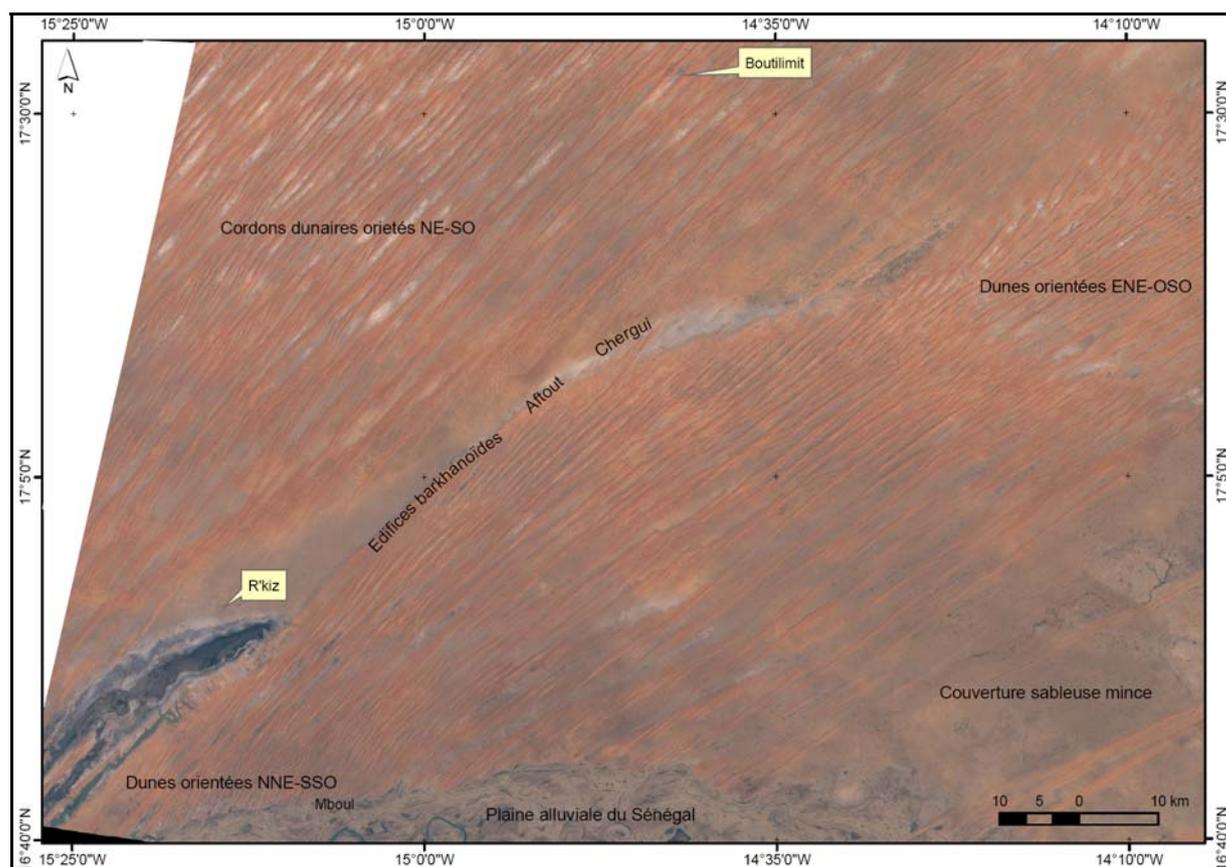


Fig. 7.16. Composition vraie couleur (RVB) de l'image Landsat TM du 04/01/1987 (la valeur des histogrammes a été modifiée).

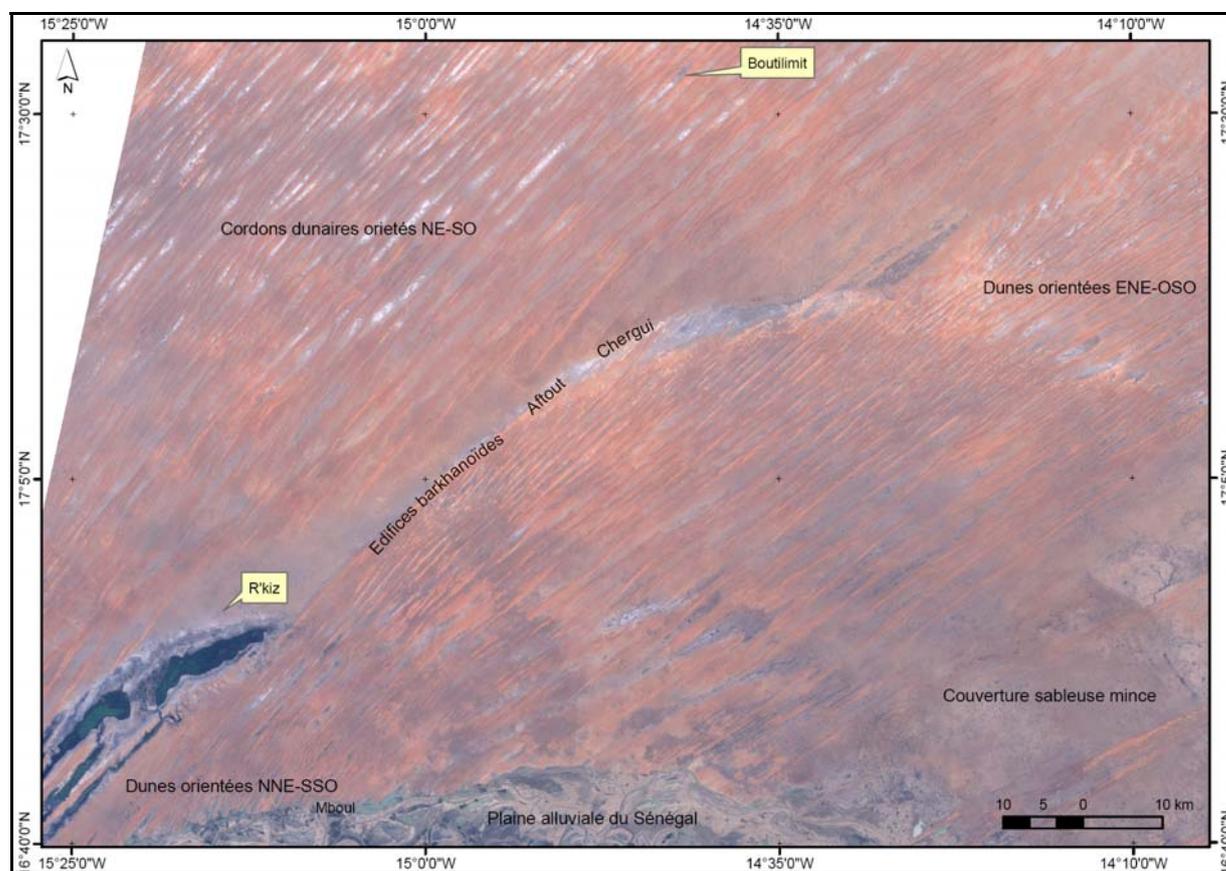


Fig. 7.17. Composition vraies couleurs de l'image Landsat ETM+ du 29/11/1999.

Les crêtes les plus hautes sont plus serrées avec des versants dissymétriques, le versant sous le vent est souvent en pente douce tandis que le versant au vent est en pente forte.

Les cordons de la partie nord-occidentale des images ont une direction NE-SO et s'organisent en dunes longitudinales complexes séparées par des interdunes (à fond blanc) dont la largeur varie, en général, entre 1000 et 1500 m. Les dunes de la partie nord-orientale ont plutôt une direction ENE-OSO et les alignements sont moins réguliers, la largeur des interdunes y varie de 1000 à 1300 m, en moyenne. A proximité de la vallée alluviale du Sénégal, les dunes sont sinueuses et on observe une inflexion de leur direction qui devient NNE-SSO dans la partie méridionale ; les crêtes sont plus serrées et la largeur des interdunes oscille entre 200 et 600 m. Au niveau de la dépression de l'Aftout Chergui les dunes sont constituées d'édifices barkhanoïdes, alors que dans la partie sud-orientale, la couverture dunaire est très mince et se présente sous forme de trainées de sable.

Ces changements dans la direction est à la fois dû à l'influence de la topographie et aux conditions des différentes phases d'accumulations mais aussi régime éolien.

On peut également relever la coexistence de diverses formes de dunes liées aux directions changeantes du vent et à la dynamique éolienne. La confrontation entre les deux images Landsat ne montre pas de changements significatifs sur la configuration des alignements dunaire à l'échelle des figures (7.16 et 7.17), néanmoins le modelé dunaire a connu de multiples remaniements qui ont modifié la morphologie de détail qui sera étudiée dans une autre section.

La dépression de l'Aftout Chergui

La partie centrale de la zone est caractérisée par la présence d'une grande dépression orientée SO-NE qui commence dans la partie SE du Trarza à hauteur de Dagana et s'allonge sur environ 200 km à travers tout le Brakna, il s'agit de l'Aftout Chergui (cf. fig.7.16). On remarque d'abord la présence de deux lacs aux deux extrémités est et ouest et d'une dépression très marquée, repartis le long d'un arc de cercle. Les deux lacs sont celui d'Aleg à l'est (qui n'apparaît pas sur les images) et celui de R'Kiz.

L'origine de cette dépression est controversée.

Michel (1973) soutient qu'elle est façonnée par l'action des eaux courantes et stagnantes et qu'elle fut occupée par un chapelet de grands lacs. Selon cet auteur, elle n'aurait pas une origine tectonique car les sondages effectués par Elouard (1962) dans la zone ne révèlent pas de déformations du substratum. Ce dernier auteur souligne que la dépression est topographique.

En revanche, Maynard (1954) affirme que l'inspection du terrain conduit à soupçonner une origine tectonique du lac de R'kiz et que rien ne permet de voir dans celui-ci les vestiges d'un ancien lit du Sénégal.

En outre, d'autres études indiquent que cette dépression représente un ancien bras du fleuve Sénégal. L'Union hydro-électrique africaine (UHEA, 1952) indique que c'est la trace du lit primitif du Sénégal. Cette affirmation est corroborée par Elouard (1962) qui signale que les calcaires du R'kiz ont été recoupés par plusieurs puits du Brakna méridional et que des dépôts grossiers qui correspondraient à des alluvions anciennes du Sénégal, se situant sous le niveau de la mer, y ont été retrouvés.

Ces détails justifient, entre autres, les hypothèses émises par Audibert (1967) sur l'ancien tracé du fleuve Sénégal. Selon cet auteur, l'écoulement du Sénégal aurait été SE-NO au cours de l'Inchirien inférieur et son cours en aval de Kaédi passait par l'Oued Ketchi et le Lac d'Aleg

pour se jeter dans le golfe du Quaternaire qui s'était formé dans le Trarza (voir fig.2.3). Selon toujours le même auteur, la dérive littorale a créé un cordon qui a obligé le fleuve à se déporter sans cesse vers le sud.

Enfin, les chercheurs de l'USAID (1982), qui ont utilisé l'imagerie satellitale pour faire l'inventaire des ressources du sud-ouest de la Mauritanie faisaient part de l'existence d'un bras fossile du fleuve qui correspondait à ce tracé. Ce constat avait été également fait par Ould Sidi Baba (1996) et par nous-mêmes (Niang, 1998, 2000) à travers l'examen d'une image Landsat MSS de 1986.

L'observation des images satellitales optiques montre que si cette dépression peut être assimilée à un ancien cours du Sénégal, d'autres processus ont favorisé sa formation. Car, sur la distance qui la sépare du tracé actuel (jusque 70 km à certains endroits), d'éventuelles divagations du fleuve ou des vallées fossiles ne sont pas visibles, à moins d'être enfouies sous la couverture sableuse. L'utilisation de l'imagerie radar disposant d'une certaine pénétration dans le sable pourrait nous permettre de répondre à cette question.

La plaine alluviale du fleuve Sénégal

Les formations dunaires ont été recoupées par la plaine alluviale du fleuve Sénégal, qui se présente comme une dépression recouverte d'alluvions, au relief peu accentué.

Le Sénégal a ainsi recoupé les formations dunaires et façonné sa vallée alluviale, de très faible dénivellation, où il trace de nombreuses sinuosités au gré des modifications hydrodynamiques et des oscillations climatiques (figs. 7.18 et 7.19).

La vallée présente des milieux très variés avec une morphologie fluviale et un micro-relief complexes : un vaste réseau d'affluents et de défluents, différentes levées naturelles enchevêtrées et séparées par des dépressions argileuses de formes diverses qui apparaissent plus sombres sur les images (figure 7.19).

Les deux figures (7.18 et 7.19) illustrent le contraste saisonnier et/ou interannuel au niveau de la dynamique fluviale. Elles soulignent une variabilité interannuelle de l'inondation dans la vallée du Sénégal. La figure 7.18 montre la situation lors d'une inondation normale à forte (octobre 1995, récurrence de ± 4 ans), où une bonne partie des dépressions du lit majeur est inondée. Alors que la figure 7.19 prise pourtant lors de la saison humide, mais d'une année de faible inondation (récurrence inférieure à 2 ans), affiche une situation similaire à celle qui prévaut lors de la saison sèche.

La morphologie de la vallée en fait une zone très vulnérable et sensible à l'érosion hydrique mais aussi éolienne d'autant plus que la sécheresse et les actions anthropiques ont modifié la répartition annuelle des crues dans le lit majeur comme nous l'avons vu lors de l'interprétation des photographies aériennes.

L'analyse diachronique nous permettra d'évaluer les caractéristiques de la morphodynamique.

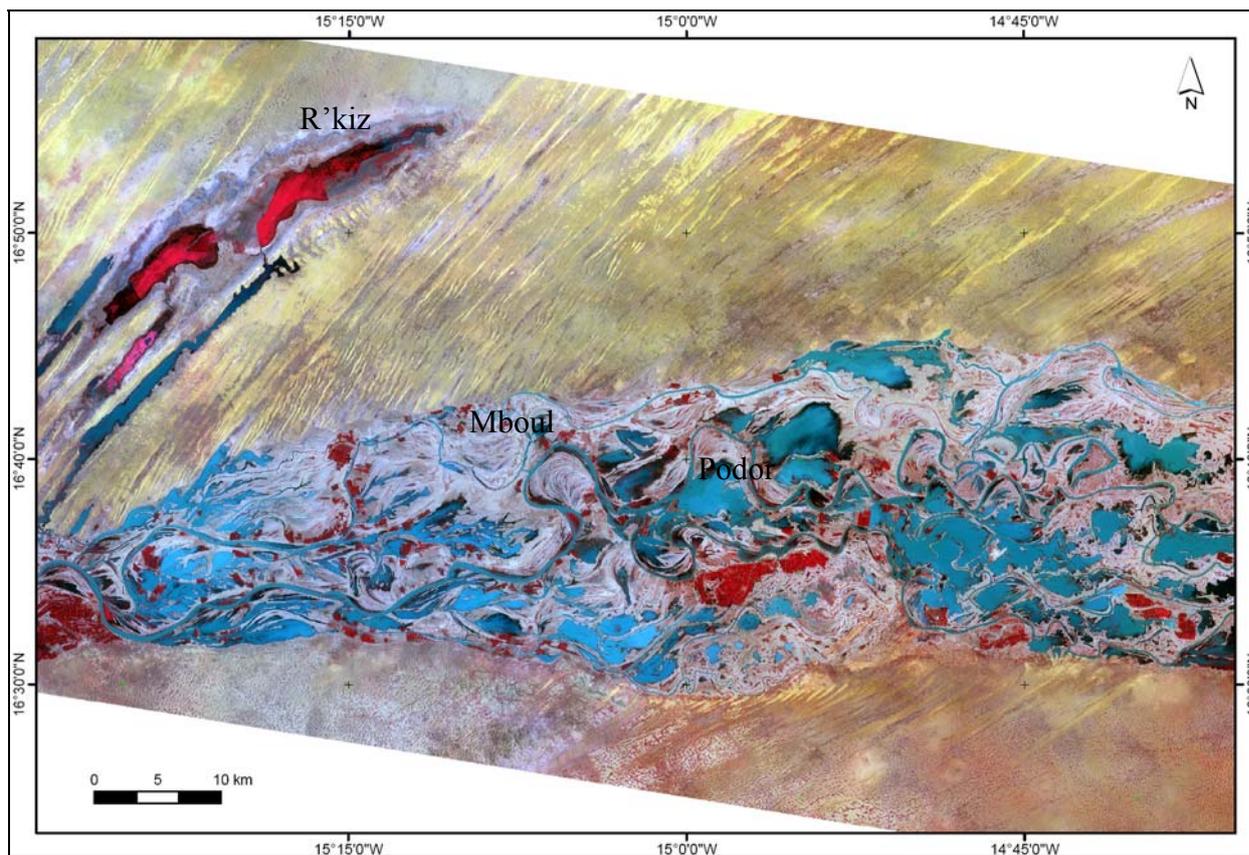


Fig. 7.18. Plaine alluviale du fleuve Sénégal : composition fausse couleur image SPOT 3 du 07/10/1995 (saison humide, inondation normale à forte).

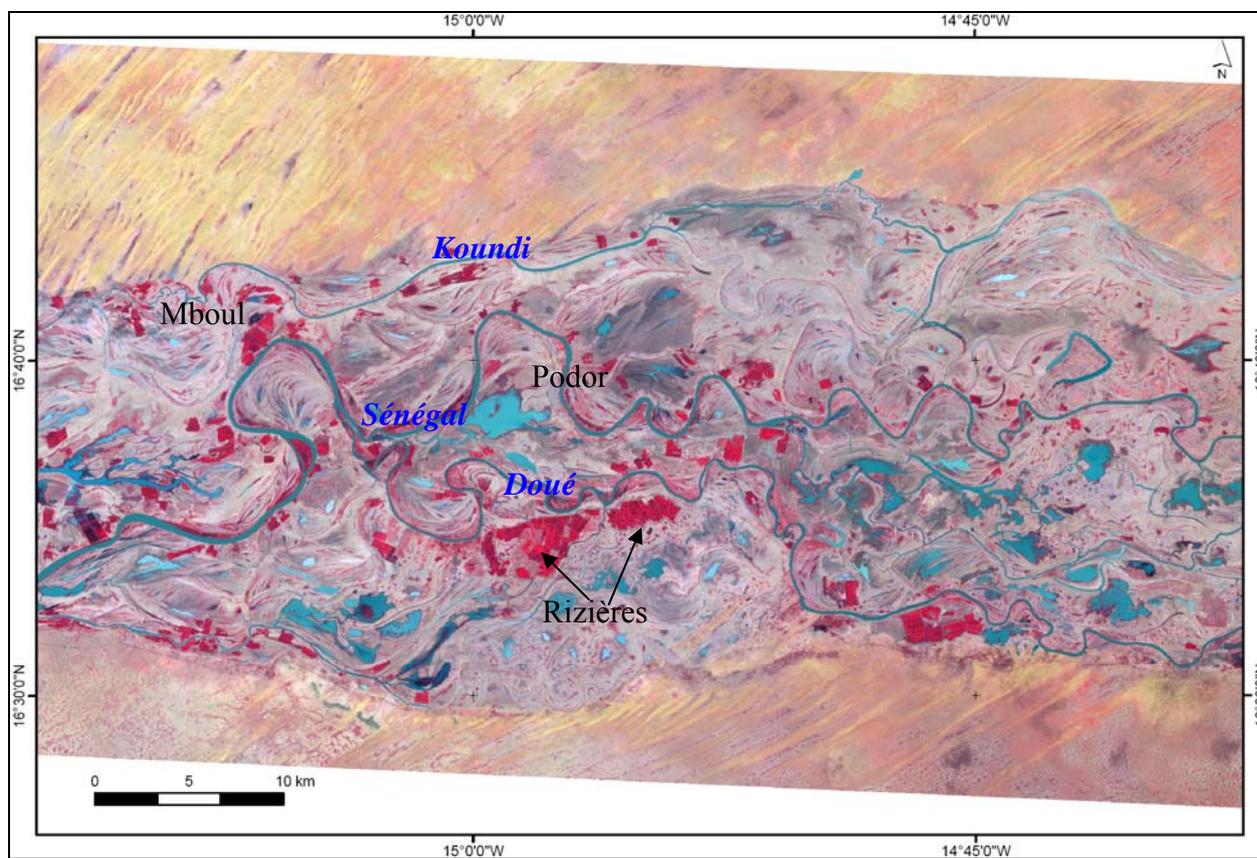


Fig. 7.19. Mosaïque de composition fausses couleurs image SPOT 4 - 10/1997 (plaine alluviale du Sénégal, saison humide, inondation faible).

7.2.2.4. Classifications

Méthodologie

Les classifications spectrales ont pour objectif de regrouper les pixels qui présentent une signature spectrale similaire en un certain nombre de classes, en supposant que les valeurs radiométriques semblables traduisent une occupation du sol identique.

Nous utilisons deux types de classification : une classification non-supervisée ou non-dirigée et une classification supervisée ou dirigée, qui sont combinées.

Dans une classification non-supervisée, les pixels sont classés en fonction de leurs positions relatives dans l'espace spectrale, sans aucune information a priori sur la nature des objets à classer. On laisse l'algorithme analyser l'ensemble des signatures spectrales des pixels de l'image et déterminer les regroupements. Nous avons appliquée une classification non-supervisée ISODATA (Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique) qui calcule des moyennes de classe réparties uniformément dans l'espace de données puis effectue un regroupement itératif des pixels restants en utilisant les techniques de distance minimale. Nous avons déterminé 12 classes et 10 itérations pour améliorer la précision de la classification.

Les classes ainsi formées ont été redéfinies et affinées dans le cadre de la classification supervisée.

La classification supervisée consiste à injecter dans la procédure de classification une connaissance a priori sur les classes à reconnaître en ayant une connaissance a priori de la zone à classer. On cherche donc à rattacher tous les pixels de l'image à une des classes connues en partant du principe que les statistiques calculées sur les échantillons sélectionnés sont représentatives des classes et significatives pour permettre la discrimination des pixels. Pour se faire, on sélectionne des sites d'entraînement qui doivent être constitués par un ensemble de pixels de même affectation identifiés sur le terrain ou son substitut, afin d'en extraire des statistiques mono et multivariées sur les pixels constituant chaque classe et sous-classe (pour éviter les effets de site).

Les échantillons choisis pour les sites d'entraînements doivent remplir certaines conditions. Chaque classe doit au moins être représentée par un site. Les variations de radiométrie liées aux conditions du milieu (humidité, topographie, etc.) doivent être intégrées à l'aide des sous-classes ; le nombre de pixels pour chaque classe est au minimum 100, présentant une signature spectrale. La représentativité et la qualité de l'échantillonnage conditionnent la validité de la classification.

Nous avons utilisé l'algorithme par maximum de vraisemblance qui suppose une distribution normale multivariée par l'échantillon de valeurs de chaque classe. Le pixel est alors affecté à la classe qui maximise une fonction discriminante calculée à partir des statistiques sur les sites d'entraînement.

Le contrôle de la classification a été fait sur le terrain pour les parties des images que nous avons pu visiter. Pour le reste nous nous sommes basés sur une autre image dont la très haute résolution spatiale permet une analyse détaillée de la zone.

Contrôle de la qualité de la classification

Le contrôle de la classification a été réalisé pour vérifier sa fiabilité et estimer ses erreurs. Pour se faire, nous avons pris un échantillon de pixels représentatif de chaque classe sur l'image pour en vérifier l'affectation réelle sur le terrain et au départ d'une image SPOT 5 de 2002 (résolution 2,5 m). La vérification de la classification a concerné uniquement l'image

Landsat ETM+ de 1999. Pour cette image nous avons calculé la matrice de confusion et l'indice Kappa, les résultats sont présentés aux tableaux 7.6 et 7.7.

La matrice de confusion permet d'analyser la précision de l'interprétation de chaque classe. Les pixels bien classés se trouvent sur la diagonale, tandis que les autres valeurs des colonnes indiquent les confusions et erreurs produites dans la classification. Nous pouvons constater que la plus grande part des pixels est bien classée. La précision globale est de 69%. Néanmoins, quelques confusions peuvent être rencontrées. Les différentes classes de dunes peuvent prêter à plusieurs confusions car il s'agit en général de dunes vives dont certaines connaissent une fixation saisonnière par une végétation herbacée après la saison des pluies. Les sols nus peuvent également être localisés au niveau des interdunes.

Tableau 7.6. Matrice de confusion pour le contrôle de la classification de l'image Landsat ETM+ du 29-11-1999. En ligne on retrouve les données classées et en colonne les données réelles.

Classified Data	CRETE	DUNE VIVE	DUNE	INTERDUNE	CULTURE	SOL NU	EAUX LIBRES	VEGETATION	DUNE REMANIEE	Row Total
CRETE	1	2	0	0	0	2	0	0	0	5
DUNE VIVE	0	5	1	1	0	1	0	0	1	9
DUNE	0	0	10	0	0	0	0	0	0	15
INTERDUNE	0	0	0	9	0	0	0	0	1	10
CULTURE	0	0	0	0	0	0	1	4	0	5
SOL NU	0	0	0	3	0	6	0	0	3	12
EAUX LIBRES	0	0	0	0	0	0	5	0	0	5
VEGETATION	0	0	0	0	0	0	0	6	0	6
DUNE REMANIEE	0	0	3	2	0	1	0	0	27	33
Column Total	1	7	14	15	0	10	6	10	37	100

L'indice kappa donne la précision de la classification (Pontius, 2000). Il est largement utilisé pour le contrôle de la qualité des classifications et incorpore les éléments de la matrice de confusion (Foody, 2003). Les valeurs de cet indice traduisent un degré de précision qui est d'autant plus élevé si l'on s'approche de 1 (tableau 7.7).

Tableau 7.7. Valeur de l'indice Kappa pour la classification de l'image Landsat ETM+ du 29-11-1999.

KAPPA (K [^]) STATISTICS	
Overall Kappa Statistics = 0.6192	
Classe	Kappa
Unclassified	0.0000
CRETE	0.1919
DUNE VIVE	0.5221
DUNE	0.6124
INTERDUNE	0.8824
CULTURE	0.0000
SOL NU	0.4444
EAUX LIBRES	1
VEGETATION	1
DUNE REMANIEE	0.7114

Soulignons que la validation de la classification n'a pas pu être faite pour les autres images et que des confusions plus ou moins importantes peuvent également s'y retrouver.

Comparaison des classifications

Une comparaison visuelle est d'abord faite à partir des images classifiées (figs. 7.20 et 7.21) ensuite nous avons choisi trois zones-test (définies sur la figure 7.21) pour suivre l'évolution de la nature des surfaces et de leur couverture des sols depuis 1973.

La confrontation entre les classifications des images Landsat MSS de 1973 (fig. 7.20) et ETM+ de 1999 (fig.7.21) et montre une dégradation généralisée des états de surface et permet d'identifier les formes caractéristiques du modelé.

Les dunes dites ogoliennes sont subdivisées en trois types, selon leurs états de surface. Les dunes vives caractérisent la plupart des surfaces. Leur discrimination n'est pas très aisée sur les images car les variations de la couverture herbacée peuvent être très importantes selon la saison et la topographie du cordon dunaire. La partie septentrionale des images qui fait partie du domaine saharien est exclusivement occupée par les dunes vives qui sont représentées par une couleur jaune.

Les dunes dites remaniées sont composées des cordons dunaires ogoliens dont certaines parties (notamment les crêtes) sont ravivées suite à la dégradation de la couverture végétale qui les fixait. Ces dunes peuvent être stabilisées en cas d'amélioration des conditions écologiques ou d'intervention humaine mais sont souvent remises en mouvement.

Les dunes fixées caractérisent les formations éoliennes stabilisées par la végétation arborée et/ ou herbacée. Ces dunes ont été très fortement affectées par la longue période de sécheresse des décennies 70 et 80 et la pression anthropique. D'ailleurs, elles ne sont figurées que sur l'image de 1973 (fig. 7.20). Elles pourraient être retrouvées sur les autres classifications mais avec des proportions très faibles.

Les zones de sols nus définissent les secteurs où la couverture sableuse est très faible et laisse apparaître le substratum. C'est le cas parfois dans les couloirs interdunaires, la plaine alluviale et dans la partie orientale des images.

Les interdunes définissent les couloirs dépressionnaires entre les dunes. Elles sont en général occupées soit par des dépressions argileuses soit par des sols nus mais elles peuvent également être envahies par les sables dunaires.

Par ailleurs, au niveau des trois zones-test (localisées sur la figure 7.21). Nous avons réalisé des mesures de surfaces pour suivre l'évolution des classes les plus représentatives entre les trois images Landsat (MSS de 1973, TM 1987 et ETM+ de 1999). La figure 7.22 représente une comparaison des classifications supervisées de la zone test 3 dont les statistiques sont indiquées sur le tableau 7.8.

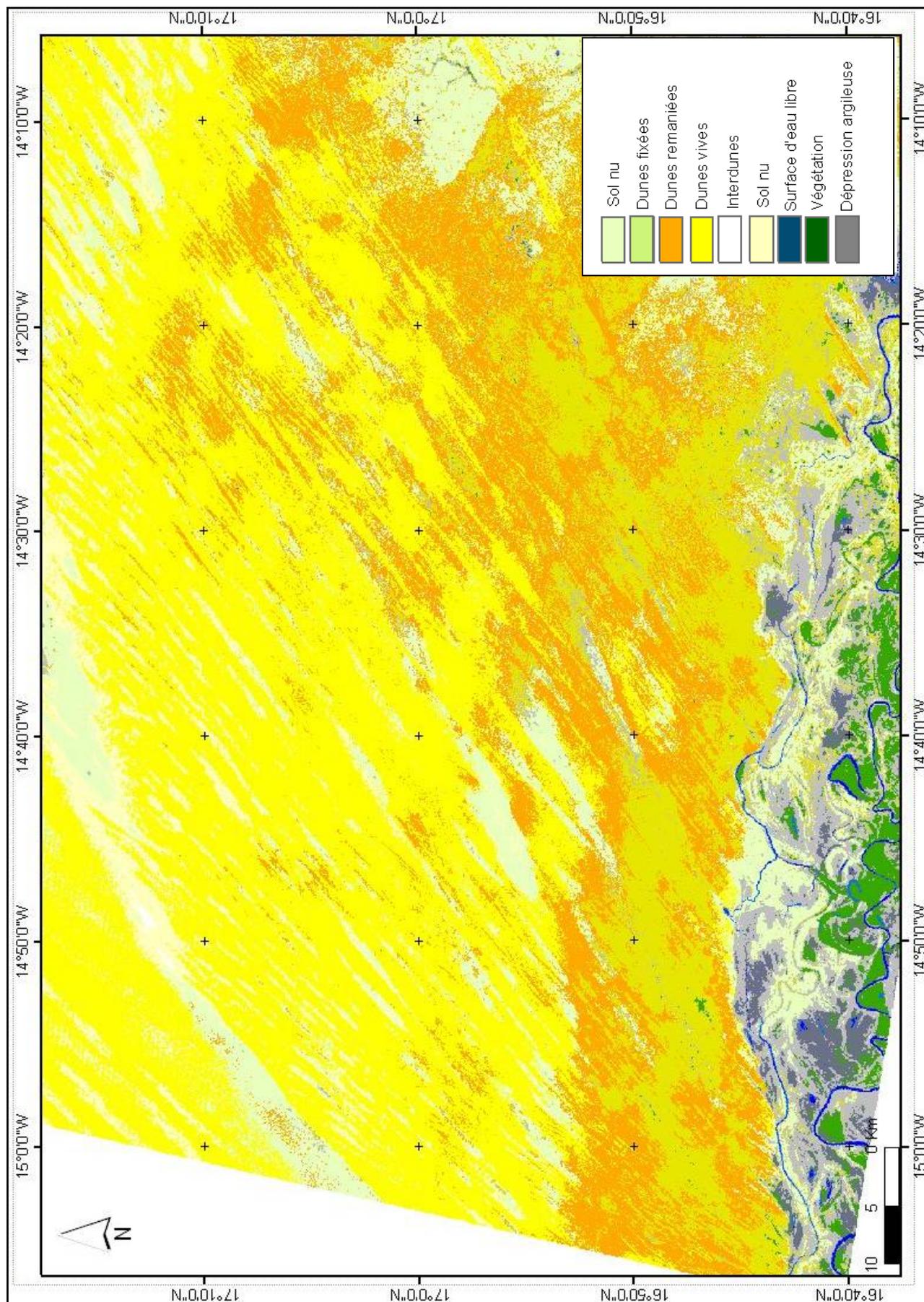


Fig. 7.20 Classification supervisée de l'image Landsat MSS du 12/10/1973.

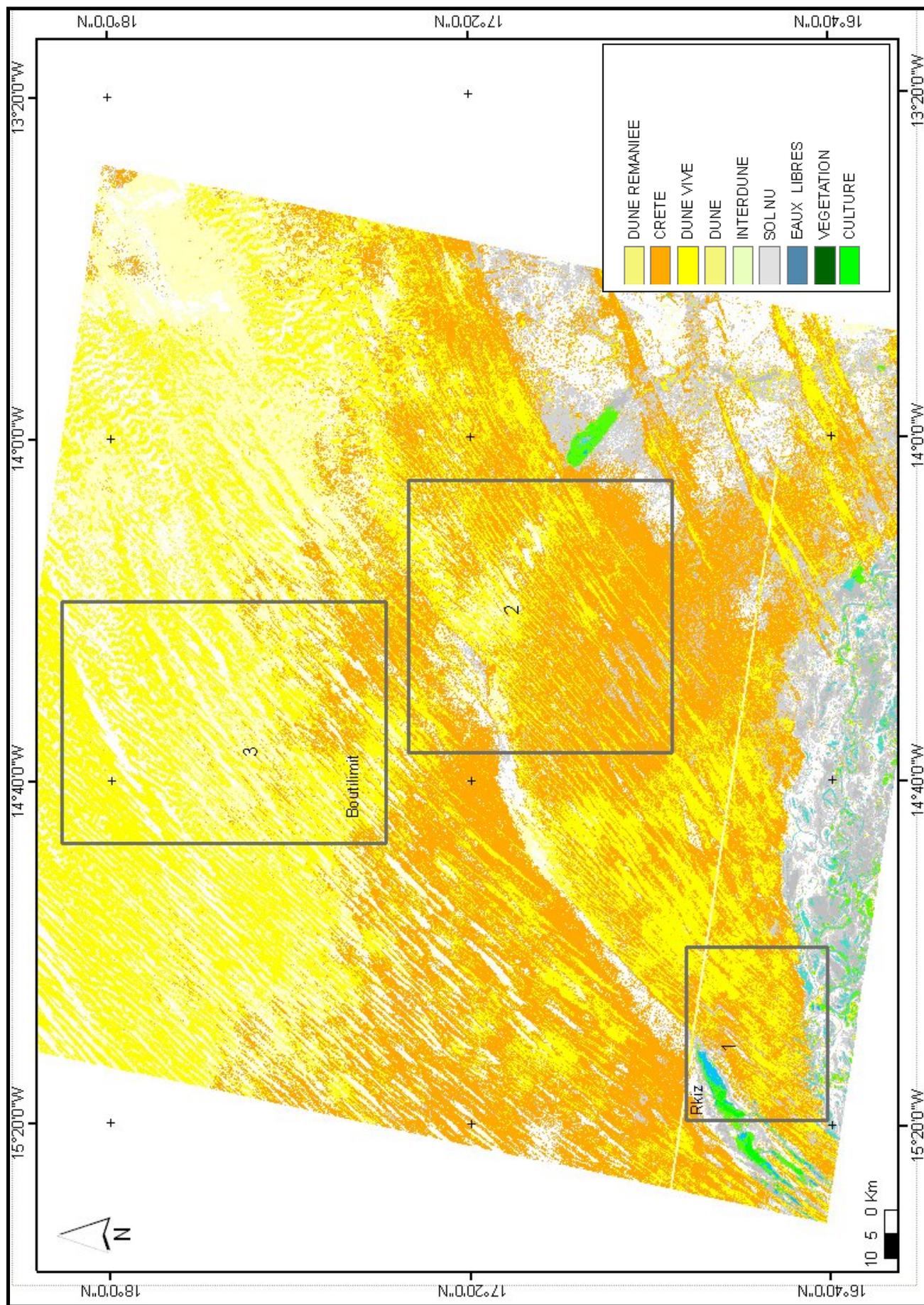


Fig. 7.21 Classification supervisée de l'image Landsat ETM+ du 29/11/1999.

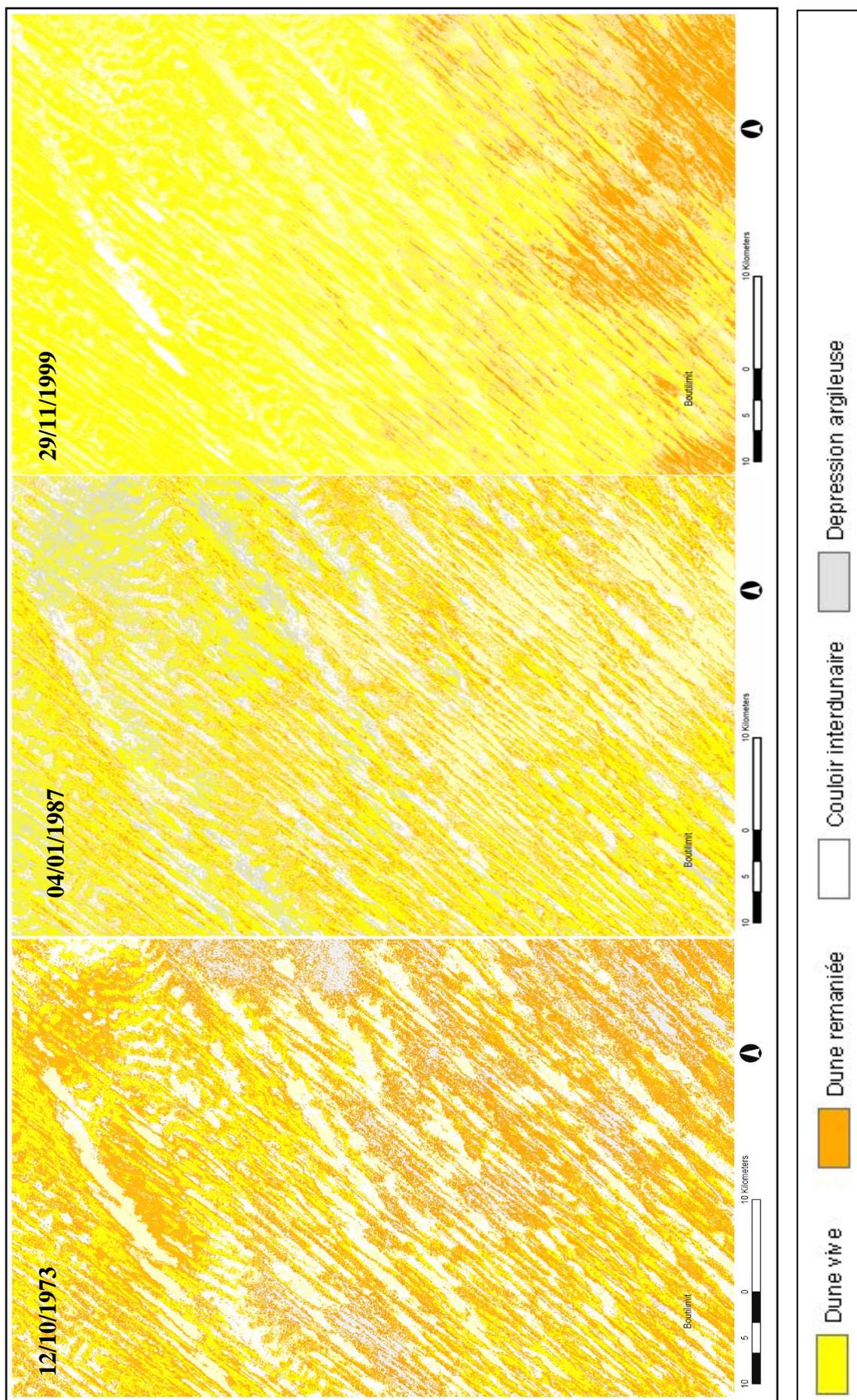


Fig. 7.22. Comparaison des classifications supervisées de la zone-test 3 des images Landsat MSS 1973, TM 1987 et ETM+ 1999.

Tableau 7.8. Résultats statistiques des classifications de la zone-test 3 des images Landsat.

Image Landsat MSS classifiée du 12/10/1973		
Classe	Nombre de pixels	% de l'image
Dunes vives	273 546	26,9
Dunes remaniées	172 156	16,9
Dunes fixées par la végétation	160 834	15,8
Dépression argileuse	79 337	7,8
Interdune	324 487	32

Image Landsat TM classifiée du 04/01/1987		
Classe	Nombre de pixels	% de l'image
Dunes vives	1 527 723	36,4
Dunes remaniées	1 201 890	28,6
Dépression argileuse	445 666	10,6
Interdune	1 010 744	24,1

Image Landsat ETM+ classifiée du 29/11/1999		
Classe	Nombre de pixels	% de l'image
Dunes vives	1 628 729	41,1
Dunes remaniées	941 383	25,75
Dépression argileuse	435 003	11,9
Interdune	771 818	20,9

Ces statistiques montrent une extension de la superficie occupée par les dunes vives entre 1973 et 1999 qui passe de 27 à 41% des images. Cette dégradation généralisée des paysages induite par la crise climatique des années 70 qui est aggravée par les actions anthropiques, se manifeste également dans les autres classes d'occupation des sols.

Les dunes fixées n'apparaissent de façon significative que sur l'image Landsat de 1973. Celle-ci a été prise pendant la sécheresse mais le temps de réponse de la végétation peut être assez long.

Les dunes remaniées représentent une classe entre les dunes fixées et les dunes vives et elles peuvent passer de l'une à l'autre selon les conditions écologiques et saisonnières. Leur évolution au niveau de ce secteur indique qu'elles sont plutôt devenues des dunes vives. Elles se sont étendues entre 1973 et 1987 à cause de l'intensité de la sécheresse.

Les couloirs interdunaires ont été scindés en deux catégories. Les dépressions argileuses définissent les parties où le substrat est composé des sols argileux et qui servent de terre de culture après les inondations. Les interdunes à fond blanc et celles partiellement ensablées sont regroupées sous l'appellation interdune. L'extension latérale des cordons dunaires a occasionné la réduction de la superficie des interdunes (32% en 1973, 24% en 1981 et 21% en 1999).

7.2.3. Les indices

Les indices sont basés sur l'exploitation des différentes caractéristiques spectrales des objets qui permettent l'élaboration de méthodes d'analyse fondées sur l'utilisation simultanée de données provenant de diverses longueurs d'onde, sous forme de rapports ou de combinaisons arithmétiques et transformations mathématiques diverses. Selon Naizot *et al.* (2004), ils permettent de résumer l'information apportée par les canaux par une seule variable appelée indice. Ils synthétisent l'intensité de phénomènes assez complexes qui déterminent l'état de dégradation des sols, notamment dans les milieux arides et semi-arides (Bannari *et al.*, 1995, cités par Henry, 2004; Bannari *et al.*, 2007).

7.2.3.1. Les indices de végétation

Les indices de végétations sont utilisés pour apprécier la quantité ou la qualité de la végétation d'une zone donnée. Les indices idéaux sont définis par Jackson *et al.* (1983), cités par Bouziri (1999) comme étant particulièrement sensibles à la végétation, insensibles à la brillance et à la couleur des sols, peu affectés par les effets de l'environnement, de l'atmosphère et de la géométrie d'illumination solaire, ainsi que les conditions de prise de vue du capteur. Ils effectueraient également une normalisation des facteurs internes et permettraient de discriminer les différents états de la végétation (Brun, 2004).

C'est pour minimiser les effets des facteurs externes aux informations spectrales que plusieurs indices de végétation dont la plupart combinent des données contenues dans les bandes spectrales rouge (R) et proche infrarouge (PIR) ont été développés.

Dans la littérature, on peut trouver divers indices dont les potentiels et limites sont discutés (Baret & Guyot, 1991 ; Huete & Jackson, 1988 ; Huete *et al.*, 1994, 1997; Cyr *et al.*, 1995 ; Epiphanyo & Huete, 1995 ; Desrosiers, 1999 ; Yoshioka *et al.*, 2000 ; Liu *et al.* 2007). Le tableau 7.8. reprend divers indices de végétations et leurs caractéristiques.

Les indices peuvent être subdivisés en plusieurs catégories. Certains se résument en un simple rapport ou rapport normalisé entre canaux, comme le Simple Ratio ou l'indice normalisé de végétation (NDVI). Ces indices mettent en valeur le contraste entre le sol et la végétation mais minimisent les effets des conditions extérieures et sont sensibles à la réflectance des sols (Baret & Guyot, 1991). D'autres utilisent une combinaison linéaire ou sont calculés à partir de la droite des sols dans l'espace (R, PIR) tel que le PVI. Le SAVI constitue une sorte de compromis entre ces deux types d'indices (Cyr *et al.*, 1995); c'est un NDVI amélioré, pour diminuer la brillance du sol, un facteur d'ajustement du sol « L » est ajouté (Huete, 1988). Il existe également d'autres indices qui minimisent les effets atmosphériques (voir tableau 7.9).

Le choix des indices à utiliser se heurte au fait que leur efficacité varie en fonction du type de sol en place, des conditions atmosphériques et aussi du type de couverture végétale. Ainsi, aucun indice n'est valable partout et son choix nécessiterait une étude en soi (McDonald *et al.*, 1998 ; Bergeron, 2000).

Si le PVI donne de bons résultats dans certains cas (Bergeron, 2000 ; Dion, 2006), il est très influencé par les propriétés du sol que l'on doit ainsi prendre en considération. Sa mise en œuvre est, dès lors, moins facile. Dans notre cas, il n'est pas évident d'identifier des pixels de sols nus sur les images Landsat MSS ou Envisat MERIS dont les résolutions spatiales sont respectivement de 60 m et 300 m. Or ces séries d'images nous permettent respectivement, de suivre l'évolution de la végétation depuis le début de la sécheresse des années 70 et d'observer l'évolution saisonnière de la couverture végétale à partir des années 2000.

Les indices de végétation que nous retiendrons sont le NDVI et le SAVI.

L'indice normalisé de Végétation (NDVI)

Malgré ses limitations, le NDVI est encore l'indice le plus utilisé car il est simple, normalisé et ne requiert pas d'informations sur les paramètres du sol (Escadafal & Huete, 1991 ; Moulin, 1995 ; Cayrol, 2000). Il constitue un bon indicateur du comportement de la végétation surtout quand la couverture est totale. Selon McGwire *et al.*(2000), Il donne parfois de meilleurs résultats que le SAVI, même sur des couvertures végétales éparées.

Tableau 7.9. Caractéristiques des différents indices de végétations (source : Brun, 2004).

Dénomination	Formule	Caractéristiques	Auteurs (in Girard & Girard)
Différence	R - PIR	Forte sensibilité aux variations atmosphériques	Monget (1980)
Rapport	RVI = PIR / R ou d'autres canaux Indice pigmentaire XS1 / XS2 (SPOT)	Saturation aux forts indices, sensibilité à la contribution spectrale des sols et aux effets atmosphériques	Knipling (1970), Viollier et al. (1985)
Indice de végétation par différence normalisée	NDVI = (PIR - R) / (PIR + R)	Sensibilité aux effets atmosphériques, gamme de variation plus faible que le précédent, mais sensibilité aux variations angulaires de la visée, selon la position vis à vis du soleil (hot spot)	Rouse et al. (1974), Tucker (1979)
Indice de végétation transformé	TVI = (NDVI + 0,5) ^{1/2}	Essai d'élimination des valeurs négatives, stabilisation de la variance	Deering et al. (1975)
Indice perpendiculaire de végétation	PVI = (PIR - aR - b) / (a ² +1) ^{1/2} où a est la pente de la droite des sols et b son ordonnée à l'origine	Diminution de la contribution spectrale des sols, mais sensibilité à diverses caractéristiques des sols	Richardson & Wiegand (1977)
Modèle "Tasseled cap"	formule générale: a1(V) + a2(R) + a3 (PIR) + a4(PIR) où a1, a2, a3, a4 sont des constantes dépendant du capteur (MSS ou TM)	Transformation orthogonale des 4 canaux pour réduire la sensibilité à la contribution spectrale des sols, sans pouvoir l'éliminer complètement	Kauth & Thomas (1976)
Indice de verdure (issu du précédent)	GVI = -b1(V)-b2(R)+b3(PIR) +b4(PIR) où b1, b2, b3, b4 sont des constantes dépendant du capteur (MSS ou TM)		Jackson (1983)
Indice de végétation ajusté au sol	SAVI = [(1+L) (PIR-R)] / (PIR+R+L) avec L = 0,5 pour diminuer l'effet du sol	De nombreux indices sont issus de celui-ci pour minimiser l'effet du sol (TSAVI, MSAVI...)	Huete (1988)
indice de végétation résistant aux effets atmosphériques	ARVI = (PIR-RB) / (PIR+RB) avec RB = R - g(B-R) où g est fonction du type d'aérosols	Diminue l'effet des aérosols contenus dans l'atmosphère sur le NDVI mais sensible à la contribution spectrale des sols	Kaufman & Tanre (1992)
Indice de végétation amélioré	EVI =2.5 [(PIR-R) / (PIR+6R - 7.5B+1)]	Diminue l'effet des aérosols contenus dans l'atmosphère sur le NDVI et minimise l'effet du sol	Huete (1997)

Le NDVI est un indice corrélé à l'activité photosynthétique des couverts, il exploite le contraste entre le sol et la végétation dans les canaux rouge (R) et le proche infrarouge (PIR) selon la formule :

$$NDVI = \frac{PIR - R}{PIR + R}$$

L'indice est compris entre -1 et 1 et augmente avec la densité de la végétation chlorophyllienne active.

L'indice de végétation ajusté pour le sol (SAVI)

Le SAVI est un indice créé par Huete (1988) pour atténuer la brillance du sol. L'auteur a introduit un facteur d'ajustement L qui varie de zéro à l'infini en fonction de la densité de la couverture végétale. Ce facteur L qui a été fixé à 0,5 par Huete (1988) a été ensuite adapté et

modifié par d'autres auteurs (Steven *et al.*, 2003). Un coefficient L de 1 est en général utilisé pour les régions à faible couverture végétale, comme c'est le cas pour notre zone d'étude.

Le SAVI est considéré comme un bon indicateur de la végétation (Baret *et al.* 1995, Huete *et al.*, 1997) surtout dans les endroits de faible couverture végétale (Giannico, 2007). Selon Bergeron (2000), le SAVI estime plus précisément le taux de recouvrement végétal si celui-ci est < à 50%.

Cet indice est surtout retenu pour sa sensibilité au couvert végétal, sa simplicité et sa robustesse (Hubert-Moy, 2004), sa formule se présente comme suit :

$$SAVI = (1 + L) \frac{(PIR - R)}{(PIR + R + L)}$$

L représente le facteur d'ajustement, PIR et R sont les valeurs de réflectance dans le proche infrarouge et le rouge

Evolution des indices de végétation

Les indices utilisés nous ont permis de suivre l'évolution de la couverture végétale à travers les images satellitaires. Une analyse multitemporelle est d'abord réalisée avec les images à haute résolution spatiale entre 1973 et 2000. La variation saisonnière et interannuelle est analysée par la comparaison entre les NDVI des images MERIS de 2000 à 2005.

Les images des indices peuvent être visualisées à l'aide d'une palette de couleur ou en niveaux de gris. Dans le derniers cas, les tons blancs représentent les valeurs des pixels les plus élevées et donc la végétation chlorophyllienne. Les tons noirs correspondent à l'eau et les foncés à des pixels de faibles valeurs.

L'observation des NDVI des images Landsat MSS de 1973 et TM de 1987 (fig. 7.23) montre une réduction de la couverture végétale entre ces deux périodes dans la plaine alluviale du Sénégal. Cette partie du secteur étudié a connu une importante diminution de la végétation dont nous avons évoqué les causes et impacts lors de l'interprétation des photographies aériennes. Sur les parties communes entre les NDVI des images de la figure 7.23, on peut remarquer la disparition d'une partie importante des forêts-galeries qui protégeaient les berges.

Signalons également que les valeurs des indices de 1973 sont exclusivement constituées par la végétation tandis que celles de l'image de 1987 sont parfois attribuées aux rizières. Ainsi les secteurs où les indices ont augmenté sont souvent occupées par des superficies cultivées.

Notons qu'au niveau des formations dunaires, les indices utilisés ne permettent pas d'apprécier l'évolution de la couverture végétale, celle-ci étant trop éparse.

La confrontation entre le NDVI et le SAVI ne montre pas de différences très significatives entre les résultats de ces deux indices, comme le montre la figure 7.24. La végétation qui couvre les ensembles dunaires n'est pas valablement décelée, ce qui est dû à la réflectance du sol nu qui masque celle de la végétation (Heumann *et al.*, 2007).

Les indices de végétation de l'image Landsat ETM+ de 1999 qui est située dans la période actuelle, qui correspond au retour de précipitations plus importantes au Sahel, ne montre pas pour autant des améliorations notables de la couverture végétale par rapport aux années 80. Les seuls changements que l'on peut noter sont favorisés par l'augmentation des superficies cultivées.

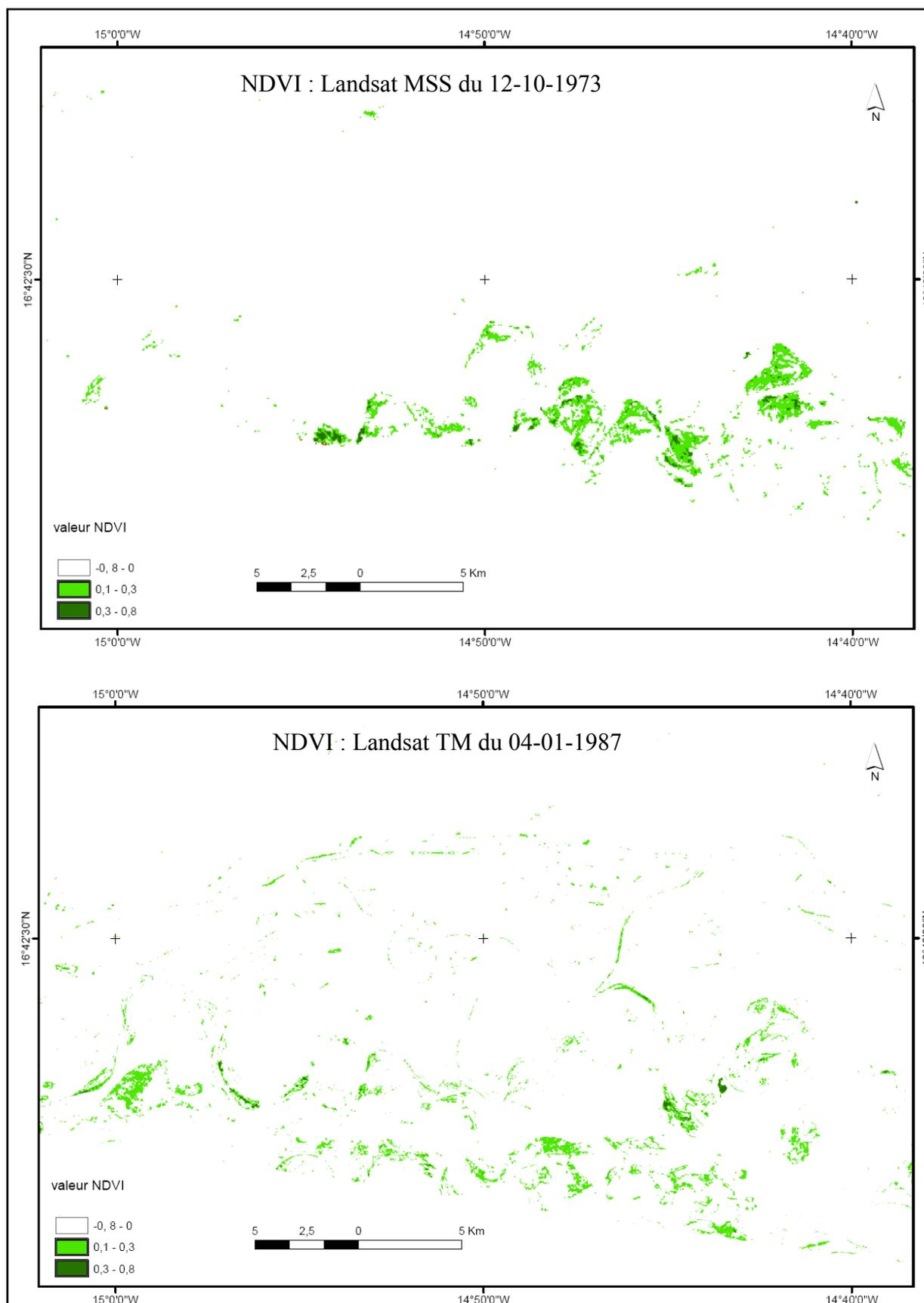


Fig. 7.23. NDVI des images Landsat MSS de 1973 et TM de 1987.

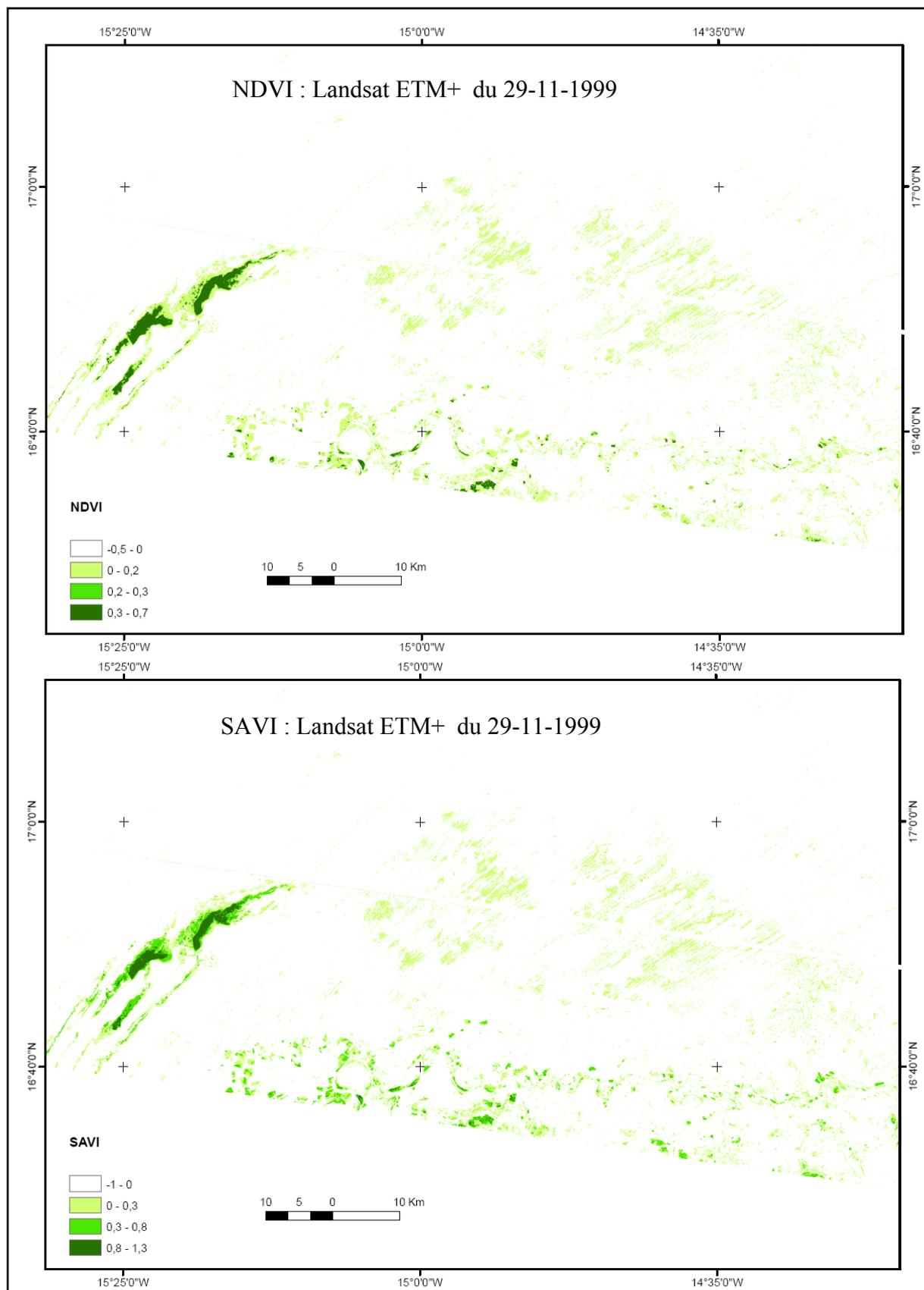


Fig. 7.24. Résultat des indices SAVI et NDVI de l'image Landsat ETM+ du 29-11-1999.

Afin de mieux apprécier l'évolution diachronique des indices, nous avons appliqué le NDVI différentiel. Il s'agit d'une soustraction entre les NDVI de deux années. Par exemple entre 1999 et 1987 nous aurons :

$$\text{NDVI 1999} - \text{NDVI 1987}$$

L'image ainsi obtenue indique les différences entre les indices des deux années. Les pixels qui présentent une valeur négative indiquent une diminution de la couverture végétale entre les deux dates (et sont soulignés par les couleurs rouges) et ceux qui montrent des valeurs positives soulignent une augmentation de la qualité de la végétation sur la même période (couleurs vertes).

L'image des NDVI différentiels entre 1987 et 1999 (fig. 7.25) montre une baisse de la densité de la couverture végétale qui s'explique par le contexte dans lequel la dernière image a été acquise. L'image du 29 novembre 1999 a été prise lors d'une forte inondation dans la vallée du Sénégal. Les eaux du fleuve ont envahi les rizières situées dans les parties les plus basses de la plaine alluviale, ce qui a entraîné de faibles valeurs du NDVI pendant cette période.

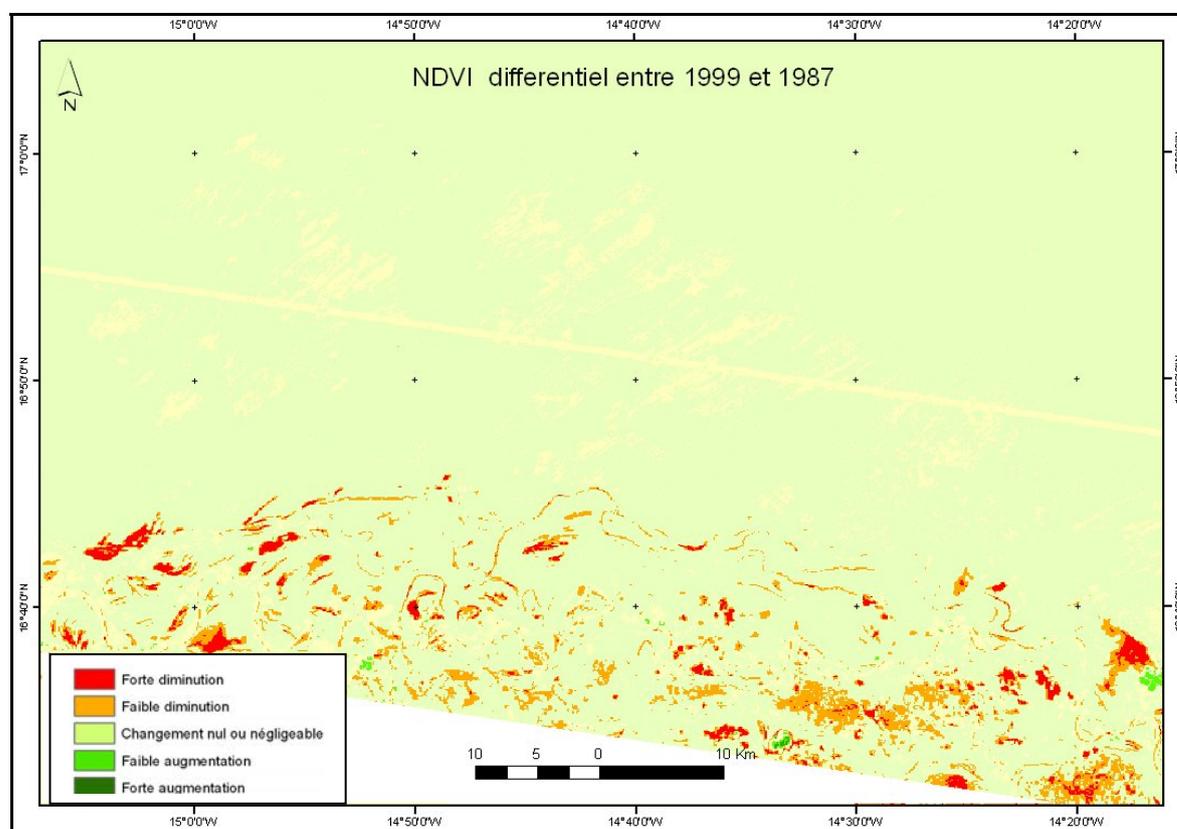


Fig. 7.25. Image des NDVI différentiels entre 04/01/1987 et 29/11/1999.

Dans ce contexte, pour mieux évaluer l'évolution actuelle des indices de végétation, nous analysons les NDVI calculés sur les images MERIS de 2000 à 2005.

Les NDVI des images MERIS mettent en évidence l'évolution saisonnière et interannuelle de la végétation (fig. 7.26). Nous constatons que les indices de végétation connaissent des fluctuations saisonnières et interannuelles. Les densités de la couverture végétales sont plus importantes lors de la saison sèche dans la vallée. Cela peut être dû au calendrier agricole ou aux inondations.

On remarque également une variabilité interannuelle qui peut être liée à celles des précipitations et des inondations.

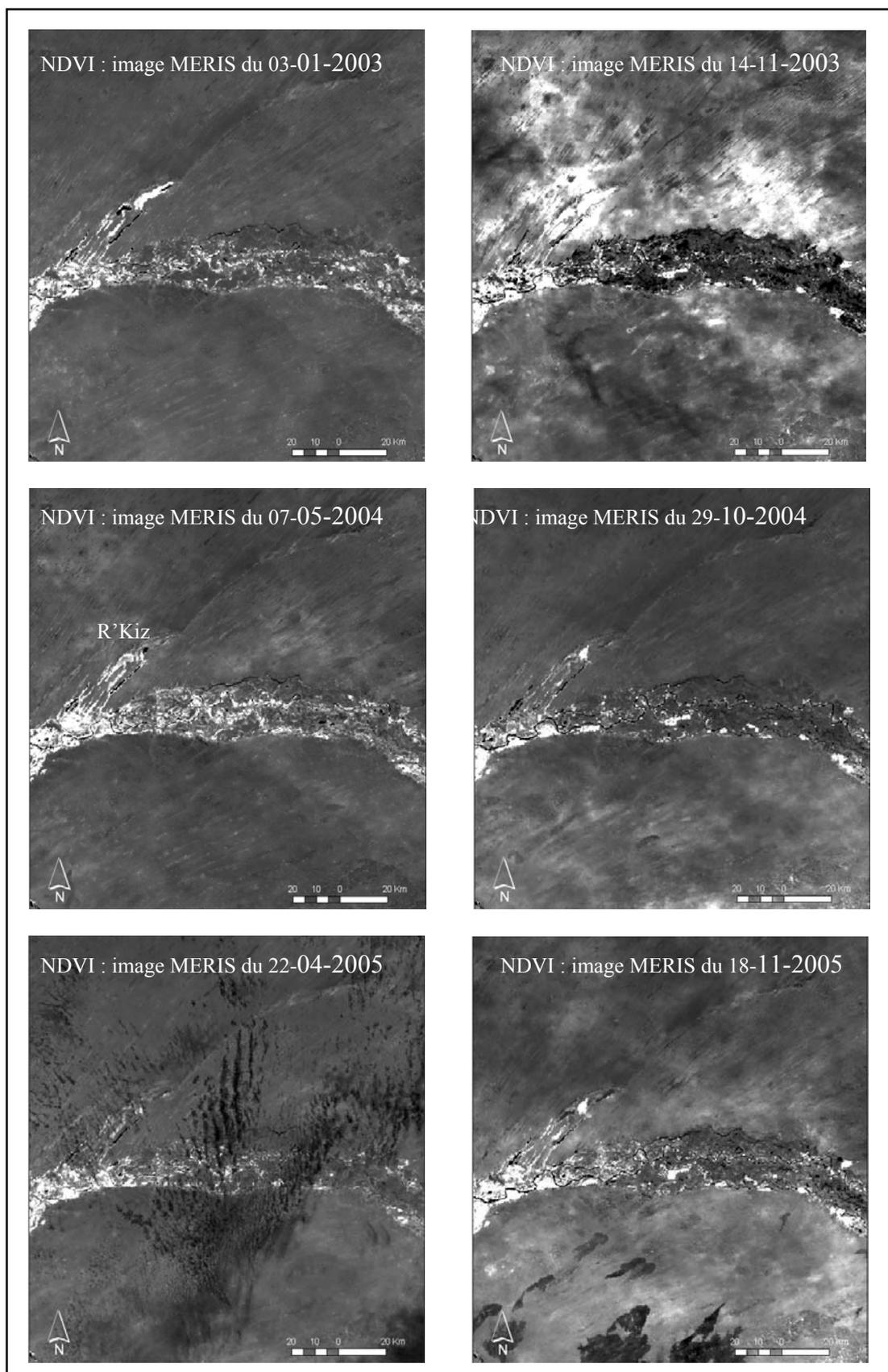


Fig. 7.26. Evolution saisonnière et interannuelle des NDVI en 2003, 2004 et 2005.

Soulignons enfin que l'indice de végétation est fortement influencé par les propriétés spectrales du sol qui modifient le contraste dans les réflectances des bandes IR et R. La végétation éparsée dans les régions arides est difficilement évaluable par les indices de végétation (Escadafal & Huete, 1991).

Ainsi, dans le cas du secteur que nous étudions, le très faible recouvrement des dunes et l'influence de la couleur du sol sur les indices ne permettent pas d'y apprécier l'évolution du NDVI.

7.2.3.2. L'indice de rougeur ou 'Redness index' (RI)

Il constitue un des indices les plus utilisés en télédétection pour analyser les signatures spectrales des sols. Cet indice (RI) traduit la présence d'oxyde de fer dans le sol et permet donc de mettre en évidence le mouvement des cordons dunaires ogoliens.

L'indice se définit selon la formule suivante :

$$RI = \frac{R - V}{R + V}$$

où R et V représentent respectivement les réflectances dans les canaux rouge et vert

L'IR comme le NDVI comporte des valeurs de pixels qui se situent entre 1 et -1. Les pixels les plus clairs indiquent les sols dont le pourcentage de sable brun ocre dans la composition est fort (c'est le cas des cordons dunaires), les pixels les plus sombres symbolisent l'eau, la végétation et les couloirs interdunaires ainsi que les sols blancs salés.

Les IR ont été calculés sur les images Landsat TM de 1987 et ETM de 1999 afin d'évaluer le comportement des sables des cordons dunaires entre les deux périodes.

La figure 7.27 représente les IR des deux images Landsat en tons de gris, les pixels ayant les plus grandes valeurs sont les plus clairs.

L'examen de la figure 7.27 montre la sensibilité de cet indice qui souligne les variations de la couleur de surface des ensembles dunaires liés aux processus d'érosion éolienne. Cet indice pourrait être utilisé pour l'identification et la cartographie des dunes ogoliennes dont les limites peuvent être établies par un seuillage des images.

Nous avons analysé l'évolution temporelle de cet indice avec l'application d'un RI différentiel (fig. 7.28) dont les valeurs positives soulignent une augmentation et les valeurs négatives une diminution. Nous constatons une augmentation de l'indice dans une grande partie de l'image. Cela peut être interprété comme une extension des cordons dunaires consécutive à l'intense érosion éolienne qu'a connue la zone depuis la fin des années 70. L'augmentation des IR suppose aussi une baisse de la couverture végétale.

Cependant, nous devons signaler que l'humidité du sol peut également favoriser l'augmentation de la rougeur d'autant plus que l'image de 1999 a été acquise après une bonne saison des pluies alors que 1987 était une année très sèche.

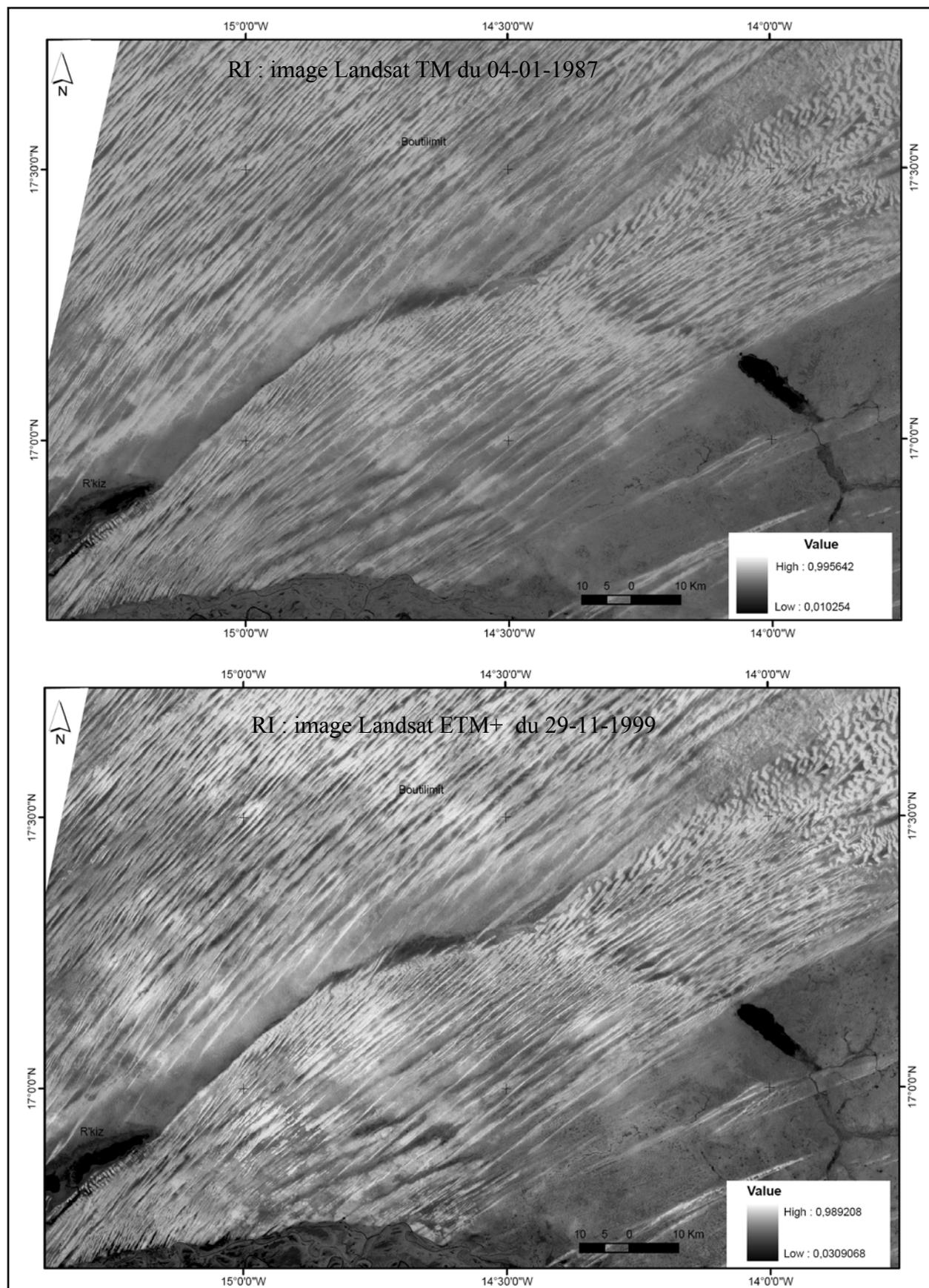


Fig. 7.27. RI calculés sur les images Landsat TM du 04-01-87 et ETM+ du 29-11-99.

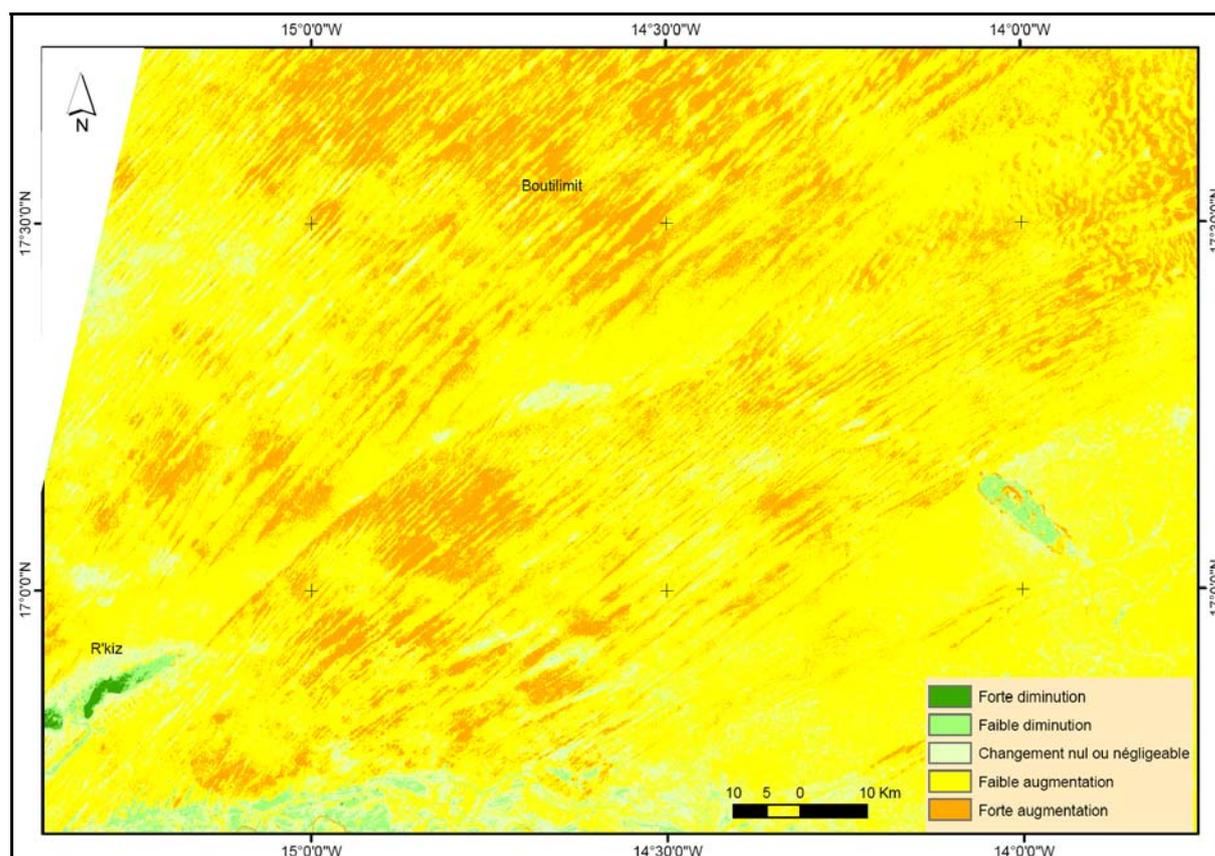


Fig.7.28. Image des RI différentiels entre 1987 et 1999.

7.2.3.3. L'indice de changement diachronique

Les méthodes de détection des changements dites diachroniques consistent à évaluer les modifications intervenues entre deux ou plusieurs images. Elles exploitent les différences spectrales des pixels, soit entre plusieurs bandes ou entre les mêmes canaux à des dates différentes, dans le but de mettre en lumière les variations de la nature du sol ou de son couvert.

Leur mise en œuvre requiert, entre autres, des opérations de superposition pixel par pixel (même résolution et correction géométrique) et une normalisation des images sur la moyenne et l'écart-type (Donnay, 1998). La normalisation s'applique selon la formule :

$$PN_{i,j} \dots = \frac{\sigma_R}{\sigma_P} (P_{i,j} - \mu_P) + \mu_R$$

PN	valeur normalisée du pixel
P _{ij}	valeur originale du pixel dans l'image à normaliser
μ _R , σ _R	moyenne et écart type de l'image de référence
μ _P , σ _P	moyenne et écart-type de l'image à normaliser

L'indice de changement (IC) que nous utilisons sera appliqué aux mêmes bandes spectrales à des années différentes. Il procède par soustraction d'images et tient compte à la fois du sens et de l'ampleur du changement observé entre deux périodes.

Le sens du changement est calculé selon la formule :

$$IC_{i,j} = (255 + D_{1(i,j)} - D_{2(i,j)}) / 2$$

D₁ et D₂ représentent la même bande spectrale entre deux dates

L'application de cette formule exprime le signe du changement dont le résultat est gardé sur un octet. Le non changement correspondant à 127, les pixels où le changement est positif ont des valeurs supérieures à 127, ceux où il est négatif présentent des valeurs inférieures à ce seuil (positif et négatif supposent une augmentation et une diminution des valeurs des pixels entre les deux dates).

Cet indice de changements est analysé simultanément entre les mêmes bandes des images Landsat. Il permet d'observer l'intensité des modifications des valeurs des pixels (forte, moyenne ou faible diminution ou augmentation).

L'indice de changement nous servira à apprécier l'évolution multitemporelle des signatures spectrales qui induisent les modifications des surfaces terrestres dans le secteur étudié entre 1987 et 1999. Notons que l'augmentation des réflectances est souvent associée à une dégradation du milieu (Courel, 1986).

Indices de changement entre 1987 et 1999

L'indice de changement diachronique a été appliqué entre les images Landsat TM du 04-01-1987 et ETM+ du 29-11-1999. Il a été calculé sur plusieurs différentes longueurs d'ondes mais nous interpréterons uniquement les résultats des bandes rouge (pour la forte réflectance des sols) et proche infrarouge (végétation) pour suivre la dynamique de la couverture du sol. Les autres bandes ne montrent d'ailleurs pas de différences significatives quant aux changements survenus entre les deux périodes.

Les indices de cette période se situent dans un contexte particulier. La grande sécheresse sahélienne a connu sa phase la plus aigue autour de 1987, phase pendant laquelle les conditions de désertification ont été exacerbées. Alors que le début des années 90 coïncide avec une amélioration sensible de la pluviométrie annuelle.

Les indices de changement entre 1987 et 1999 sont représentés à la figure 7.29. L'examen de celle-ci montre que malgré l'amélioration des conditions pluviométriques entre l'acquisition des deux images, la dynamique des milieux est encore dominée par les phénomènes de désertification.

On constate que des changements notables ont affecté les formations dunaires au niveau des deux bandes utilisés, qui montrent \pm les mêmes tendances. Les valeurs de réflectance ont fortement augmenté dans la partie septentrionale de l'image. Les crêtes des dunes ont enregistré les modifications les plus importantes. Cette évolution peut s'expliquer par la recrudescence des phénomènes éoliens qui ont mobilisé les sables dunaires dépourvus de couverture végétale. La remise en mouvement des cordons dunaires se traduit par la formation de crêtes vives et l'ensablement des couloirs interdunaires.

Dans la partie méridionale de l'image, les indices révèlent également une augmentation des réflectances qui symbolise une dégradation environnementale entre 1987 et 1999. Au niveau des cordons dunaires, les remaniements successifs et la remise en mouvement des sables dénudés expliquent cette évolution. Cependant dans ce secteur nous observons également une diminution des valeurs de réflectance qui signifierait une restauration des surfaces dégradées. Dans la plaine alluviale du fleuve Sénégal, les modifications sont liées aux changements d'occupation du sol, induites par les activités humaines (déforestation et mise en valeur des terres (rizières)).

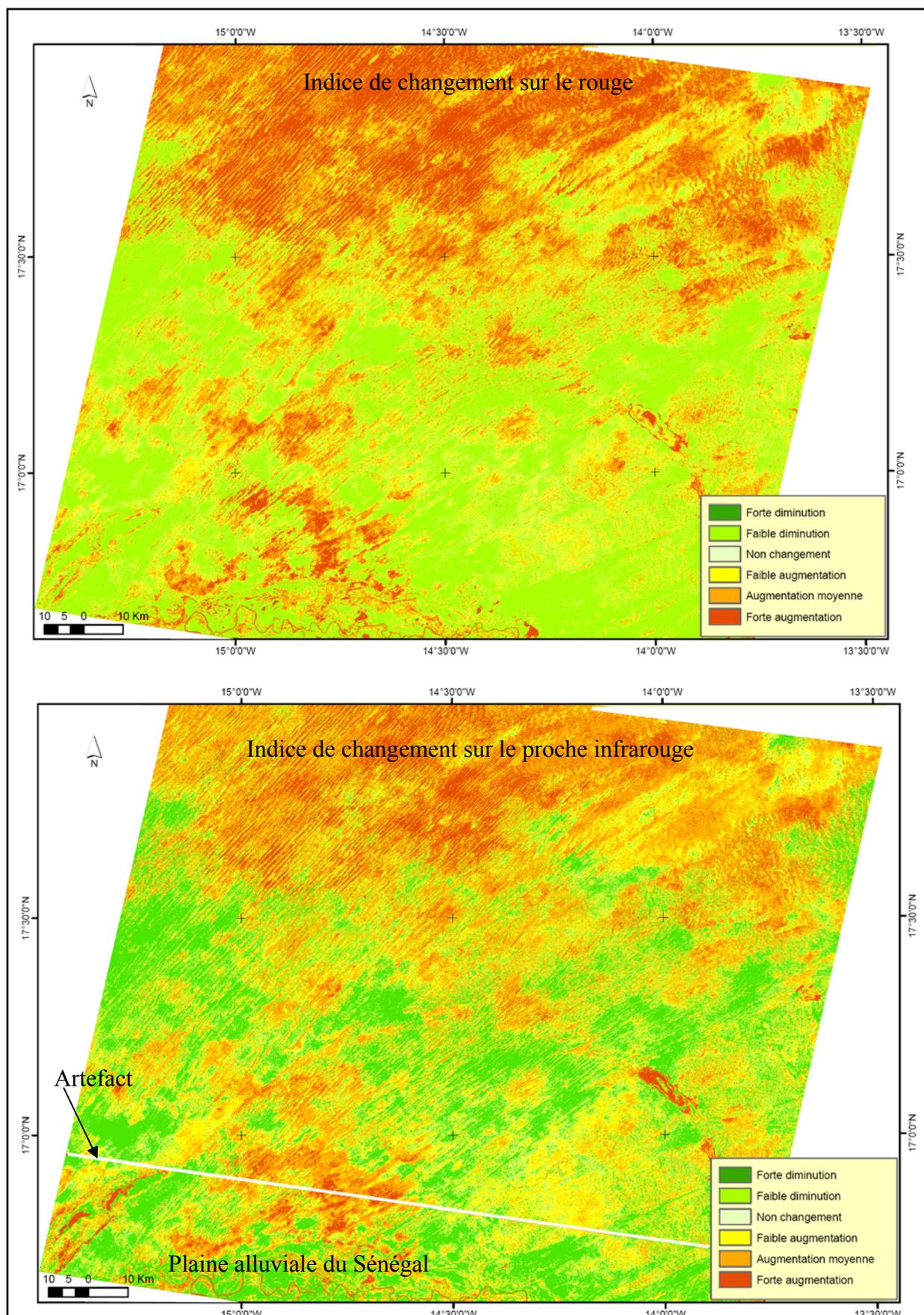


Fig.7.29. Indices de changements diachroniques calculés sur les bande rouge et proche infrarouge, entre les images Landsat du 04/01/1987 et du 29/11/ 1999.

Soulignons toutefois, que certaines modifications peuvent résulter de l'évolution saisonnière ou interannuelle qui est susceptible d'engendrer des variations importantes dans la dynamique des écosystèmes. Les interprétations que nous donnons ne tiennent pas compte de cet aspect, ce qui constitue, entre autres, une limite pour la validité des résultats obtenus, d'autant plus que les deux images n'ont pas été acquises à des dates anniversaires.

7.3. Etude de la morphodynamique par imagerie radar

L'utilisation de l'imagerie SAR en télédétection connaît plusieurs applications. Dans le cadre de cette étude, il s'agira essentiellement d'évaluer l'apport de la télédétection radar à la caractérisation de la dynamique des surfaces dans les sables dunaires.

La démarche suivie repose notamment sur une interprétation et une analyse de la composition colorée des modules des images ERS1 et ERS2 et de l'image de cohérence de deux paires tandem obtenues en 1995 et 1996. Les MNS obtenus seront également exploités pour l'étude des caractéristiques morphologiques des ensembles dunaires.

7.3.1. Les données utilisées et méthodologie

Le tableau 7.10 résume les données utilisées dans cette partie. Les images satellitaires optiques utilisées (pour illustration) ont déjà été présentées dans la section 7.2.

Tableau 7.10. Données radar utilisées.

Données	Date	Capteur / bande	Résolution/ Echelle	Orbite	Frame	Base /Polarisation	Couverture
ERS ½ SLC	05-11-1995 06-11-1995	AMI* SAR Bande C	30m	22527/ 02854	3267/ 3267	263 / VV	100 km
ERS ½ SLC	18-02-1996 19-02-1996	AMI SAR Bande C	30m	24030/ 04357	3267/ 3267	16,5 / VV	100 km
Cartes topo IGN	1958	-	1/200 000				100km

* Active Microwave Instrument

Les deux paires ERS ont été acquises auprès de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) par le Laboratoire de géomorphologie et télédétection de l'Université de Liège (suite à un appel d'offres).

Ces deux images ont été prises dans des conditions météorologiques très différentes. Les images de 1995 ont été enregistrées par temps calme lors des deux jours, tandis que celles de 1996 ont été obtenues lors de deux jours où on notait des phénomènes de lithométéores.

Les cartes topographiques IGN sont utilisées essentiellement pour la localisation des routes et des établissements humains et leur impact sur la morphodynamique.

Les images radar ERS1 et ERS2 reçues sont de type SAR.SLC (Synthetic Aperture Radar- Single Look Complex). Il s'agit d'images Radar RSO qui comportent des informations sur l'intensité et la phase du signal.

Le traitement interférométrique des données (images acquises par les satellites ERS1 et 2 en 24 h d'intervalle) a été réalisé au Centre Spatial de Liège, les différentes étapes qui ont permis d'obtenir le MNS, l'image de cohérence et les deux modules (ou images d'intensité) peuvent se résumer très sommairement ainsi :

- Importation des deux images ERS

- Réduction en modules (intensité et phase)
- Corégistration et rééchantillonnage de l'image esclave afin de la superposer à l'image maitresse.
- Génération de l'interférogramme SAR
- Déroulement de la phase et extraction de l'altitude
- Génération du MNS
- Rééchantillonnage des images dans le référentiel utilisé pour nos autres données satellitales.

Les détails concernant ces différentes étapes de traitement interférométrique que nous citons peuvent être consultés dans la thèse de Derauw (1999).

A l'issue du traitement nous avons obtenu plusieurs images dont nous exploiterons celle citées plus haut pour l'analyse de la morphodynamique éolienne notamment.

Une composition colorée en « fausse couleur de synthèse » est réalisée à partir des deux images d'intensité et de l'image de cohérence pour chaque paire, la méthodologie est présentée à la figure 7.30.

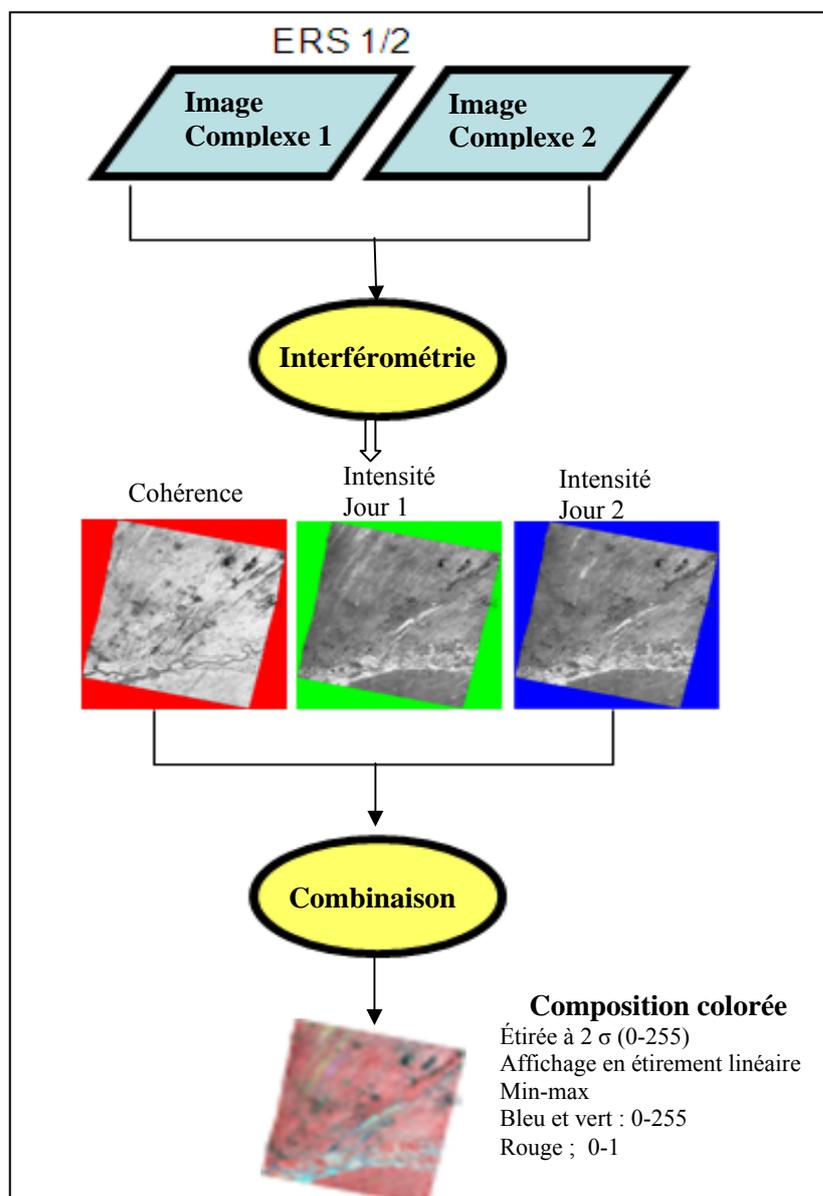


Fig. 7.30. Réalisation d'une composition colorée à partir d'une paire tandem ERS.

7.3.2. Morphodynamique éolienne à travers les produits de cohérence radar

La composition colorée obtenue à partir de l'interférométrie radar permet de démontrer la décorrélation temporelle entre les deux prises de vue. Les changements des caractéristiques de la cible se traduisent par une cohérence faible, tandis que sa stabilité dans le temps génère une cohérence forte.

Les produits de cohérence permettent ainsi la détection et la cartographie des changements de surfaces, il s'agira en l'occurrence du mouvement des sables. La rugosité (qui représente la variation des irrégularités de la surface à l'intérieur d'un pixel) joue un rôle important dans l'intensité du signal rétrodiffusé et capté par le système ERS dont la polarisation et l'angle de visée abrupt rendent très sensible aux variations dans les aspérités des cibles.

Nous avons ainsi réalisé une composition colorée pour chaque paire tandem pour apprécier la dynamique des écosystèmes (mouvement des sables) en 24h.

7.3.2.1. Analyse de la paire tandem des 05 et 06 novembre 1995

La figure 7.31 représente la composition 'fausse couleur de synthèse' réalisée à partir des produits de cohérence de la paire tandem ERS 1 et ERS 2 des 05 et 06 novembre 1995.

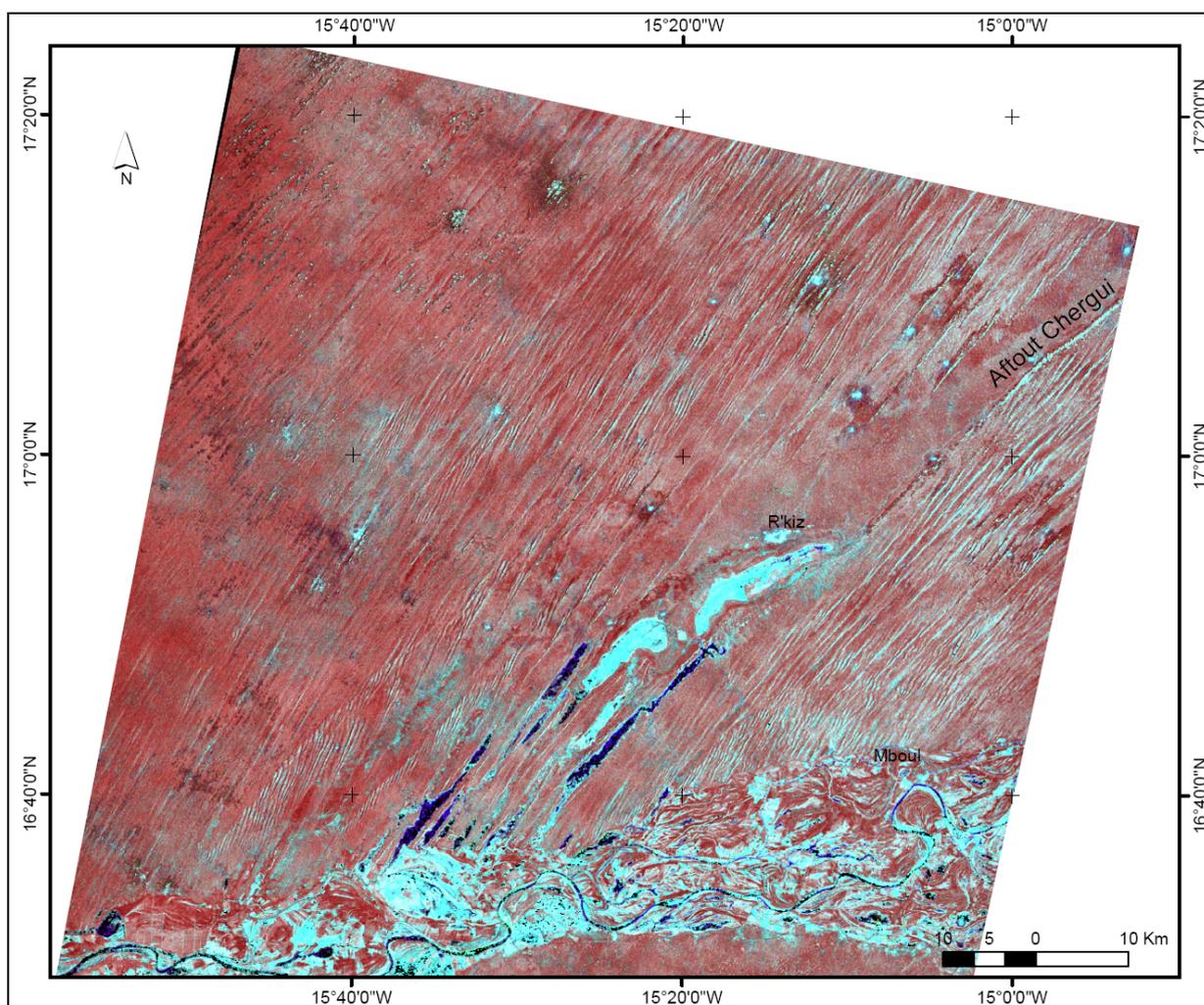


Fig. 7.31. Composition colorée obtenue à partir des modules et l'image de cohérence de la paire tandem ERS des 05 et 06 novembre 1995.

Cette composition colorée (figure 7.31) donne une image sur laquelle les zones en noir ou les zones sombres indiquent une faible cohérence liée à un mouvement de la surface entre les deux acquisitions et une faible rugosité du sol (rétrodiffusion faible).

Les secteurs qui apparaissent en couleur brun-rouge et qui représentent la plus grande partie de l'image indiquent une forte cohérence et une faible intensité de réflexion pour les deux jours.

Les zones rugueuses apparaissent en clair. Les secteurs en bleu ou en vert présentent une forte rugosité et une faible cohérence (eau, végétation, etc.). Alors que les couleurs blanches impliquent des secteurs très cohérents et à coefficient de réflexion élevé (structures urbaines par exemple).

Le tableau 7.11 indique les couleurs qui résultent de différentes combinaisons entre le niveau de la cohérence et les intensités du 2^{ème} et du 1^{er} jour. Comme nous pouvons le remarquer, ce tableau ne donne que les valeurs extrêmes des trois canaux, or au niveau des images nous retrouvons souvent d'autres couleurs issues de la combinaison de différentes valeurs des trois canaux. Ce codage des couleurs nous sera cependant utile pour l'interprétation des différentes compositions colorées.

Tableau 7.11. Codage des couleurs et intensité des coefficients de réflexion des deux modules.

Codage		Couleur	Canaux	
R	0	[Noir]	Cohérence	Faible
G	0		Intensité 2e jour	Faible
B	0		Intensité 1er jour	Faible
R	255	[Rouge]	Cohérence	Forte
G	0		Intensité 2e jour	Faible
B	0		Intensité 1er jour	Faible
R	0	[Vert]	Cohérence	Faible
G	255		Intensité 2e jour	Forte
B	0		Intensité 1er jour	Faible
R	0	[Bleu]	Cohérence	Faible
G	0		Intensité 2e jour	Faible
B	255		Intensité 1er jour	Forte
R	255	[Jaune]	Cohérence	Forte
G	255		Intensité 2e jour	Forte
B	0		Intensité 1er jour	Faible
R	255	[Magenta]	Cohérence	Forte
G	0		Intensité 2e jour	Faible
B	255		Intensité 1er jour	Forte
R	0	[Cyan]	Cohérence	Faible
G	255		Intensité 2e jour	Forte
B	255		Intensité 1er jour	Forte
R	255	[Blanc]	Cohérence	Forte
G	255		Intensité 2e jour	Forte
B	255		Intensité 1er jour	Forte

L'observation de la figure 7.31 dont les images ont été prises par temps calme montre que la plus grande partie de l'image garde une bonne cohérence entre les deux jours, avec une valeur de l'histogramme supérieure à 0,6.

On peut cependant noter quelques mouvements au niveau des ensembles dunaires. La partie nord-orientale de la figure souligne des mouvements de sables notamment celui des crêtes dunaires dont celles qui sont face au capteur présentent une couleur bleutée.

On remarque également des points de fortes intensités qui représente des villages (comme nous le verrons plus loin) entourés de zones de faibles cohérences qui se trouvent être des auréoles de dénudation autour des installations humaines. On peut aussi souligner des pertes de cohérences des surfaces liquides qui sont toujours en mouvement.

Le secteur de la plaine alluviale se caractérise par une forte intensité lors des deux jours qui est due à la forte rugosité des surfaces cultivées.

7.3.2.2. Analyse de la paire tandem des 18 et 19 février 1996

La composition 'fausse couleur' réalisée à partir des produits de cohérence de la paire tandem ERS 1 et ERS 2 des 18 et 19 février 1996 est présentée à la figure 7.32. Cette dernière est intéressante car elle est acquise lors de deux jours de manifestations de lithométéores. Lors

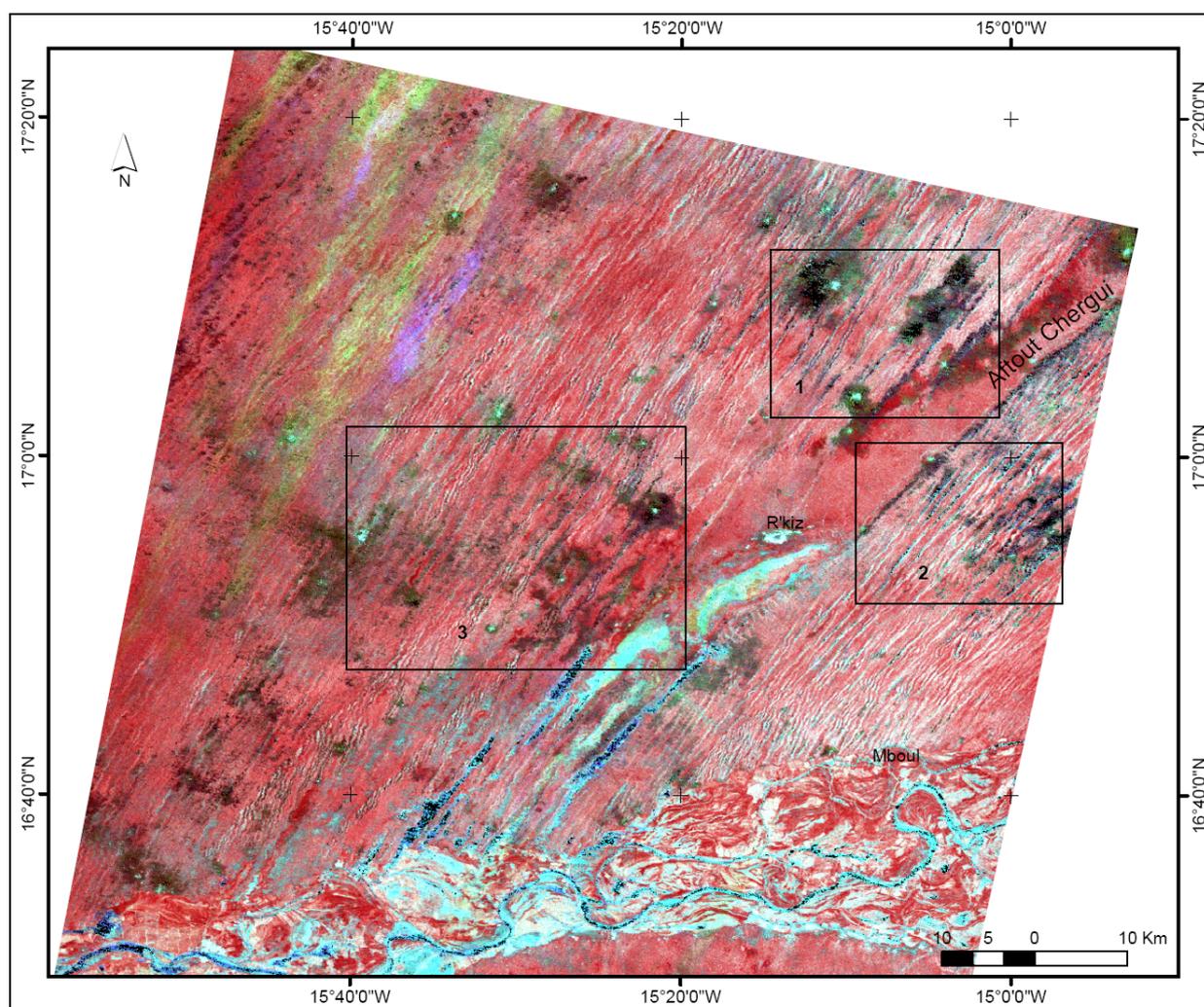


Fig. 7.32. Composition colorée obtenue à partir des modules et l'image de cohérence de la paire tandem ERS des 18 et 19 février 1995. Les parties encadrées seront agrandies et confrontées aux images SPOT à la figure 7.33.

du premier jour, on enregistrerait des brumes de poussière avec des vents du secteur NE-SO. Au deuxième jour, on relevait des phénomènes de déflation mais les directions des vents étaient plutôt E-O.

L'examen de la figure montre d'importants mouvements de sable un peu partout dans la zone. Pour les interpréter nous allons agrandir certaines parties de l'image et les comparer à des images satellitales optiques à haute résolution spatiale. Les secteurs en question sont ceux que nous avons encadrés sur la figure 7.32.

Concernant les images optiques, il s'agit des extraits d'une image Spot panchromatique du 21/01/1991, d'une image Spot multispectrale du 28/11/2002 et Spot 5 du 29/12/2002 (figure 7.33, extraits 1a et 1b).

La partie orientale de la figure montre une zone très étendue où on note des pertes de cohérence liées aux déplacements des sables dunaires par déflation. On constate en agrandissant (fig. 7.33) que les zones les plus affectées sont celles qui se trouvent aux alentours des établissements humains.

L'extrait 1 (fig. 7.33) montre que la déflation est plus active au niveau des endroits qui sont soumis à la pression anthropique immédiate. Les auréoles de dénudation consécutives à la surexploitation des ressources naturelles par l'homme et le bétail sont visibles à proximité des villages. Les agrandissements réalisés à partir de cet extrait (1a et 1b) confirment cette observation.

Cette situation se manifeste par la disparition de la végétation la plus proche des villages qui sert de bois d'œuvre. Le piétinement des animaux favorise également la dégradation de la structure des sols et favorise sa remobilisation par le vent. Ces zones de dégradation s'étendent avec l'extension des villages.

Sur ce même extrait 1, on note également une perte de cohérence sur la dépression de l'Aftout Chergui, due à un déplacement d'un gros volume de sable qui s'accumule dans cette partie déprimée et dans les couloirs interdunaires en général.

La partie occidentale de l'image montre également des changements (couleur verte) qui indiqueraient une forte rugosité associée à une faible cohérence.

Les deux autres extraits de l'image Spot et de la figure 7.32 soulignent des processus de surface qui interviennent sur les cordons dunaires. Les crêtes de dunes vives constituent les endroits sur lesquels s'exerce très rapidement la déflation car ce sont les parties les plus mobiles des cordons dunaires où d'importants volumes de sables peuvent être déplacés

Les figures 7.32 et 7.33 mettent également en évidence des points de forte intensité qui correspondent à des villages comme nous le disions plus haut, la figure 7.34 en est une illustration.

La superposition de la carte topographique sur la composition colorée permet de localiser les établissements humains et de constater que l'érosion éolienne joue très peu, du moins pour une certaine durée de la déflation, en l'absence de la pression anthropique. Nous pouvons d'ailleurs le remarquer sur les différentes figures que **les zones qui sont restées les plus stables sont celles qui ne sont pas directement dans le voisinage des installations humaines.**

La plaine alluviale située dans la partie méridionale constitue une entité géomorphologique qui révèle de fortes intensités lors des deux jours d'acquisition des images (couleurs bleuté et blanche) qui sont attribuées à la rugosité du réseau hydrographique et des cultures.

Ces images sont ainsi des bons indicateurs des aspects et caractéristiques de la morphodynamique surtout pour les ensembles dunaires, elles permettent d'identifier les secteurs les plus sensibles à l'érosion éolienne.

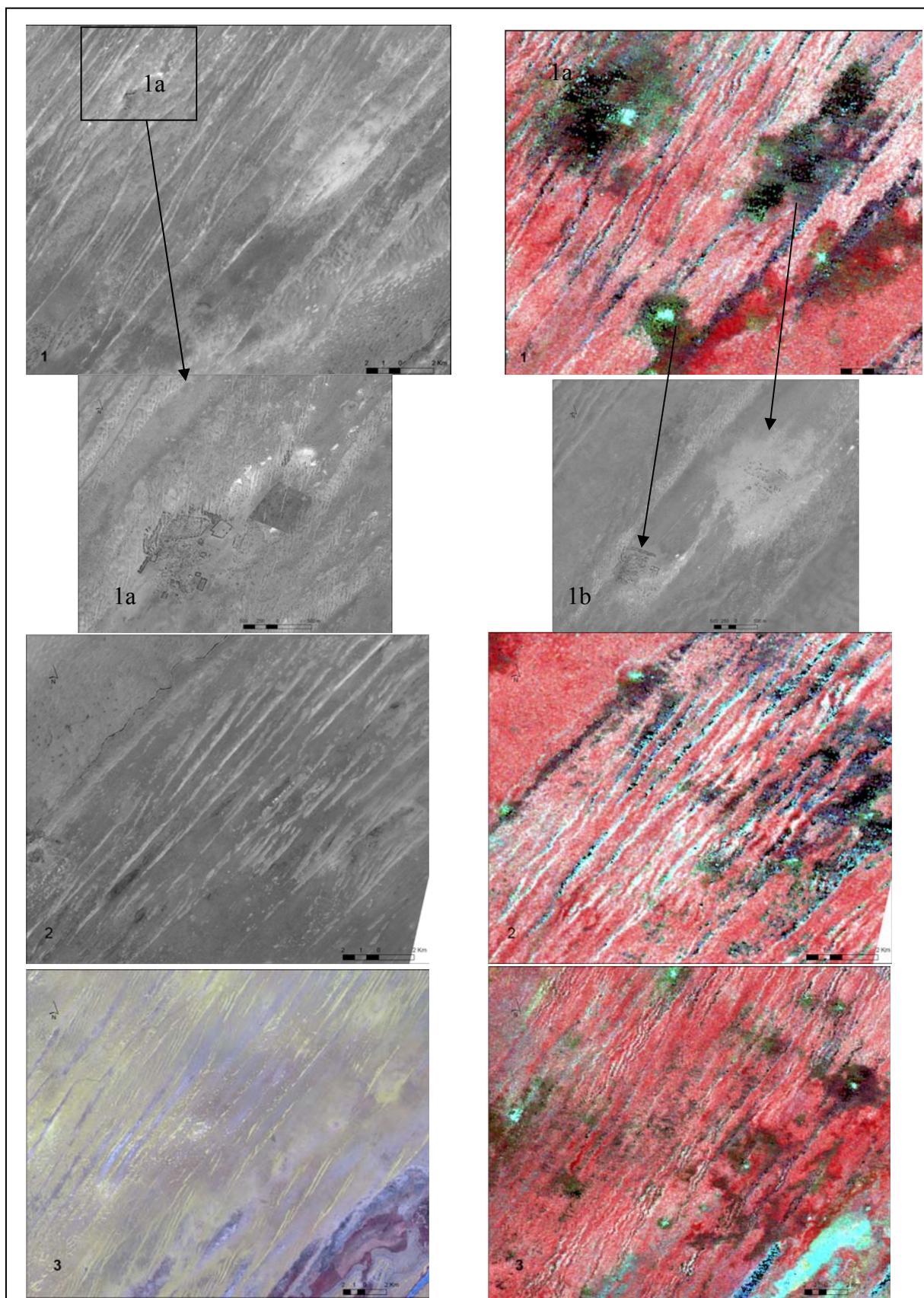


Fig. 7.33. Identification des zones en mouvements en 24h (cohérences ERS 1/2 des 18 et 19 février 1996) sur les images satellitales optiques (Extraits 1 et 2 image Spot panchromatique du 21-01-91, extrait 3 image Spot XS du 28-11-02). Les agrandissements montrent que les secteurs qui apparaissent en noir correspondent aux villages et leurs environs ainsi qu'aux dunes mobiles.

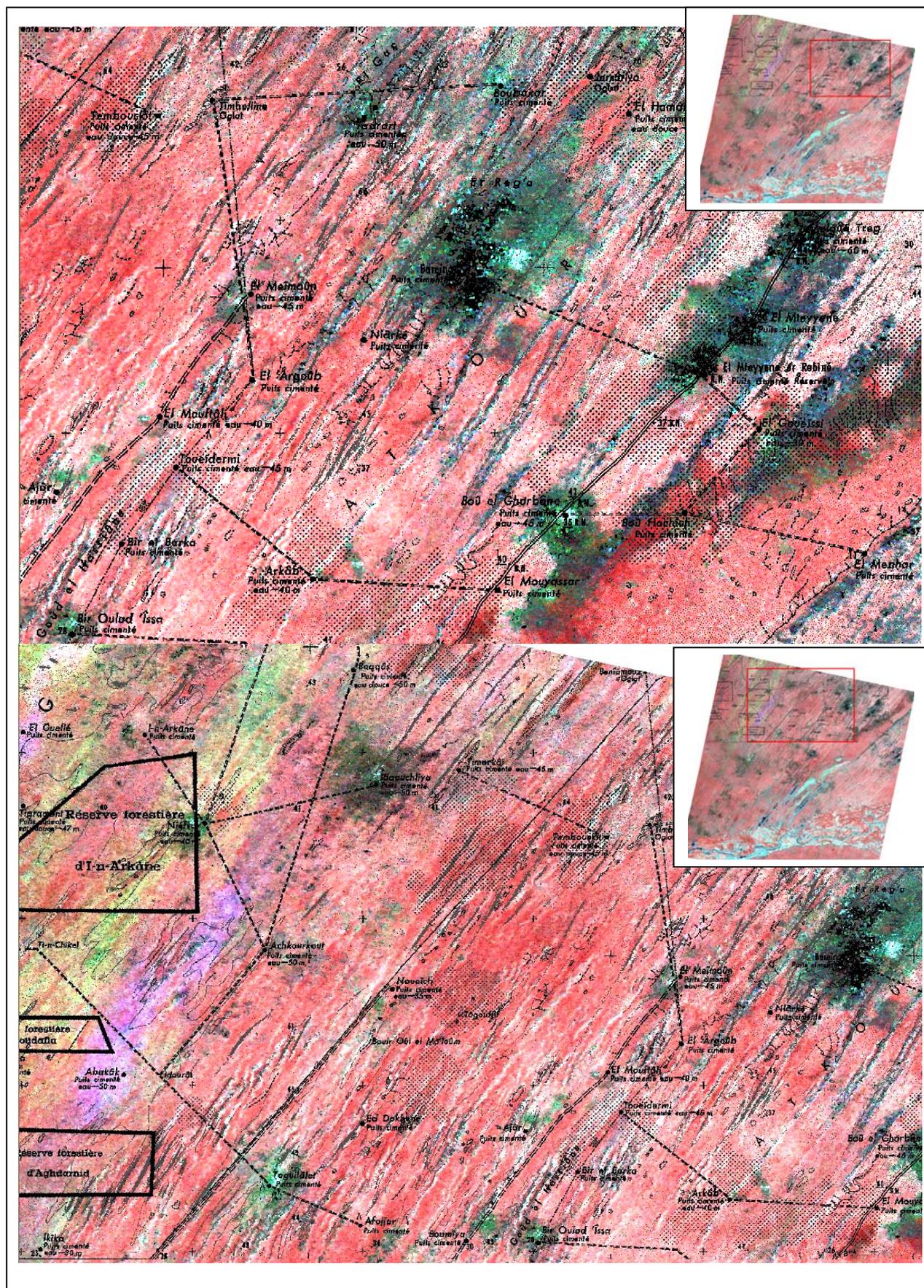


Fig. 7.34. Extrait de la superposition de la carte topographique à l'image des produits de cohérence radar des 18 et 19 février 1996 et localisation des villages. Dans la partie ouest de l'image du bas, on observe d'anciennes réserves forestières menacées par l'ensablement.

Par ailleurs, en vue de réaliser une analyse temporelle du mouvement des sables dunaires à plus long terme, nous avons également effectué un traitement interférométrique entre les deux paires tandems. Nous obtenons ainsi un suivi de la cohérence à 105 jours d'intervalle. L'image de cohérence de la seconde paire tandem a été associée aux images d'intensité du 1^{er} jour de la 1^{ère} paire et du 2^{ème} jour de la seconde paire pour réaliser une composition colorée, afin de saisir la variation des surfaces entre ces deux dates.

La figure 7.35, qui montre l'évolution de la surface des sols entre les deux paires, est une synthèse de la morphodynamique observée au départ des différentes images. Elle souligne l'extension des mouvements de sable dans le secteur étudié. Nous constatons que seule une petite partie de l'image est restée cohérente en 105 jours. Ces secteurs, qui ont gardé une bonne cohérence sont caractérisés en général par une couverture sableuse peu importante. Partout ailleurs, la remise en mouvement des sables est généralisée. Cela démontre l'exacerbation de l'érosion éolienne et de l'activité morphodynamique au niveau des ensembles dunaires qui sont devenues les processus majeurs de la désertification.

L'extension des surfaces des sols qui ont bougé entre les deux périodes (voir figure 7.35) confirme le rôle morphogénétique de la déflation et les observations faites par certains auteurs (N'Tchayi Mbourou *et al.*, 1997 ; Brooks & Legrand, 2000 ; Ozer, 2000 ; Nicholson, 2001, Moulin & Chiapello, 2004 ; Visser *et al.*, 2005) selon lesquels la région sahélienne était devenue une zone-source additionnelle de poussières qui alimentent les lithométéores.

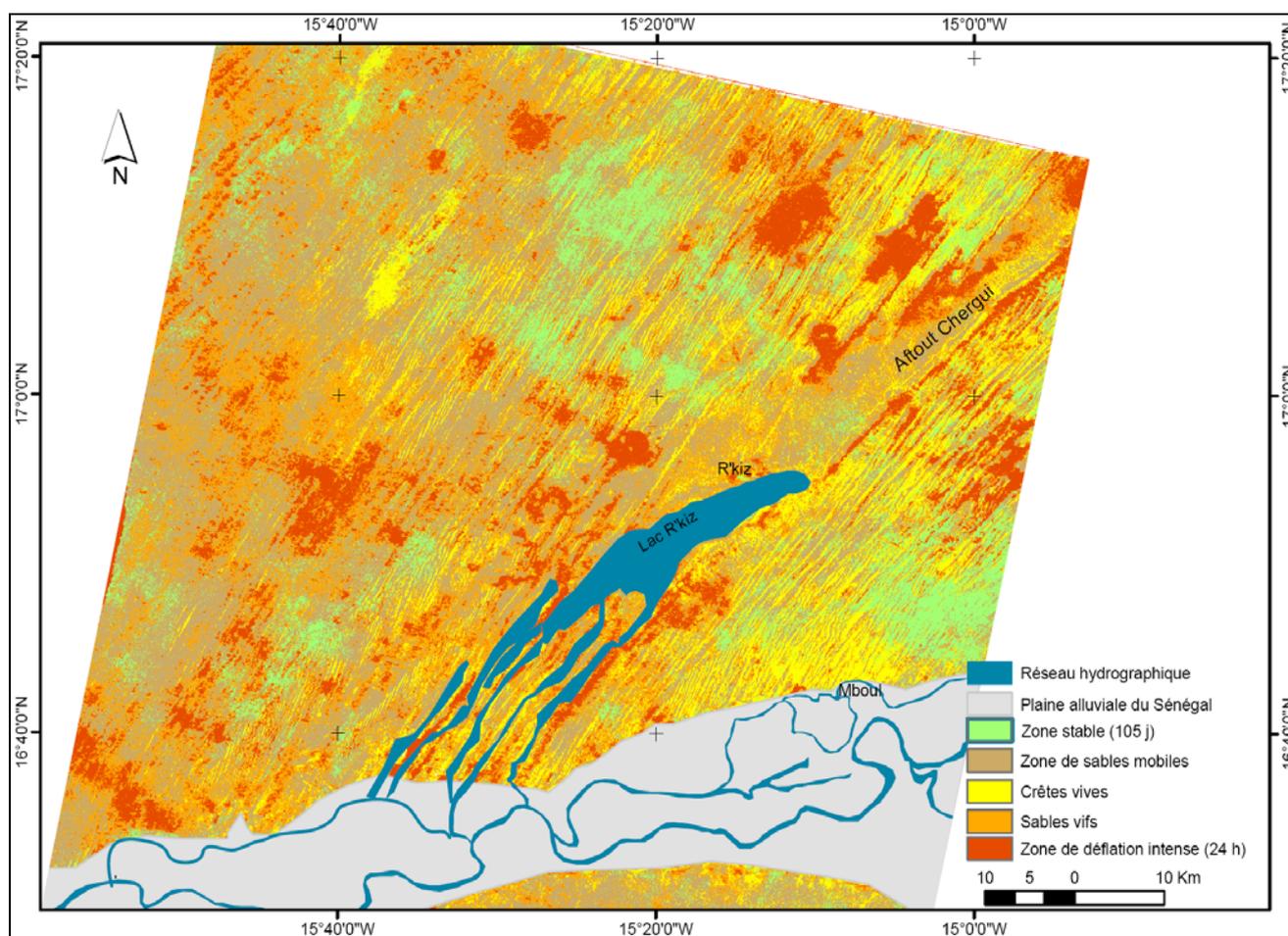


Fig. 7.35. Morphodynamique éolienne et caractérisation de la surface du sol au départ des paires tandems des images radar ERS des 05 et 06 novembre 1995 et des 18 et 19 février 1996. Les classes sont extraites des différentes images de cohérence et des images d'intensité, le réseau hydrographique et la plaine alluviale ont été digitalisés.

En outre, un MNS, généré par interférométrie, au départ du couple tandem ERS des 05 et 06 novembre 1995, a été exploité. Les modèles numériques de surface de notre zone d'étude obtenus (à partir des deux paires tandem) suite au traitement interférométrique au Centre Spatial de Liège contenaient une tendance qui faussait les valeurs d'altitude.

Nous avons utilisé les valeurs des MNS de la mission SRTM (90 m de résolution) qui nous ont permis de soustraire le plan de tendance et de corriger ainsi l'altitude.

Le MNT fournit des informations sur le relief des formations dunaires. Ainsi, nous avons utilisé la procédure d'extraction du réseau hydrographique décrite dans les détails par Cornet (2000), utilisée par Petit (2000) et résumée par Hallot (2004).

Soulignons que si la méthode identifie les talwegs du MNT, elle permet également d'extraire les crêtes des dunes, même si des erreurs peuvent subsister dans le traitement.

La procédure comporte plusieurs étapes qui ont été appliquées avec le logiciel *Arcinfo*® d'ESRI. Cependant nous utiliserons uniquement l'algorithme de propagation '*flowaccumulation*' qui définit les pixels alimentant chaque pixel de la région à partir du 'grid' d'écoulement ('*flowdirection*').

Au niveau du '*flowaccumulation*' les valeurs maximales représentent les talwegs et la valeur 1, que nous choisirons, correspond aux crêtes et aux sommets

Le MNS et les sommets et crêtes qui en sont extraits (la valeur 1 de '*flowaccumulation*') sont présentés respectivement aux figures 7.36 et 7.37.

Cette méthode nous permet d'individualiser ainsi les crêtes et les sommets des dunes et nous donne des indications sur les caractéristiques morphodynamiques du paysage dunaire notamment.

La figure 7.37 montre que les cordons dunaires ogoliens orientés en général NE-SO avec des directions parfois flexueuses à certains endroits, sont recouverts de faisceaux barkhanoïdes qui témoignent d'une reprise et d'un remaniement ultérieurs.

Signalons également que la méthode identifie le microrelief de la vallée du fleuve Sénégal comme étant des sommets par rapport aux parties basses environnantes. La différence avec les crêtes de dunes se situe au niveau de l'orientation. Ce qui marque finalement la limite entre les unités géomorphologiques du secteur étudié.

Les zones qui apparaissent en blanc symbolisent les secteurs de faible altitude par rapport aux reliefs environnants.

Par ailleurs, afin de mieux analyser cette figure et décrire certains aspects de la dynamique récente des formations dunaires, nous avons fait un agrandissement sur sa partie nord-orientale (voir encadré) que nous présentons à la figure 7.38.

La figure 7.38 permet d'apprécier la dynamique morphogénétique du milieu. Bien qu'elle présente une situation statique dans le temps, l'image permet, à travers la configuration du modelé, d'analyser les différents remaniements qui ont affecté formations dunaires.

Elle montre une variation des indicateurs morphologiques et l'importance géomorphologique des processus éoliens. Des édifices dunaires de différentes formes et orientations peuvent être observés.

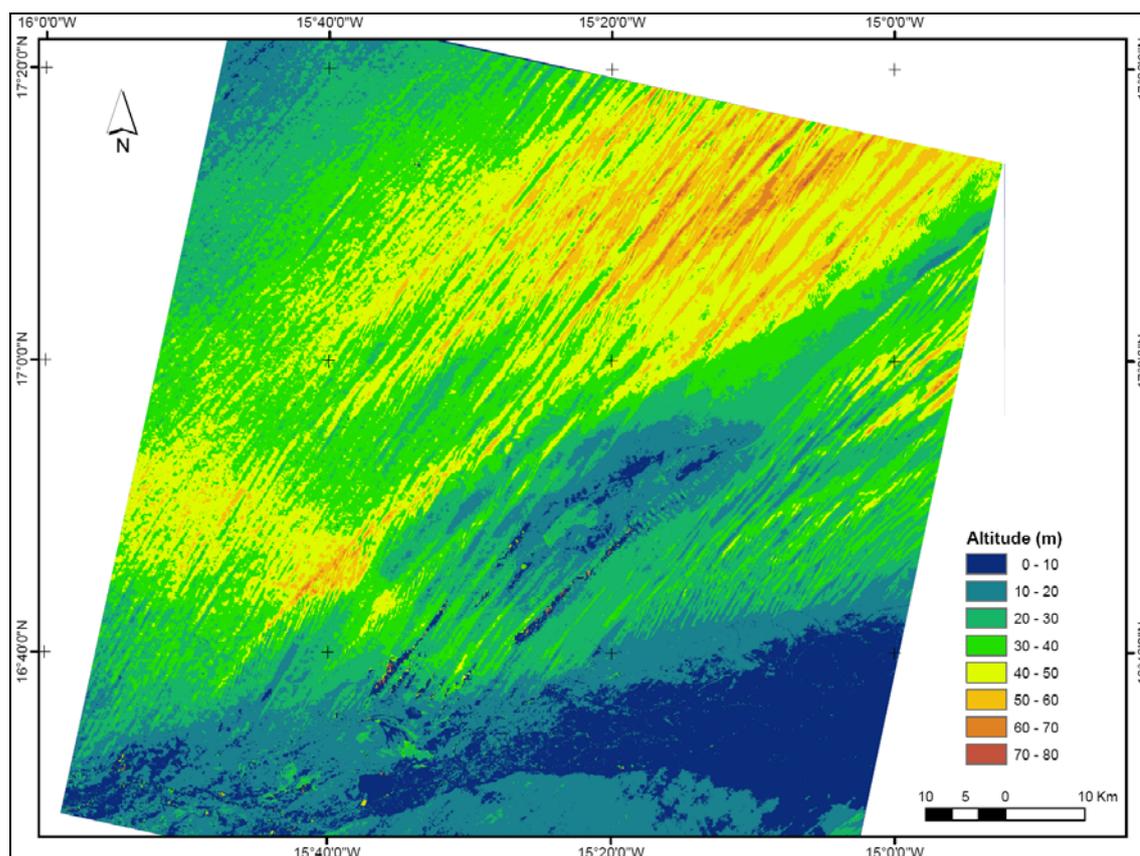


Fig. 7.36 MNS extrait des images Radar ERS des 05 et 06 novembre 1995.

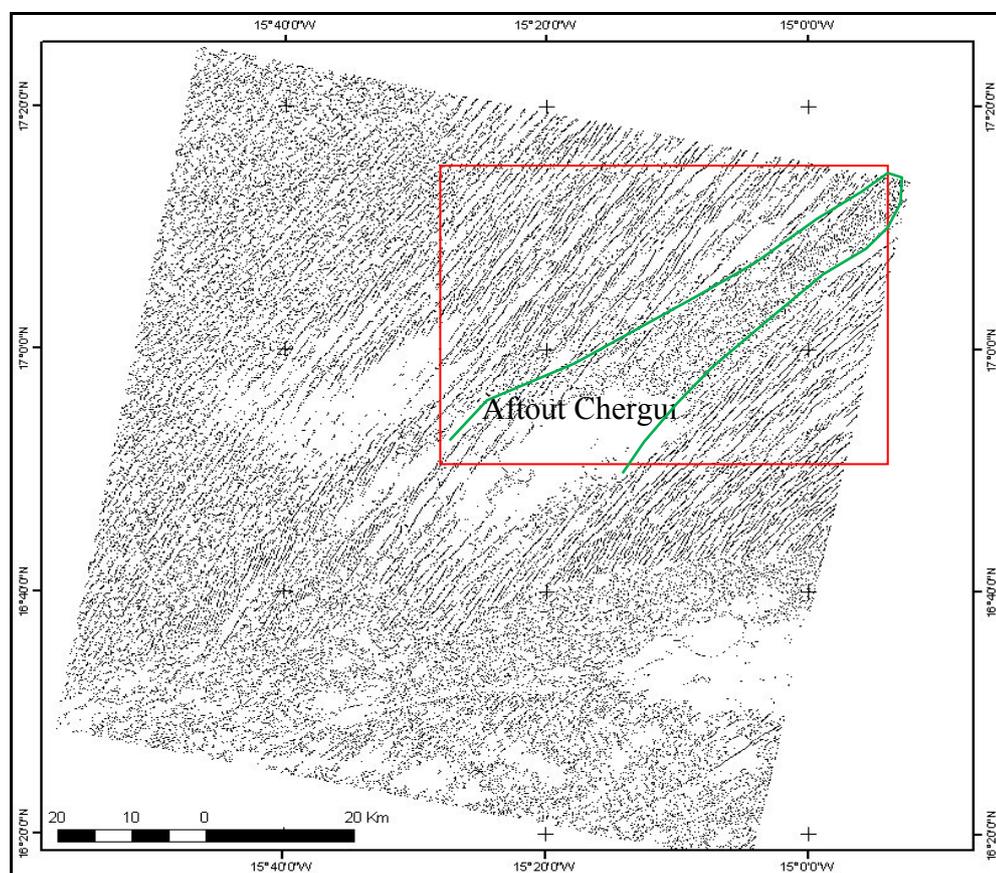


Fig. 7.37. Extraction des crêtes et sommets à partir du MNS Radar. Zone encadrée est agrandie à la figure 7.38.

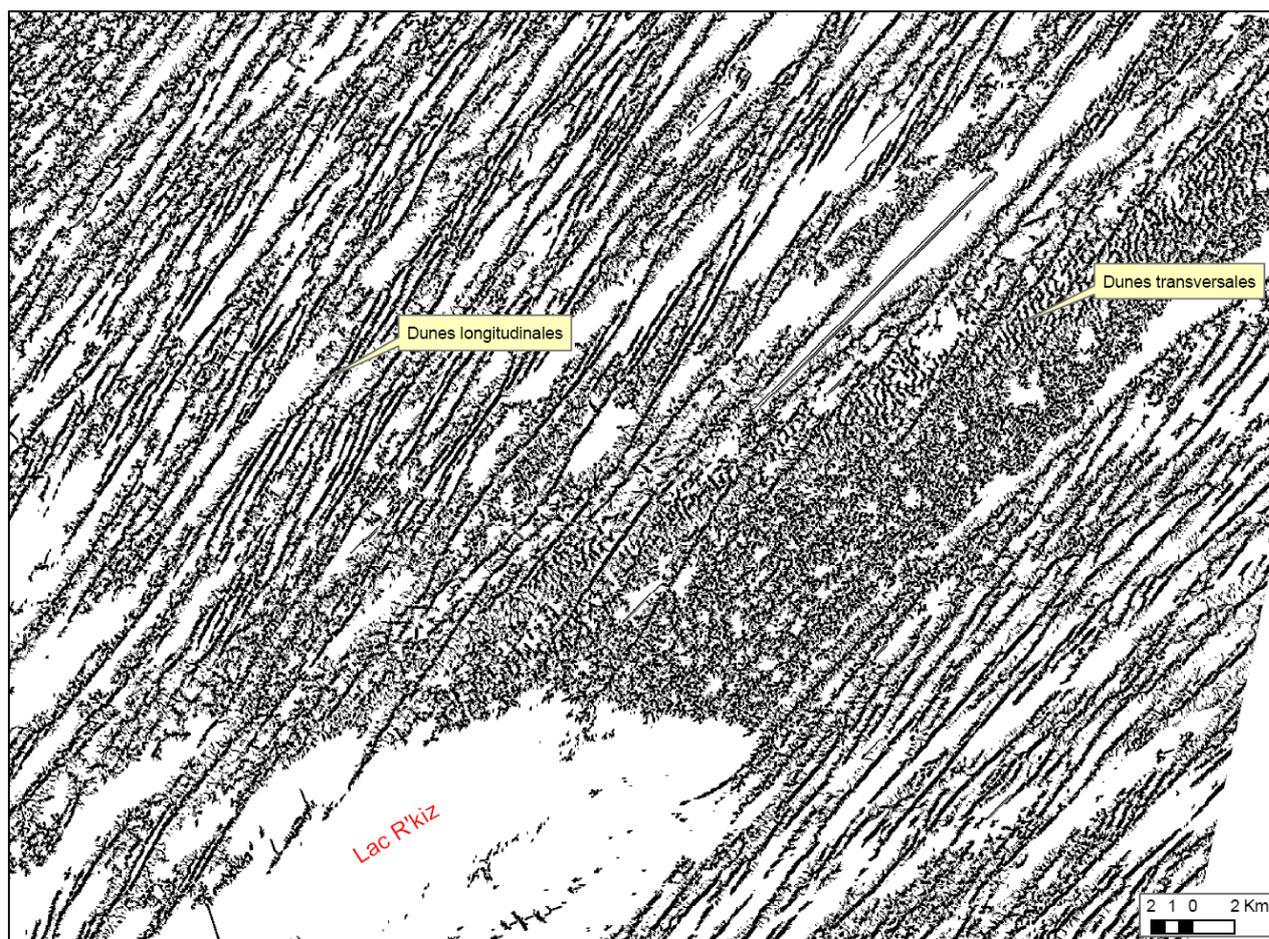


Fig. 7.38. Morphodynamique récente des formations éoliennes à partir du MNS généré à partir de la paire tadem ERS des 05 et 06 novembre 1995

La réactivation des cordons dunaires se manifeste par le développement de slouks (cordons dunaires vifs et étroits) et des dunes barkhanoïdes obliques, sur les sommets et sur les flancs des cordons dunaires anciens.

Notons aussi que ce traitement a été appliqué à l'image SRTM pour vérifier que les structures dunaires identifiées ne sont pas des artefacts. Malgré la différence de résolution, on retrouve globalement les mêmes structures.

On peut noter l'ensablement de la dépression de l'Aftout Chergui (voir fig. 7.37) occupée par des champs de barkhanes.

Ces formations dunaires de différentes générations indiquent les diverses phases de remise en mouvement des dunes dites ogoliennes. Les changements récents intervenus dans les morphologies dunaires seront analysés plus loin.

7.4. Analyse des principaux traits morphologiques des ensembles dunaires

Les principaux traits morphologiques sont analysés par l'application de différents types de filtres sur les images satellitales. Sur ces dernières, on peut exploiter le contraste

radiométrique entre les cordons dunaires à crêtes vives et les couloirs interdunaires pour faire ressortir les caractéristiques morphologiques des formations éoliennes.

Les formations dunaires sont en général définies selon la morphologie externe des dunes (classification morphologique) ou leur relation avec l'action éolienne et l'apport de sédiments (classification morphodynamique - Lancaster, 1994).

Au niveau de plusieurs classifications morphodynamiques, les dunes sont déterminées à la fois par leur morphologie et leur alignement par rapport au vent dominant. Les différentes parties d'un ensemble dunaire peuvent être constituées de dunes longitudinales, obliques et transversales par rapport à la direction de vent dominante.

Les dunes longitudinales caractérisées par leur longueur (qui dépasse souvent les 20 km), leur parallélisme et l'alternance régulière dune-interdune représentent les formes les plus fréquentes du modelé dunaire des déserts du monde (Lancaster, 1982 ; Bullard *et al.*, 1995 ; Bristow *et al.*, 2000; Fitzsimmons, 2007). Il existe plusieurs types de dunes longitudinales dont les processus de mise en place et d'évolution sont largement décrits dans la littérature (Bagnold, 1953; Lancaster, 1994, Nickling, 1994, Bristow *et al.*, 2000, Tsoar, 2001; Wiggs, 2001; Tsoar *et al.*, 2004, Blumberg, 2006; Bourke, 2006; Livingstone *et al.*, 2007).

Ainsi, nous avons appliqué le filtrage directionnel en vue de détecter des lignes qui correspondent à l'orientation des dunes dans différentes directions. Ces filtres ont été exécutés sur des images prises à des dates différentes. Cela nous renseigne sur les caractéristiques morphologiques et morphodynamiques des formations éoliennes.

Nous avons testé des filtres dans plusieurs directions et avons retenu ceux qui étaient orientés N-S et E-O (dans des fenêtres de convolution de 3x3) qui déterminent mieux l'évolution des cordons dunaires.

Nous avons extrait des portions à partir des résultats des images filtrées afin de pouvoir les analyser plus finement. La figure 7.39 est extraite du filtrage N-S de l'image Landsat ETM+ du 29/11/1999 fusionnée. Nous avons examiné le filtre sur plusieurs canaux et avons constaté que le canal 3 donne un meilleur résultat, c'est pourquoi il a été choisi. L'amélioration de la résolution spatiale de cette image fait ressortir les détails de la configuration des cordons dunaires ogoliens (notamment le remodelage des sommets de dunes).

La figure 7.39 révèle la dynamique actuelle des formations éoliennes. Son observation montre que les dunes longitudinales (de direction NE-SO) sont découpées à leurs sommets par des structures ayant une forme et une orientation différentes. Elles s'apparentent à des sifs ou des silks orientés N-S. On assiste à une retouche des dunes existantes en de nouveaux modelés suite aux changements intervenus dans la direction et l'activité des vents dans le secteur étudié. La morphologie de détail se différencie de la morphologie générale des dunes longitudinales dont la direction est réputée résistante à la réorientation (Kocurek & Ewing, 2005).

Cette dynamique éolienne entraîne l'ensablement des interdunes, car les nouvelles dunes sont obliques par rapport au système ogolien ancien et leur mouvement se fait par allongement. Ce phénomène a déjà été d'ailleurs constaté dans les couloirs dunaires des environs de Nouakchott par Dion (2006).

Nous constatons ainsi que dans les environs de Boutilimit, la morphodynamique éolienne reste très active et se manifeste également au niveau des couloirs interdunaires, malgré l'amélioration des conditions pluviométriques depuis une décennie (voir chapitre climatique).

Nous avons également comparé les résultats de filtres directionnels verticaux et horizontaux pour déterminer les lignes dans ces deux directions principales entre 1973, 1987 et 1999.

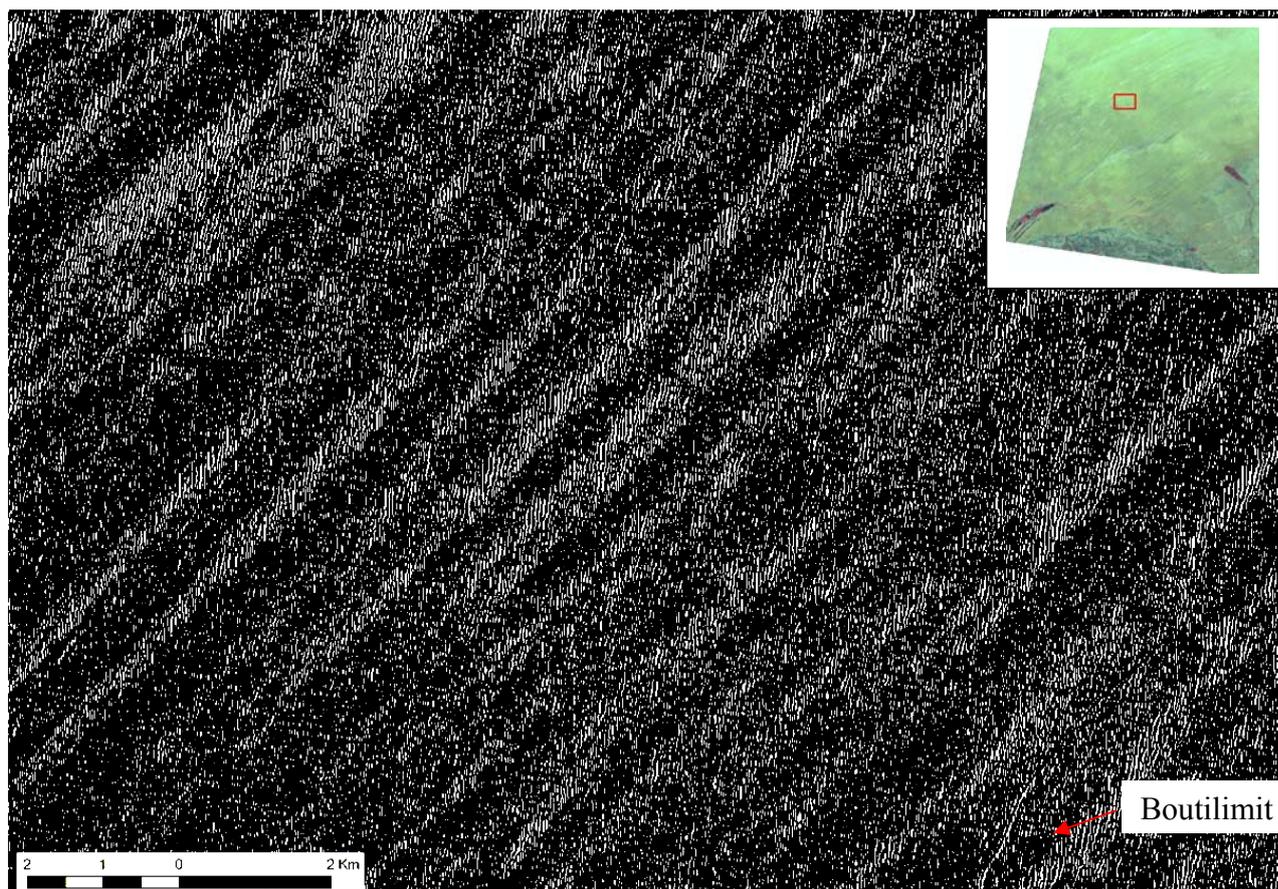


Fig. 7.39. Filtrage directionnel N-S de l'image Landsat ETM+ fusionnée (canal 3).

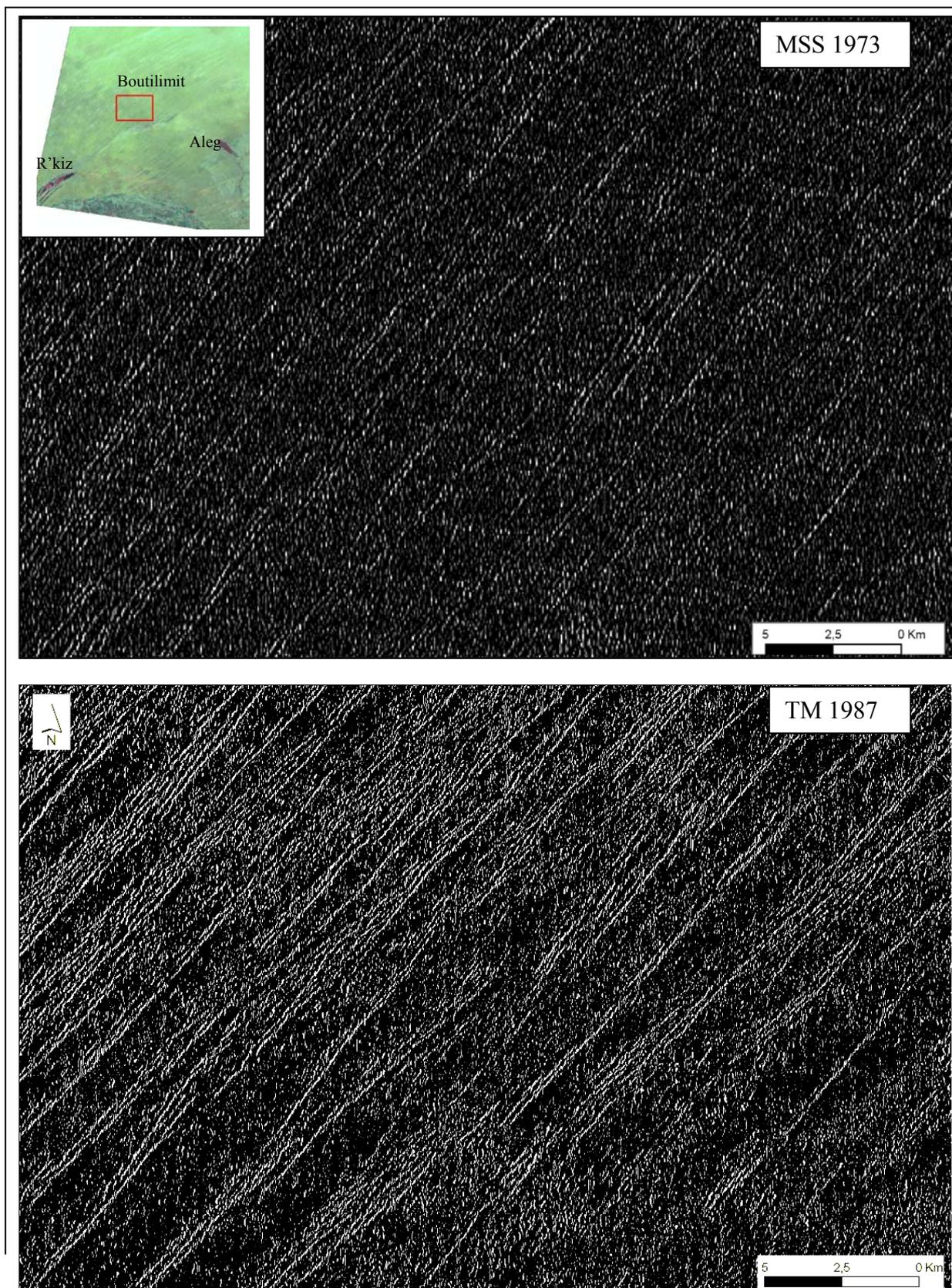
Les résultats soulignent la disposition des cordons dunaires très resserrés qui montrent plusieurs sinuosités, qui indiquent soit une surimposition de nouvelles formes sur les cordons dunaires ogoliens, soit des signes d'une migration latérale des crêtes des dunes (Bristow *et al.*, 2000 ; Tsoar *et al.*, 2004, Rubin *et al.*, 2008).

La figure 7.40 constitue une zone commune extraite du filtrage N-S des images Landsat des trois périodes. Les canaux 2 et 3 ont été choisis respectivement pour l'image Landsat MSS et les images Landsat TM et ETM+.

La comparaison entre les filtres des images de cette figure montre l'évolution morphologique des ensembles dunaires depuis le début de la sécheresse des années 70.

Lors des années 73 la situation morphodynamique était contrôlée par les conditions climatiques de la période humide. Les dunes étaient constituées de cordons longitudinaux orientés NE-SO qui étaient relativement stables car les effets de la sécheresse qui a commencé à la fin des années 60 ne sont pas encore très marqués sur les paysages. Les crêtes de dunes apparaissent comme de simples lignes discontinues. Cependant, cela pourrait être lié à la résolution de l'image (effet escalier).

La configuration des dunes a connu des changements morphologiques et morphométriques importants dans les années 80, liés aux modifications des conditions morphodynamiques. La réactivation des dunes se manifeste par la multiplication des crêtes vives. Les cordons dunaires se transforment en un ensemble de crêtes vives très resserrées et sinueuses avec des orientations parfois différentes donnant lieu à des dunes linéaires complexes.



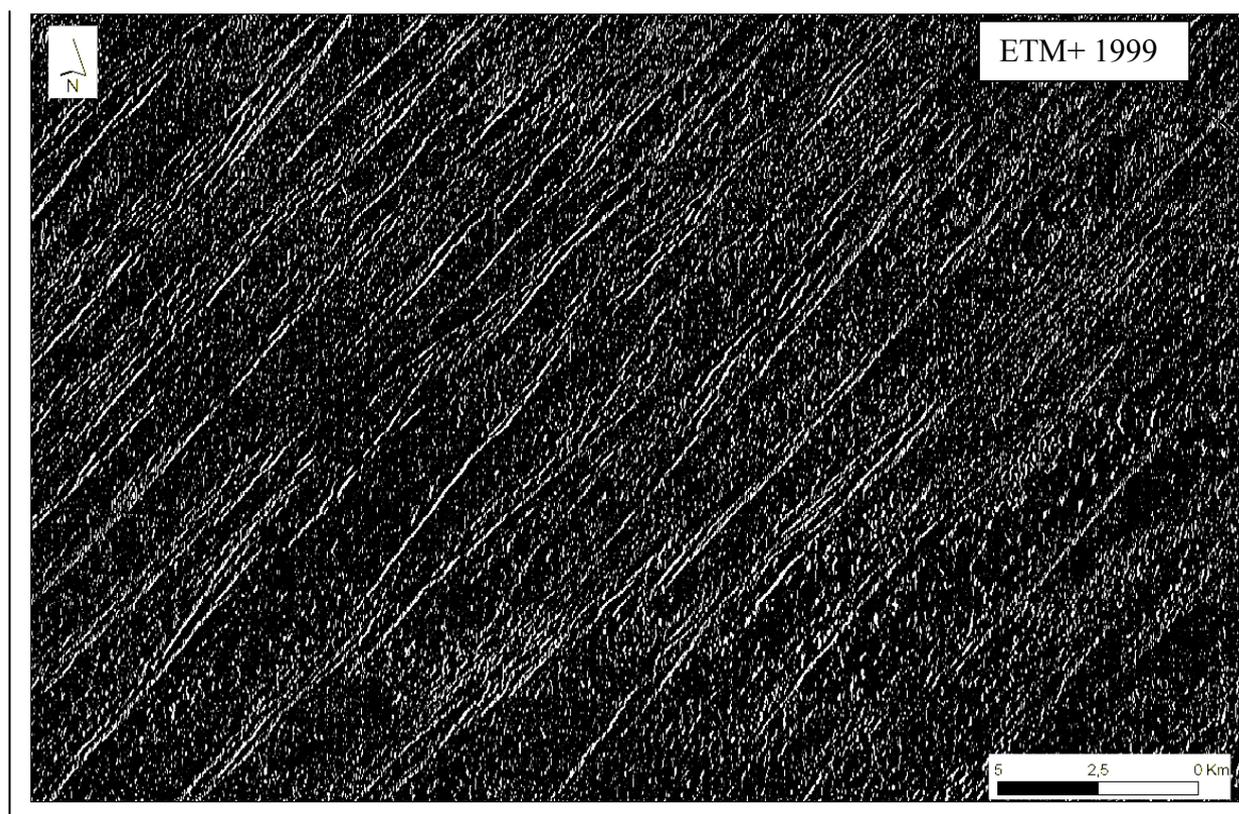


Fig. 7.40. Comparaison des filtres directionnels N-S appliqués à différentes images Landsat, canal 2 pour l'image Landsat MSS et canal 3 pour les Landsat TM et ETM+.

La morphologie des dunes a également évolué entre les deux dernières périodes (1987 et 1999) même si c'est dans une moindre mesure qu'entre 1973 et 1987. La forme des crêtes de dunes est sensible aux fluctuations climatiques interannuelles (Livingstone, 2003) notamment aux variations dans les directions des vents efficaces que nous avons soulevées dans le chapitre sur le climat.

Nous constatons que certaines crêtes qui existaient en 1987 ont été remodelées et que de nouveaux édifices sont formés. Ceci a été également noté dans le désert de Namib (Livingstone 2003) où les crêtes des dunes linéaires peuvent se dédoubler voire se multiplier et se réunir et migrer vers un côté ou l'autre du cordon dunaire selon les saisons et les différents régimes de vent.

Pour la dernière période, nous avons adopté un filtre directionnel E-O pour identifier les alignements dans cette direction. Les résultats sont présentés sur la figure 7.41.

Cette figure indique d'abord une modification de l'agencement des crêtes vives dans cette direction entre les deux périodes. Elle signale aussi l'existence de certains alignements dunaires obliques par rapport aux cordons orientés NE-SO. Ces dunes linéaires complexes seraient façonnées par un dépôt de sable qui arrive obliquement sur la dune et qui serait lié aux changements constatés dans la direction des vents.

Ces différentes méthodes d'analyse des traits morphologiques des ensembles dunaires mettent en évidence les changements intervenus dans les caractéristiques morphodynamiques de l'érosion éolienne qui remodelent les anciennes dunes ogoliennes.

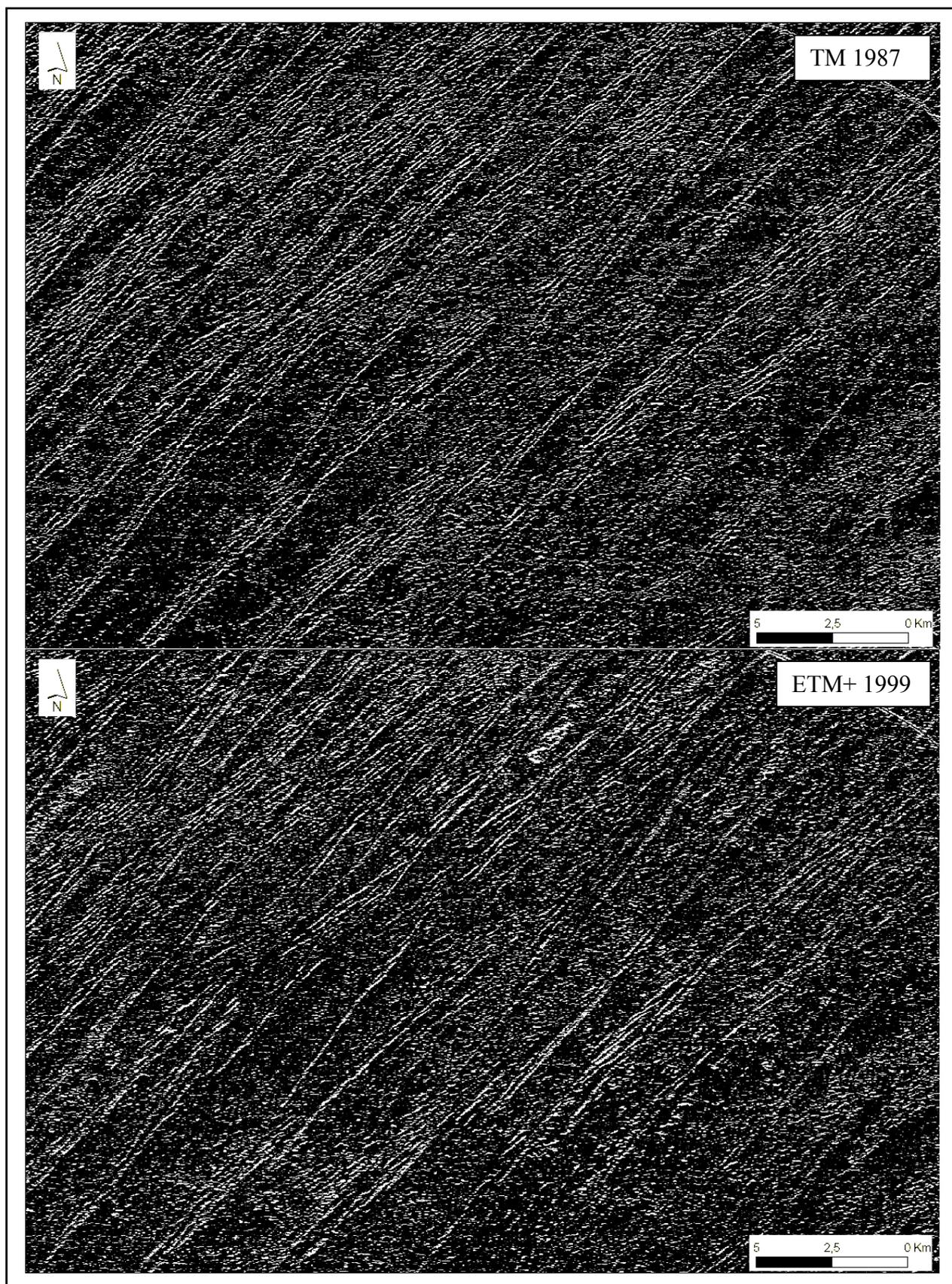


Fig. 7.41. Filtres directionnels E-O appliqués aux images Landsat de 1987 et 1999, canal 3.

7.5. Conclusion et discussion

La télédétection s'est avérée un outil d'analyse très adéquat pour le suivi des processus morphodynamiques qui intéressent notre secteur d'étude.

La diversité des données utilisées (photographies aériennes et satellitaires, images satellitaires optique et radar) nous a permis d'aborder les phénomènes morphogénétiques sous plusieurs angles avec des résultats probants et complémentaires.

Les photographies aériennes et satellitaires qui ont été les premières techniques utilisées en télédétection nous ont donné la possibilité de réaliser une étude multitemporelle qui remonte jusqu'aux années 50.

Ces données sont cependant quelque peu limitées dans leur extension spatiale : elles intéressent une petite portion de la plaine alluviale et des dunes limitrophes. Les échelles relativement petites des photographies les plus anciennes n'autorisent pas une analyse détaillée de la morphologie. Les photographies les plus récentes (2003) ne couvrent pas les dunes.

L'interprétation, la comparaison, le mosaïquage, la correction géométrique et la superposition des photographies de 1954 (IGN France), 1972 (satellite espion américain CORONA), 1992 (IGN France), et 2003 (inédites) ont mis en relief divers aspects de la dégradation environnementale au niveau de la plaine alluviale du fleuve Sénégal et ses environs.

Les photographies aériennes de 1954 montrent une zone relativement bien stabilisée par une couverture végétale qui fixait les dunes et protégeait les berges de l'érosion. Alors que celles de 1992 découvrent des ensembles dunaires dépourvus de végétation où l'on note l'existence de crêtes vives qui indiquent la remise en mouvement des dunes avec une inflexion de leur direction de 15 à 30° vers l'est. Tandis que les photographies de 2003 signalent une prolifération des ravins sur des berges dénudées qui ont reculé en moyenne d'une vingtaine de mètres depuis 1972.

Le seuillage et la digitalisation à partir de ces données, où des mesures de surfaces ont été effectuées, soulignent une importante déplétion de la couverture végétale qui est à la base de l'accélération des phénomènes d'érosion.

Sur une zone commune entre les trois premières séries de photographies, les dunes vives qui n'existaient pratiquement pas en 1954, occupent 20 ha en 1972 et 115 ha en 1992. La couverture végétale passe d'environ 16% en 1954, à 11% en 1972, puis à moins de 4% seulement en 1992. La réduction de la végétation est liée à la sécheresse mais aussi à la pression anthropique.

Signalons, à propos de l'évolution de la couverture végétale, que les résultats peuvent être légèrement différents, surtout pour la dernière période (photographies de 2003), si l'on tient compte de la végétation dense ('forêts') qui a continué à diminuer ou si l'on considère la végétation dans son ensemble qui a augmenté entre 1992 et 2003, ceci est dû à une régénération à certains endroits (Niang *et al.*, 2008)

Les traitements appliqués aux images satellitaires optiques ont mis en évidence les changements environnementaux qui ont affecté le secteur étudié et les caractéristiques morphologiques et morphodynamiques des systèmes dunaires.

Notons seulement que les résultats obtenus auraient été plus intéressants si les images avaient été prises à des dates anniversaires notamment pour la détection des changements.

Plusieurs méthodes ont été adoptées pour déceler les modifications intervenues entre les images de différentes dates (1973, 1987, 1999, 2002, 2005).

Les comparaisons des classifications effectuées sur les images Landsat MSS de 1973, TM de 1987 et ETM de 1999 ont établi une dégradation généralisée des ensembles dunaires qui se manifeste par une augmentation de la superficie occupée par la classe des dunes vives et des dunes remaniées, une quasi-disparition des dunes qui étaient fixées sur l'image de 1973 et un rétrécissement de la surface des interdunes.

Les indices de végétation que nous avons calculés (NDVI et SAVI) ne nous ont pas permis de déceler le comportement de la végétation sur les dunes ogoliennes où l'influence de la réflectance des sols est trop importante et la couverture végétale très lâche. Dans la plaine alluviale, les résultats indiquent une diminution de la valeur des indices ainsi que leur variabilité interannuelle et saisonnière.

Nos résultats ne signalent pas d'augmentation sensible des indices de végétation dans le secteur étudié, comme l'ont constaté quelques auteurs dans certaines parties du Sahel (Anyamba & Tucker, 2005 ; Olsson *et al*, 2005).

Les indices de changements diachroniques appliqués sur des images préalablement normalisées soulignent et identifient les zones où on note une diminution ou une augmentation des réflectances indiquant ainsi le sens et l'ampleur du changement observé.

On note des changements significatifs au niveau des formations dunaires. Dans la plus grande partie des images, ces indices révèlent une augmentation des réflectances qui symbolise une dégradation environnementale généralisée liée aux remaniements successifs des dunes ogoliennes. Cependant dans certains secteurs des images on peut remarquer une diminution des indices pouvant signifier un rétablissement des surfaces dégradées à la faveur du retour des conditions plus humides depuis le début des années 90.

Le rapport d'images donne des résultats qui vont pratiquement dans le même sens que les indices de changement diachronique.

Précisons cependant que la portée de ces indices est atténuée dans notre étude par le fait que les images n'ayant pas été prises aux mêmes dates, les valeurs de réflectance peuvent connaître des variations saisonnières qui altèrent les résultats.

L'utilisation de l'imagerie satellitale radar a été également très probante pour l'identification et la localisation des sables en mouvement. A partir des produits du traitement interférométrique RSO nous avons pu observer les zones où le sable a bougé (perte de la cohérence) en 24 h et en 105 jours.

Les cohérences mesurées en 24 h sur les deux paires tandem ERS nous donnent des indications sur les secteurs où les sables sont mobilisés lors des jours affectés par les lithométéores et des jours sans vent de sable.

L'évolution temporelle de la cohérence sur les longues périodes (105 jours) montre que la majeure partie de la zone d'étude est composée de sables vifs qui participent à l'édification des nouvelles formes dunaires.

Nous avons constaté que les sables les plus mobiles étaient situés près des établissements humains : des auréoles de dénudation apparaissent autour des villages et des zones très dégradées.

Les données radar sont très intéressantes pour le suivi de la dynamique de la surface des sols. L'exploitation des MNS dans le cadre de l'interférométrie différentielle (soustraction de MNS) pourrait servir à mesurer le volume de sable déplacé entre deux dates. Mais nous n'avons pas eu de données suffisantes et adéquates pour réaliser ces traitements.

Enfin, l'analyse des principaux traits morphologiques des ensembles dunaires a consisté à l'application de différents types de filtres.

Les filtres appliqués à l'image landsat ETM+ fusionnée, ont servi à discriminer les crêtes vives. Ces dernières apparaissent à la fois sur les sommets des cordons dunaires comme des sifs orientés N-S (obliques par rapport aux dunes ogoliennes) et sur certaines parties des interdunes. Ces nouvelles formes dunaires témoignent de la dynamique éolienne récente qui se produit très probablement dans un régime de vent différent de celui qui a façonné les anciennes dunes. La morphologie de détail se distingue de formes générales comme nous le verrons plus loin avec les images à très haute résolution (cf. chapitre 9).

Ces filtres montrent que les formations dunaires ont subi des changements morphologiques et morphométriques importants dans les années 80 qui sont attribués aux modifications des conditions morphodynamiques. On constate une réactivation des dunes qui s'exprime par la multiplication et la migration des crêtes vives dont l'agencement transforme les cordons dunaires en dunes longitudinales complexes.

Les résultats de ces différents traitements appliqués aux données de télédétection prouvent que l'érosion mécanique (hydrique et éolienne) reste toujours active malgré plus d'une décennie d'amélioration des conditions pluviométriques.

Ce suivi des processus morphodynamiques par télédétection sera complété par une analyse sédimentologique pour mieux comprendre les conditions dynamiques de ces dépôts éoliens.

Chapitre 8:

Etude sédimentologique

Cette étude sédimentologique qui concerne exclusivement les formations dunaires, a pour objectif la mise en évidence l'évolution et la dynamique des agents d'érosion et d'accumulation, dans les environnements sédimentaires. Les prélèvements concernent surtout les échantillons de surface, faute de moyens de sondage.

Une analyse granulométrique et morphoscopique des sables des divers échantillons a été réalisée, l'exoscopie n'a pas été envisagée.

Les minéraux lourds ne seront pas examinés ici, car, en nous rapportant à un principe défendu par Tricart & Cailleux (1959), les divers processus de remaniements successifs auxquels ils ont été soumis depuis le Précambrien, risquent de fausser les interprétations.

8.1. Le contexte géomorphologique

Dans la première partie, nous avons présenté le cadre géologique de la zone et les grandes lignes de l'évolution géomorphologique au Quaternaire (fluctuations du niveau marin).

La formation, la croissance et l'équilibre morphologique des dunes sont déterminés par les changements dans la dynamique de transport des sédiments dans le temps et l'espace qui induit l'érosion ou le dépôt (Pye, 1994 ; Lancaster *et al.*, 1996).

C'est dans ce contexte que nous rappelons très brièvement le contexte de mise en place des formations dunaires en Mauritanie depuis la dernière glaciation où l'activité éolienne a connu son paroxysme (Tricart, 1956b ; Michel, 1973 ; Caruba & Dars, 1987 ; Pion *et al.*, 1990 ; Olago, 2001 ; Lancaster *et al.*, 2002a).

Les formations dunaires, appartenant à l'erg du Trarza s'organisent en cordons quasi parallèles orientés nord-est/sud-ouest.

L'évolution au Quaternaire montre une succession de phases arides et humides avec des changements brusques et surtout une fin abrupte de la période humide africaine vers 5 ka (Bonnet *et al.*, 1987; Reid, 1994; Swezey, 2001 ; Lancaster, 2005 ; Mauz & Felix-Henningsen, 2005).

Les édifices dunaires ogoliens, rubéfiés lors du pluvial tchadien peuvent s'étirer sur une centaine de kilomètres. De nouvelles accumulations dunaires se sont surimposées à ces formations depuis le remaniement des dunes consécutif aux récentes conditions d'aridité (Michel, 1984 ; Nguer & Rognon, 1989 ; Courel *et al.*, 1999 ; Lancaster *et al.*, 2002a).

Les formations dunaires ogoliennes dont nous étudions la sédimentologie ont donc fait l'objet de plusieurs remaniements.

8.2. Méthodologie

8.2.1. Choix et prélèvement des échantillons

Le choix des échantillons a été dicté par la volonté de faire une analyse comparative du matériel éolien. Ainsi les prélèvements ont été effectués sur les surfaces stabilisées et ravivées (dunes fixées et/ou végétalisées, interdunes et dunes vives)(fig.8.1).

Un échantillonnage sur les dunes à proximité du fleuve Sénégal (limite méridionale des dunes, fig. 8.1b) est confronté à celui effectué à Boutilimit, 150 km au nord, en plein désert (Fig.8.1a). Les différents versants des dunes, leurs sommets et parfois à une profondeur de 50 cm, ont également été échantillonnés.

Ces choix nous permettront de tenter une classification des sables en relation avec la forme de dépôt à laquelle ils appartiennent et de comparer la sédimentation dans les différentes formations ogoliennes, mais aussi au sein d'une même ride dunaire.

8.2.2. Granulométrie

Elle peut être définie comme l'étude statistique de la dimension des particules dans une formation, meuble ou consolidée (Tricart, 1965).

La granulométrie constitue la propriété la plus fondamentale des particules de sable car affectant leur entraînement, transport et dépôt.

L'analyse granulométrique fournit des indications importantes sur la provenance du sédiment et permet de mieux appréhender le processus de mise en place des dépôts (Diop, 1990 ; Pye, 1994 ; Blott & Pye, 2001).

Selon Wang *et al.* (2003) la composition granulométrique des sables éoliens joue un rôle essentiel sur la dynamique et la morphologie dunaire.

Nous décrivons ci-dessous les différentes étapes du traitement des données.

Pour détruire les éventuels ciments carbonatés et organiques, les échantillons ont subi des ébullitions successives dans H₂O₂ et HCl 10%. Ils ont ensuite été séparés à 63 µm ; la fraction supérieure a été séchée puis tamisée, tandis que la fraction inférieure a été décantée, séchée, puis pesée globalement.

Le tamisage à sec s'est fait sur une colonne de tamis emboîtés dont la largeur des mailles varie suivant une progression géométrique de raison racine de 2 (Juvigné, 1999).

Le nombre de tamis influe sur la précision des résultats. Chaque fraction qui correspond au refus d'un tamis est pesée et son poids est évalué en pourcentage du poids total de l'échantillon, ce qui permet de tracer des courbes granulométriques.

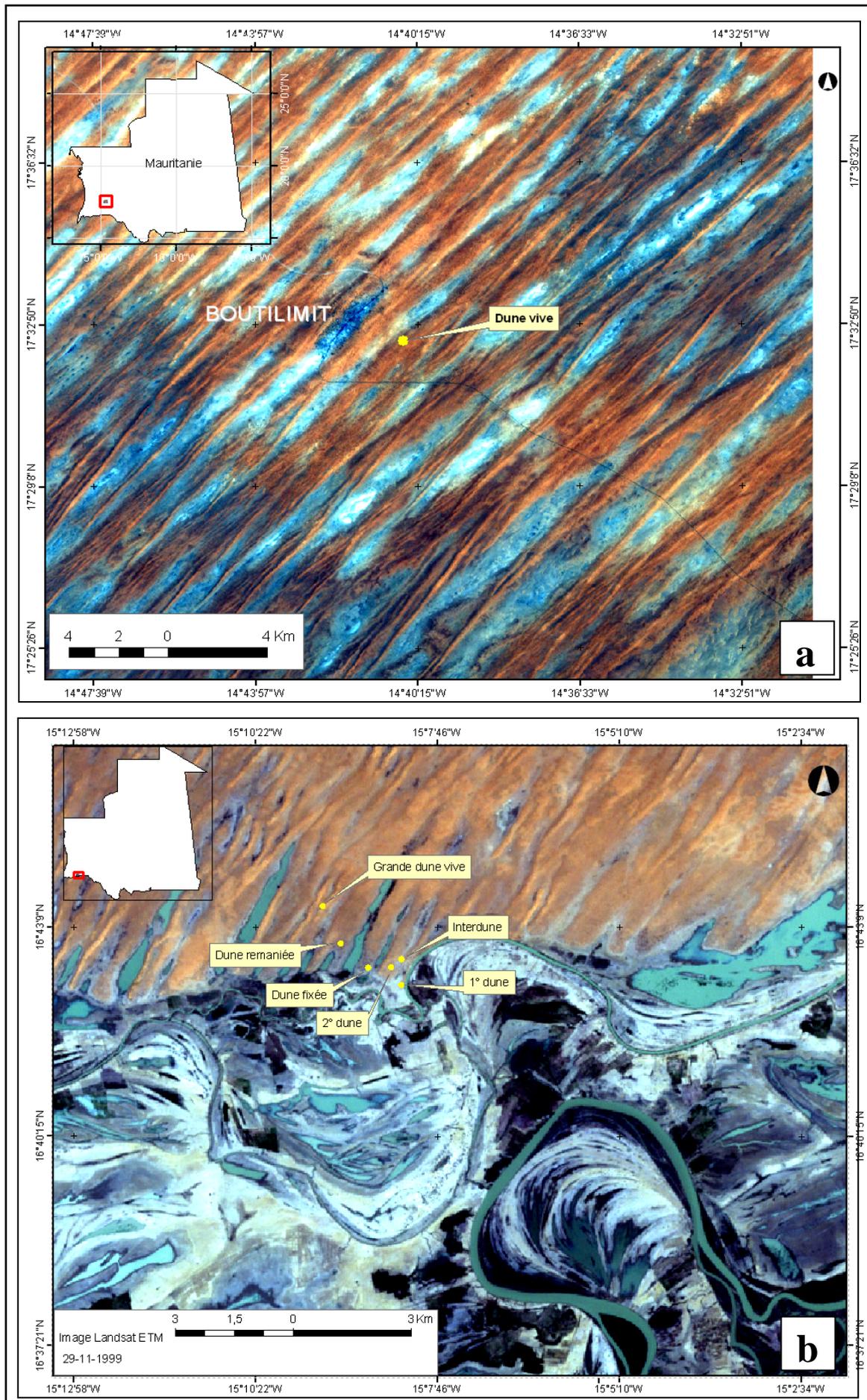


Fig. 8.1. Localisation des sites de prélèvement à Boutilimit (a) et à proximité de la vallée du Sénégal (b).

8.2.3. Morphoscopie

Il s'agit de l'observation qualitative des grains, nous avons choisi l'indice d'émoussé qui est plus parlant. Les grains en dessous de 212 μ m ne sont pas pris en compte car ils sont en général non usés (Tricart & Cailleux, 1959).

La méthode d'observation privilégiée est celle de l'examen au binoculaire à grossissement variable. Les échantillons tout venant des tamis 595 et 420 μ m et ceux du tamis 212 μ m ont été observés pour étudier la variation de l'indice d'émoussé de Krumbein en fonction de la taille des grains.

L'indice d'émoussé de Krumbein consiste à classer chaque grain examiné dans une catégorie définie par la forme du périmètre apparent.

Deux paramètres sont associés: la forme et l'état de surface des grains. La forme est déterminée par la comparaison de l'aspect du grain avec une série d'images de référence qui varient de 0,1 (non émoussé) à 0,9 (très émoussé). L'état de surface est basé quant à lui sur une observation qualitative des grains sans tenir compte de leur forme.

L'observation des deux critères sur cent (100) grains de chaque échantillon est consignée sur une feuille de papier et le comptage permet d'établir les pourcentages de chaque catégorie.

La méthode s'avère rapide et efficace, la meilleure ressemblance donne l'indice d'émoussé.

8.3. Représentation et interprétation des résultats

Les résultats sont représentés sous forme de graphiques exprimant les fréquences en fonction de la taille. La fréquence est exprimée en %-poids et placée en ordonnée, tandis que la taille s'organise par classes et s'inscrit en abscisse.

Les caractéristiques sédimentologiques des modelés de différentes natures échantillonnés sont regroupées en planches (voir planches 8.1 à 8.7).

L'histogramme représente la forme la plus commune et la plus expressive pour représenter une distribution, parce qu'il permet de mettre en évidence les diverses populations et leurs classes modales respectives. Selon Sourdat *et al.* (1975), l'histogramme montre l'égalité des classes dimensionnelle ou l'absence de triage, la domination d'une classe (trriage) ou le mélange de stocks marqué par la présence d'un ou de plusieurs modes.

La courbe cumulative est, selon Sourdat *et al.* (1975), plus éloquente et permet de faire une qualification synthétique de la distribution. Le faciès des courbes autorise de tirer empiriquement des conclusions génétiques.

C'est pourquoi nous utiliserons les histogrammes de fréquence et les courbes cumulatives pour comparer les distributions granulométriques des échantillons.

8.3.1. Les histogrammes de fréquence

Les histogrammes de fréquences permettent de saisir rapidement les caractères d'une distribution, les modes sont facilement repérables. La dimension des modes et les dissymétries de la distribution indiquent les conditions de sédimentation (Sourdat *et al.* (1975).

On peut distinguer plusieurs types de distribution qui traduisent des différences dans les mécanismes de sédimentation.

Les histogrammes révèlent dans leur grande majorité, des distributions étalées (tailles allant de 60 à 700µm), un mode principal compris entre 350 et 250 µm ou entre 250 et 176 µm et un mode secondaire localisé dans ces mêmes classes granulométriques (fig.8.2). Selon Nguer & Rognon (1989), qui avaient relevé un mode principal à 300 µm et un mode secondaire à 80µm, cette bimodalité est caractéristique des dunes ogoliennes.

On note cependant d'autres modes principaux entre 500 et 353 µm et entre 176 et 125 µm et des modes secondaires entre 500 et 353 µm et entre 125 à 88 µm.

Les dunes à proximité de la vallée du Sénégal se caractérisent par un versant au vent à un seul mode qui dépasse 30% des échantillons, tandis que les autres parties des dunes montrent en général un mode principal et un mode secondaire.

On rencontre également des distributions à deux modes quasiment égaux, c'est le cas notamment à Boutilimit .

L'observation des histogrammes dévoile aussi une grande disparité entre les parties d'une même dune, traduisant des conditions dynamiques distinctes.

Cette diversité de modes et types de distributions indique l'existence de plusieurs stocks liés soit à des agents différents, soit à un agent dont la compétence est variable. Dans notre secteur d'étude la variabilité dans la compétence du vent serait à l'origine de ces changements. Selon Lancaster *et al.* (2002b) la coexistence des grains plus grossiers et de tailles variées sur une même surface reflète les changements de la compétence du vent dans le temps et dans l'espace en relation avec l'augmentation de sa vitesse.

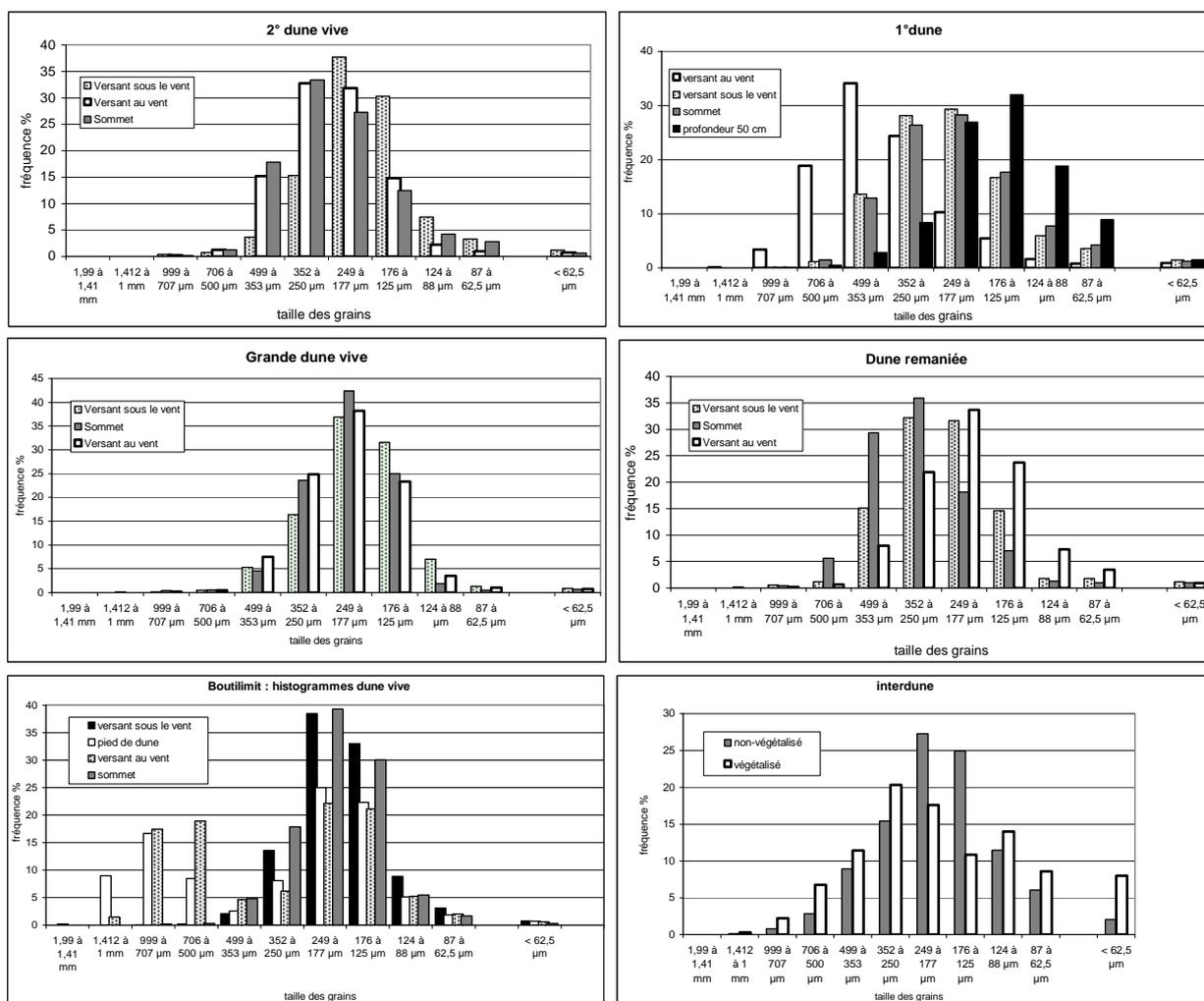


Fig.8.2. Histogrammes de fréquence des différents échantillons.

8.3.2. Les courbes cumulatives

La représentation par courbes cumulatives permet de repérer aisément les centiles caractéristiques, de situer les modes (qui correspondent au milieu de chaque segment de forte pente) et surtout de calculer les indices granulométriques pour la comparaison des échantillons.

Il existe plusieurs types de courbes granulométriques, Tricart (1965) en distingue trois fondamentaux les plus fréquents et les plus significatifs et en définit l'interprétation dynamique.

1- Le type logarithmique qui apparaît sous la forme d'une courbe plus ou moins assimilable à une droite. Ce type de courbe correspond en général à des dépôts en vrac, sans sélection particulière.

2- Le type parabolique caractérisé par un fragment de parabole qui part de l'origine ou d'un point quelconque de l'abscisse. Il résulte d'un effet dynamique particulier, par exemple d'une accumulation forcée due à une entrave apportée brusquement au transport du matériel. La courbe de la dune fixée (planche 4) semble être un type intermédiaire entre les paraboliques et les sigmoïdes.

3- Le type sigmoïde ou en « S » est celui qui concerne pratiquement toutes nos courbes cumulatives (planches 8.1 à 8.7, à partir de la page 221). Il résulte d'une sélection limitée à une seule tranche de matériel. Les deux extrémités montrent une rapide décroissance qui traduit un appauvrissement des particules des tailles correspondantes. Ce type de courbe induit une accumulation sélective .

Les courbes sigmoïdes caractérisent une accumulation libre liée à la variation de la compétence du processus de transport.

Les courbes cumulatives de nos échantillons qui montrent des changements fréquents de granulométrie traduisent une fluctuation de la compétence du vent dans le temps et dans l'espace. Ce qui rejoint les conclusions des différents travaux réalisés sur les dunes ogoliennes (Michel, 1973 ; Barbey, 1989 ; Nguer & Rognon, 1989, Miskovsky *et al.*, 1991 ; Lancaster *et al.*, 2002b).

8.3.2.1. Analyse comparative des courbes cumulatives

Il s'agit d'observations basées sur la superposition et la confrontation des différentes courbes tracées à la même échelle afin d'en établir une comparaison et tenter une interprétation dynamique. Nous examinerons les parties constitutives d'une même dune mais aussi celles de formations dunaires distinctes.

Les différentes parties d'une même dune

La 1^{ère} dune (ou dune n° 1 - Planche 8.1). Elle se situe à la limite entre les deux unités morphologiques de la zone, à savoir la plaine alluviale du Sénégal au sud et le système dunaire au nord.

En superposant les différentes courbes cumulatives qui représentent le versant au vent, le versant sous le vent, le sommet et une profondeur de 50 cm, on constate rapidement un changement dans la compétence du vent dans le temps. Les courbes sont cependant toutes de type sigmoïde, ce qui suppose une accumulation sélective.

La granulométrie est différente, le matériau devient plus grossier sous l'effet de l'efficacité du vent, consécutive à la dégradation des conditions environnementales.

La courbe représentant le versant au vent est au-dessus des autres, ce qui peut être dû à la décroissance liée aux changements dans les conditions dynamiques de transport des particules.

Les courbes du versant sous le vent et du sommet peuvent être pratiquement confondues. Cela indique l'importance des dépôts qui entraînent de fréquents éboulis de gravité qui contribuent à resserrer les couloirs interdunaires. Cela peut être également dû au fait que le sable en mouvement est généralement plus fin (Lancaster *et al.*, 2002b).

Par ailleurs on peut expliquer cela par un changement dans la couverture herbacée qui occupe la dune après la saison des pluies.

L'interdune (Planche 8.2). La partie végétalisée est matérialisée par une courbe associant des caractères de type parabolique et celles de type logarithmique. La partie dénudée apparaît plutôt sous le type sigmoïde. Ceci peut être lié au changement dans la sédimentation ou de l'agent de dépôt car on ne peut exclure ici le matériau mis en place par le ruissellement.

Dune fixée (Planche 8.3). Les conditions dynamiques n'ont pas beaucoup évolué entre la surface et une profondeur de 30 cm. Les courbes associent également les types parabolique et logarithmique. Ce qui correspondrait à des dépôts en vrac et une accumulation suite à l'entrave apportée au transport par les crêtes de dunes.

Dune remaniée (Planche 8.4). Les courbes sont de type sigmoïde. La nature de cette dune fait que le matériel du versant sous le vent paraît plus grossier que celui du versant au vent. Le remaniement a eu pour effet de transporter le matériel fin du versant le plus exposé à l'action éolienne.

2^{ème} Dune vive (ou dune n°2 - Planche 8.5). Les courbes sont de type sigmoïde. Les courbes du sommet et du versant au vent qui se superposent quasiment et passent au-dessus de celle du versant sous le vent, indiquent une accumulation sélective qui confirme une efficacité plus marquée des vents de sable.

Grande dune vive (Planche 8.6). Elle est la plus grande et plus haute des dunes environnantes de la vallée du Sénégal, elle en est également la plus septentrionale. Les courbes sont toutes de type sigmoïde et il n'y a pas de différences notables entre elles. L'efficacité croissante du vent semble s'exercer sur toutes les parties de la dune.

Boutilimit dune vive (Planche 8.7). Elle est située à plus d'une centaine de kilomètres de la vallée, dans une zone franchement désertique. La première remarque est que le matériel est beaucoup plus grossier que celui des dunes à proximité de la vallée. En outre, on est en présence de deux catégories de courbes distinctes.

Le sommet et le versant sous le vent apparaissent sous le type sigmoïde tandis que le pied de dune et le versant au vent constituent des types complexes. Leur matériau semble être supérieur à la compétence du vent ou se déplace plutôt par roulement/traction.

Nous avons également trouvé du sable très grossier qui semble résulter du vannage, les éléments les plus fins étant transportés par le vent.

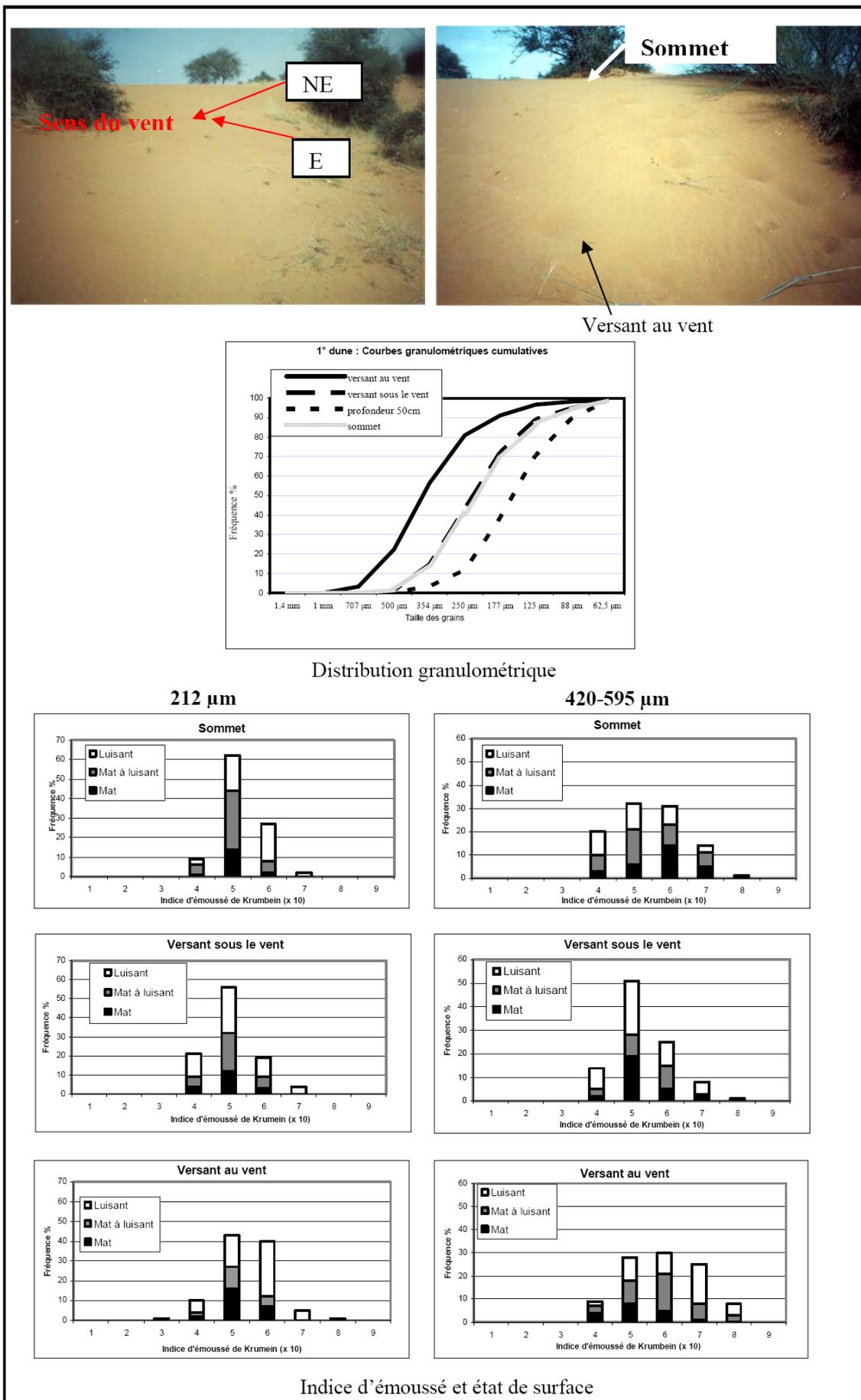
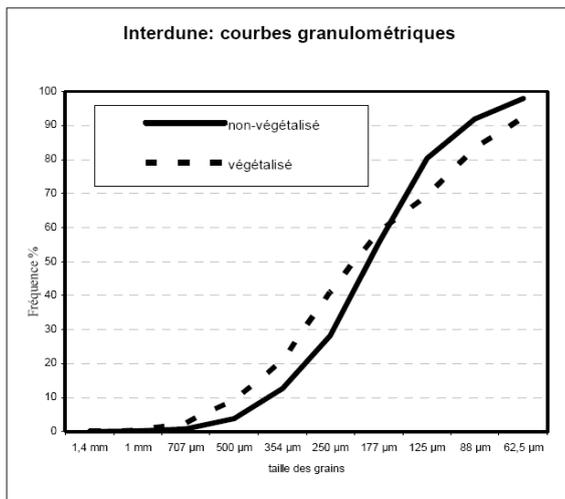


Planche 8.1. 1^{ère} dune (localisation : voir fig.8.1).

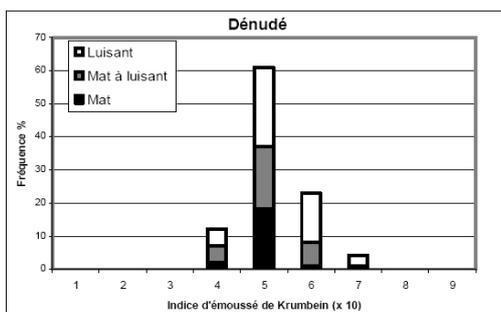


Interdune

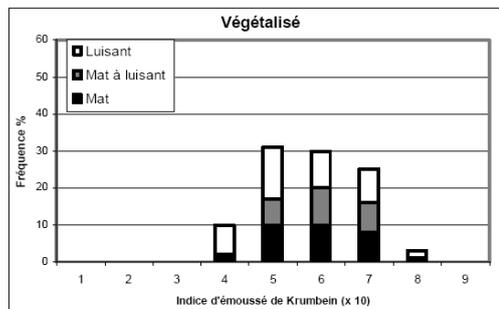
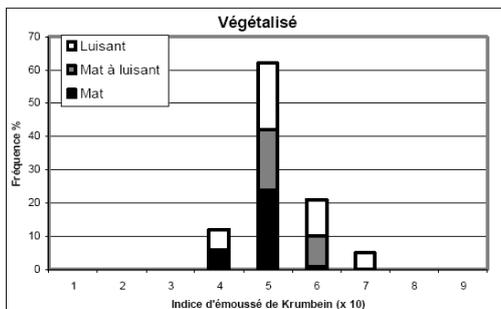
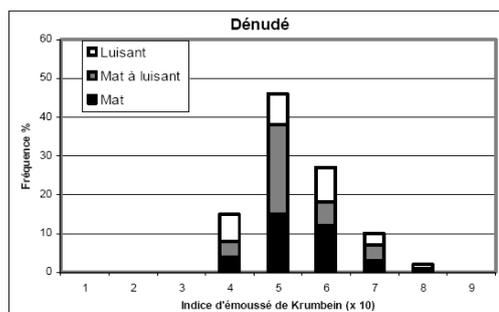


Distribution granulométrique

212 μm



420-595 μm

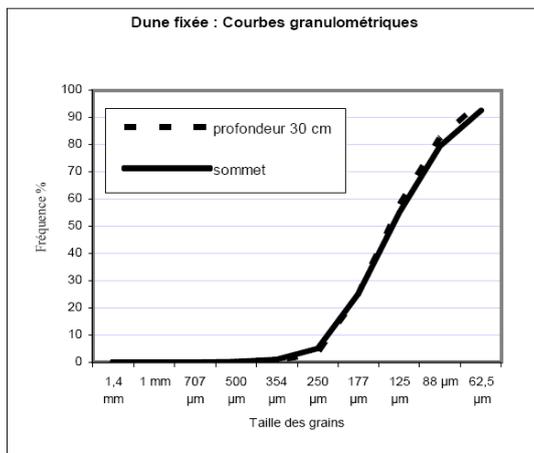


Indice d'éroussé et état de surface

Planche 8.2. Interdune (localisation : voir fig.8.1).



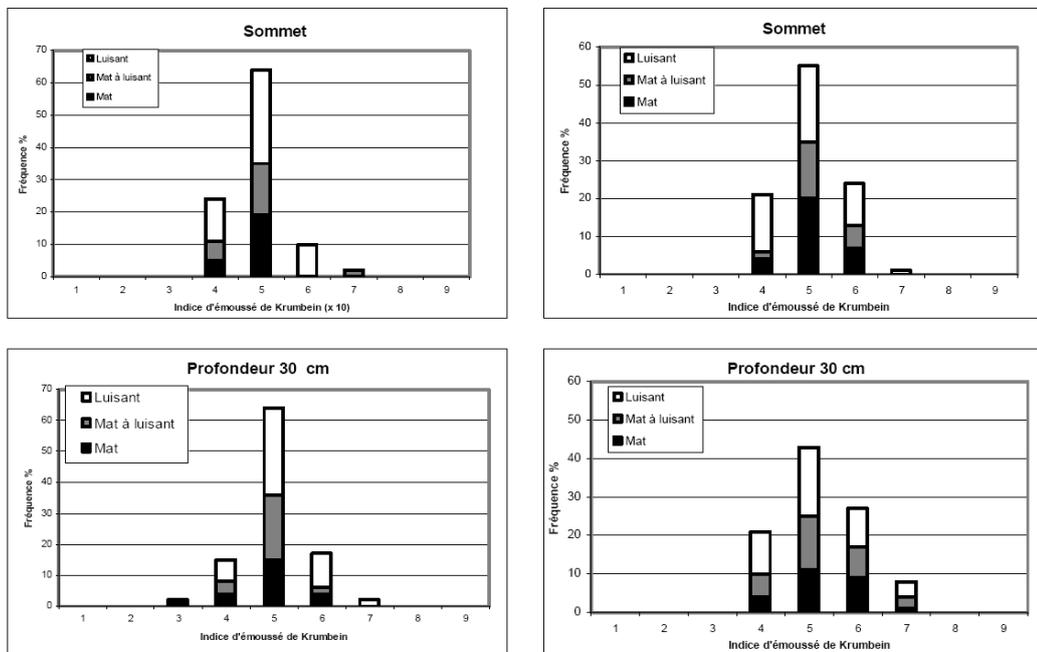
Dune fixée



Distribution granulométrique

212 μm

420-595 μm

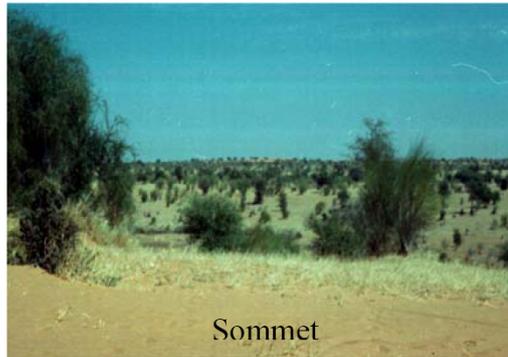


Indice d'émoussé et état de surface

Planche 8.3. Dune fixée (localisation : voir fig.8.1).

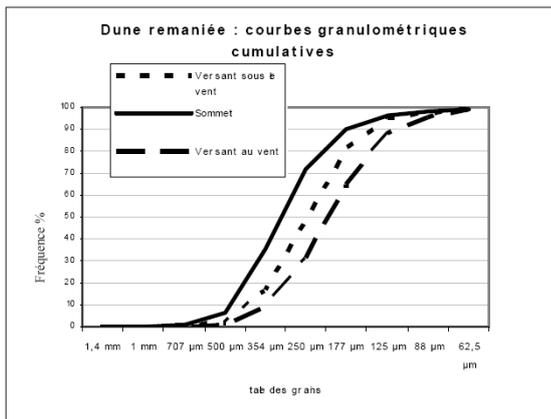


Versant au vent



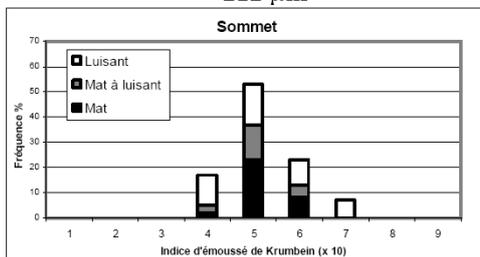
Sommet

Dune remaniée

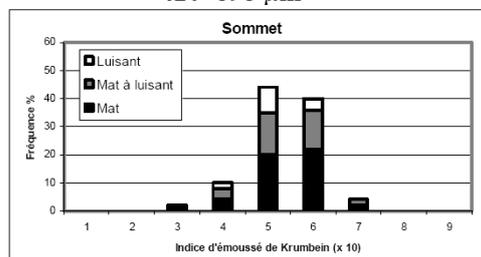


Distribution granulométrique

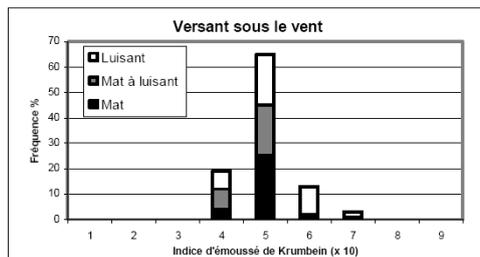
212 µm



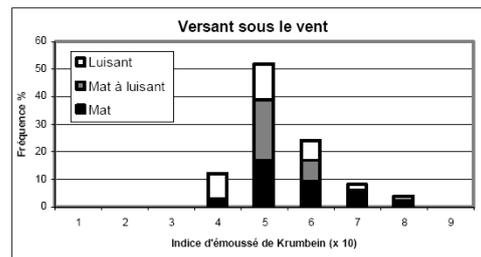
420- 595 µm



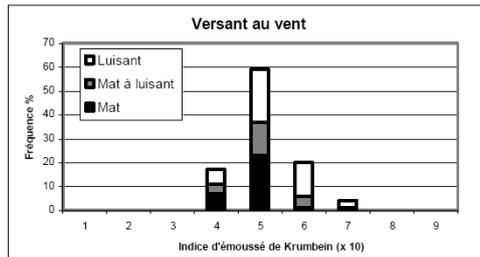
Versant sous le vent



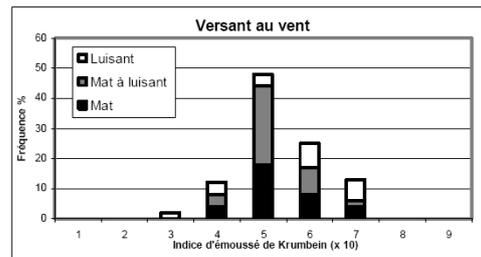
Versant sous le vent



Versant au vent



Versant au vent

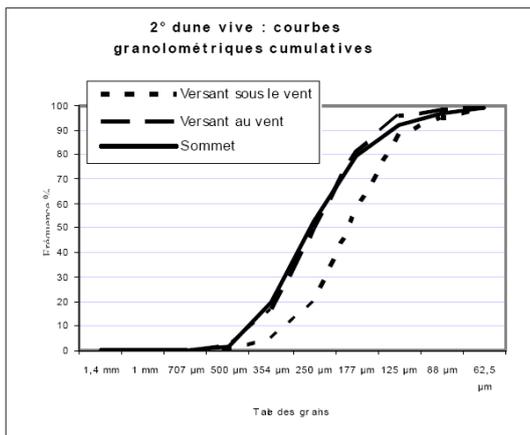


Indice d'éroussé et état de surface

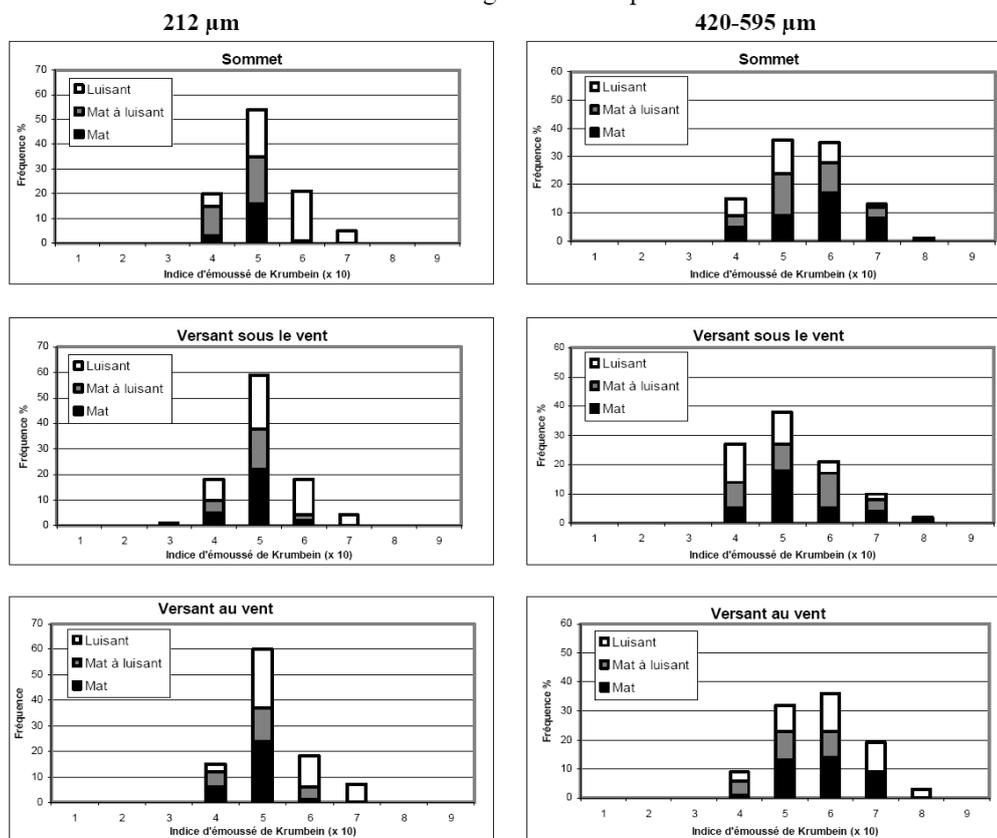
Planche 8.4. Dune remaniée (localisation : voir fig.8.1).



Versant sous le vent



Distribution granulométrique



Indice d'émoussé et état de surface

Planche 8.5. 2^{ème} dune vive (localisation : voir fig.8.1).

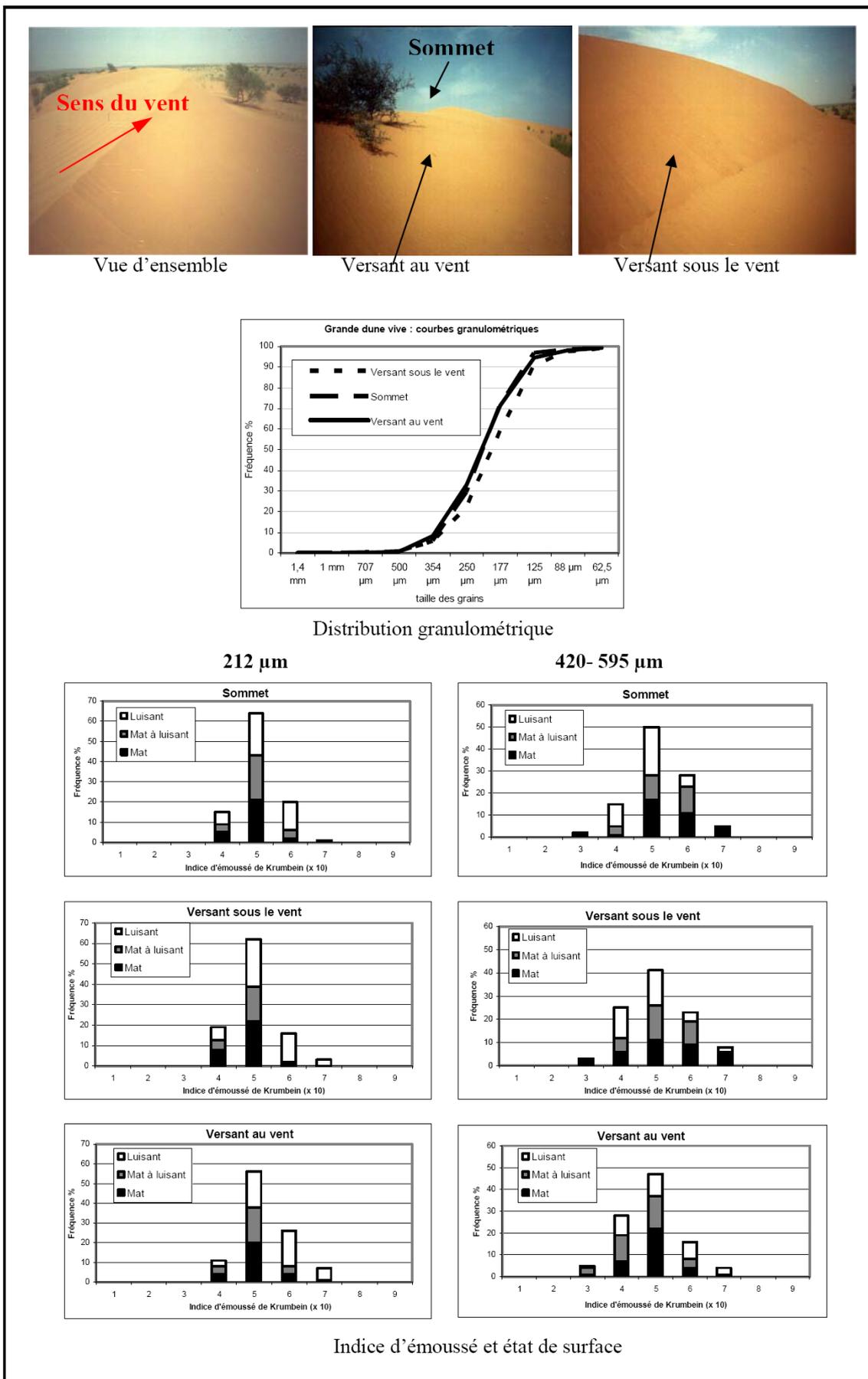


Planche 8.6. Grande dune vive (localisation : voir fig.8.1).

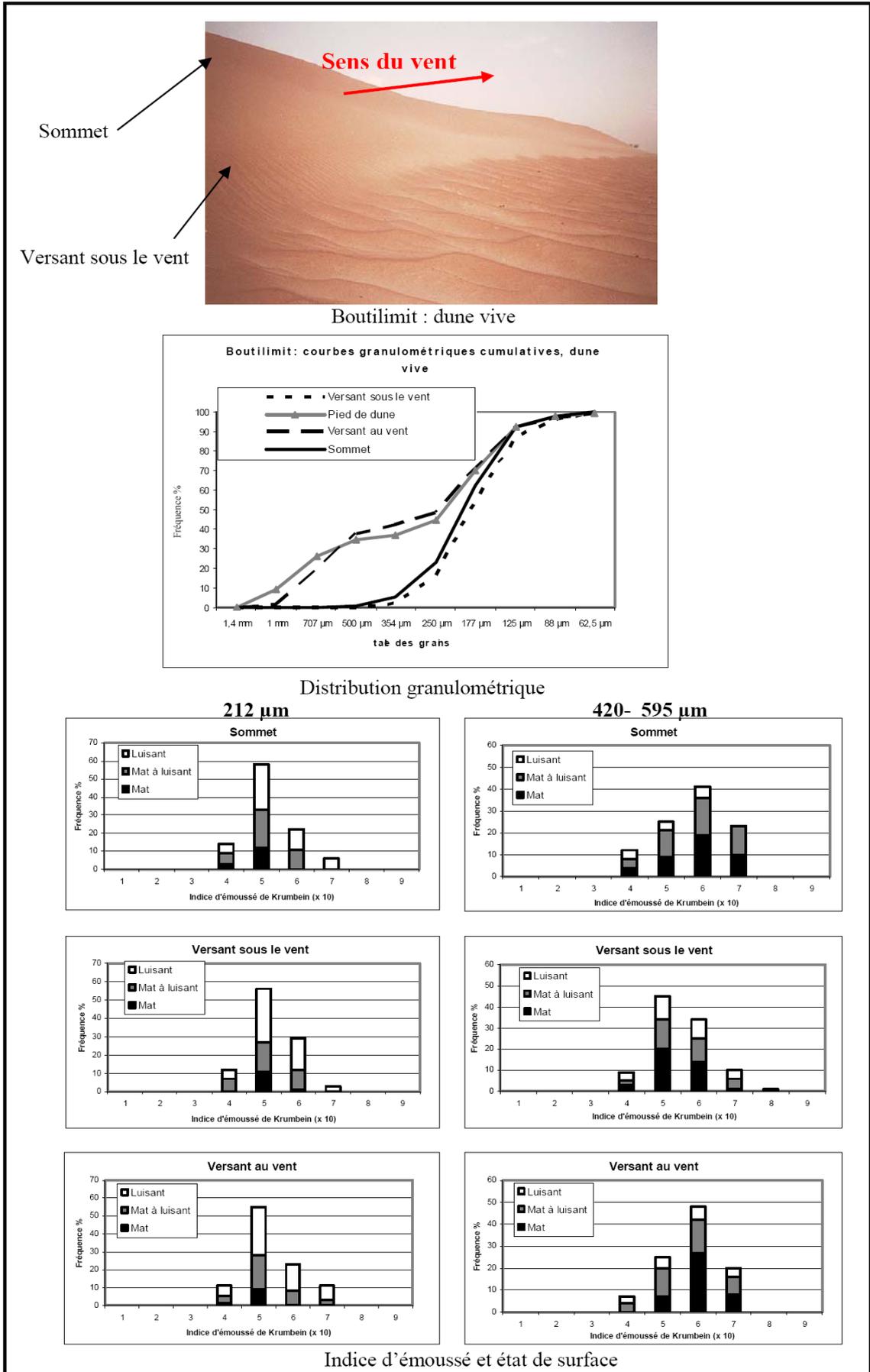


Planche 8.7. Boutilimit dune vive (localisation : voir fig.8.1).

Les mêmes parties des différentes dunes

La superposition des courbes cumulatives des parties communes des différentes dunes (Fig.8.3) montre que les sommets des dunes vives connaissent des distributions granulométriques sensiblement similaires, les courbes étant très proches.

Les versants au vent présentent des caractéristiques différentes reflétant la variation de la compétence du vent dans l'espace mais aussi selon le contexte et les conditions dynamiques. Le matériau sommital a subi une dynamique éolienne différente de celle de la base. Selon Lancaster *et al.* (2002), les grains plus grossiers restent au bas de la pente, tandis que ceux des crêtes sont plus fins. Wang *et al.* (2003) quant à eux, soulignent que dans des conditions de faible énergie du régime du vent et de disponibilité du sable fin, les sédiments des crêtes sont plus fins et mieux classés

Par ailleurs les indices nous fournissent les paramètres statistiques.

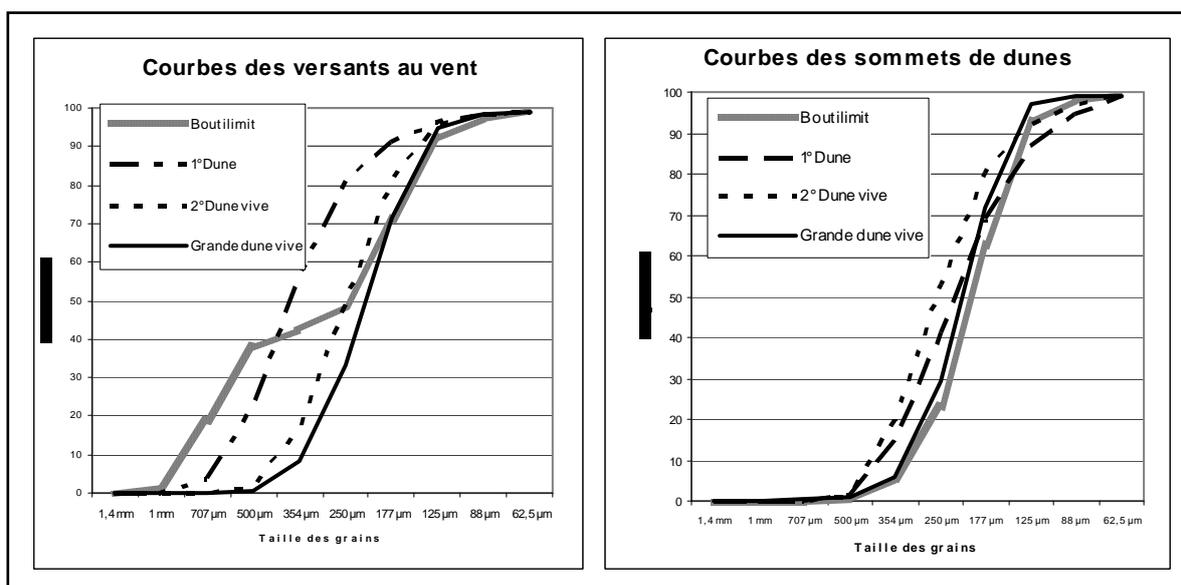


Fig 8.3. Comparaison des courbes de différentes dunes vives.

8.3.3. Les indices granulométriques

Les indices sont des coefficients exprimés en échelle logarithmique dite échelle Phi (Φ) généralisée par les sédimentologues. Celle-ci est définie par la relation :

$$\varphi = - \text{Log}_2 d \quad (d \text{ étant le diamètre du grain en mm}).$$

L'échelle arithmétique aurait pour conséquence une mauvaise représentation des fractions les plus fines de la série qui constitue l'essentiel des sédiments (Blott & Pye, 2001) Les indices sont une expression numérique des caractères des distributions granulométriques qui est basée sur l'utilisation de l'échelle φ . Les valeurs des indices que nous utilisons dans cette analyse sont celles définies par Folk & Ward (1957).

La médiane (Md) (n'est pas un indice): elle correspond à la taille à 50% de la distribution de l'échantillon, elle apporte des renseignements intéressants sur les dépôts par le vent.

La taille moyenne (Mz) : est calculée en échelle ϕ , selon la formule de Folk & Ward (1957) comme suit :

$$Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + 84)/3.$$

Les valeurs ont été transformées en échelle métrique pour faciliter la compréhension et la comparaison. La taille moyenne donne une idée sur les diverses dynamiques de dépôt. Selon Tricart (1965) la plus grande dimension des grains transportés par le vent au ras du sol par bonds successifs peut atteindre 2mm.

L'indice de classement (Sorting) ou indice de triage, on parle aussi de **l'hétérométrie** du sédiment : il montre la dispersion ou le regroupement des classes granulométriques. Une distribution trop dispersée implique un indice élevé et un mauvais triage. Tandis qu'un faible indice traduit un sédiment mieux trié.

Un indice de triage élevé traduit soit des fluctuations significatives de la compétence de l'agent de mise en place, soit une pluralité des agents de transport et/ou de dépôt du sédiment (Karimoune, 1994). Cet indice renseigne ainsi sur la capacité de transport et de triage de l'agent d'érosion. Il est utile pour la reconstitution de l'environnement éolien lors de la mise en place des dunes de sable.

Divers auteurs ont proposé des formules pour le calcul de cet indice qui est l'un des plus utilisés pour la discrimination des sédiments.

Folk & Ward (1957) ont présenté une formule pour calculer l'indice et une terminologie qui est une échelle de classement en fonction des valeurs de l'indice de triage.

La formule de Folk & Ward pour le calcul de l'indice est la suivante :

$$So = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6,6$$

La terminologie se présente comme suit (So = indice de classement) :

	So. < 0,35	très bien classé
0,35 <	So. < 0,50	bien classé
0,50 <	So. < 1,00	modérément classé
1,00 <	So. < 2,00	mal classé
2,00 <	So. < 4,00	très mal classé
	So. > 4,00	extrêmement mal classé

Par ailleurs, concernant l'indice de classement, Cailleux propose un 'indice d'hétérométrie' (Hé) qui correspond, en ϕ , à la plus petite différence d'abscisse de 25% du pourcentage cumulatif. Krumbein présente un indice de triage ou Qd phi qui représente l'écart entre le 1^{er} et le 3^{ème} quartile. Le Qd phi inférieur ou égal à 0,30 est un tri caractéristique d'un matériel éolien (Mainguet, 1984c).

L'indice d'asymétrie (Sk.) permet de mesurer l'écart entre le mode et la médiane. Ces deux paramètres sont confondus dans une distribution normale où la courbe est symétrique. Lorsque la distribution s'écarte d'une courbe normale, la différence entre le mode et la médiane varie de -1 à +1. L'asymétrie est positive si la queue de la distribution se situe dans les fins, elle est négative si cette queue se présente dans les grossiers. Une distribution où la majeure partie du matériel est fine est représentée par une asymétrie positive tandis que le matériel plus grossier domine dans une asymétrie négative. Par conséquent cet indice montre « l'anomalie » de la distribution (Rocheleau, 1997).

Il existe diverses façons de calculer l'asymétrie d'une distribution granulométrique, nous reprenons celle de Folk & Ward (1957) qui ont également proposé une terminologie, des concepts interprétatifs en fonction des valeurs de l'indice.

La formule proposée est :

$$Sk = (\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2 \times \Phi_{50})/2x (\Phi_{84} - \Phi_{16}) + (\Phi_{95} + \Phi_5 - 2x \Phi_{50})/\Phi_{95} - \Phi_5$$

La terminologie de l'asymétrie des distributions granulométriques de Folk & Ward se présente de la façon suivante (Sk = Indice d'Asymétrie) :

- 1,0	<	Sk.	<	-0,3	forte asymétrie négative
- 0,3	<	Sk.	<	-0,1	asymétrie négative
- 0,1	<	Sk.	<	0,1	pratiquement symétrique
0,1	<	Sk.	<	0,3	asymétrie positive
0,3	<	Sk.	<	1,0	forte asymétrie positive

L'indice d'acuité (Ku) est une mesure du rapport du triage des extrêmes et apparaît comme un autre test de la normalité d'une distribution. L'indice d'acuité d'une courbe gaussienne typique est de 1. Il permet d'évaluer le contraste entre les premiers et troisièmes quartiles ainsi que des extrémités de la distribution à 5 et 95%.

Folk & Ward donnent la formule qui permet de calculer cet indice :

$$Ku = (\Phi_{95} - \Phi_5) / [2,44 \times (\Phi_{75} - \Phi_{25})]$$

L'interprétation des valeurs est donnée par l'échelle établie par Folk & Ward (1957) :

		Ku	<	0,67	très platykurtique
0,67	<	Ku	<	0,90	platykurtique
0,90	<	Ku.	<	1,11	mésokurtique
1,11	<	Ku.	<	1,50	leptokurtique
1,50	<	Ku.	<	3,00	très leptokurtique
		Ku.	>	3,00	extrêmement leptokurtique

Les valeurs qui s'écartent fort de la normale indiquent des stocks ayant achevé leur triage dans un milieu de haute énergie puis dans un autre où des mélanges ont eu lieu. Ces valeurs se rapportent souvent à des courbes plurimodales ou bimodales (Karimoune, 1994).

Les indices sont ainsi des valeurs statistiques qui facilitent la comparaison des échantillons, cependant plusieurs réserves ont été formulées quant à leurs significations.

Les quatre types d'indices de Folk & Ward cités plus haut requièrent des valeurs de ϕ jusqu'au moins 95% de la distribution, qui ne sont pas toujours disponibles, notamment si la distribution de la fraction fine du sédiment n'est pas établie.

Par ailleurs, il convient de comparer les paramètres statistiques des distributions granulométriques.

Analyse statistique des échantillons

Les principaux indices utilisés sont ceux de Folk & Ward pour faciliter la comparaison, l'hétérométrie et le Qd phi seront comparés avec les références données par Tricart & Cailleux (1959) qui sont reprises au tableau 8.1.

Tableau 8.1. Résumé des indices de triage Qd phi et Hé.

	Qd Phi			Hé		
	Min	Méd.	Max	Min	Méd.	Max
Dunes	0,16	0,34	0,93	0,07	0,32	0,60
Limon éolien ou loess	0,38	0,80	1,68	0,30	0,65	1,12
Fleuves et rivières	0,12	1,00	4,60	0,11	0,71	4,00

Hé = Indice d'hétérométrie de Cailleux ; Qd Phi = Q de Phi de Krumbein

Les paramètres statistiques de la première dune montrent une évolution de la taille moyenne entre le matériel de surface, issu de la sédimentation actuelle et celui prélevé à une profondeur de 50 cm : 221 μm pour le sommet, 230 pour le versant sous le vent et 357 pour le versant au vent, contre 152 μm seulement en profondeur. Les médianes évoluent sensiblement de la même manière.

Par contre la plupart des autres indices semblent évoluer de la même façon : les échantillons sont modérément classés, avec une faible asymétrie positive. L'acuité est mésokurtique, sauf pour le versant au vent où elle est faiblement leptokurtique (tableau 8.2.).

Ces différents paramètres indiquent que les conditions de dépôt n'ont pas beaucoup évolué mais on remarque que le matériau devient plus grossier à la suite d'une compétence plus importante des vents.

Tableau 8.2. Les indices granulométriques de la dune n°1.

1° Dune	Mz	Md	So	Sk	Ku	Hé	Qd Phi
Profondeur 50 cm	2,71	2,63	0,59	0,11	1,08	0,29	0,37
Sommet	2,17	2,15	0,66	0,13	1,03	0,42	0,44
Versant au vent	1,48	1,41	0,62	0,20	1,21	0,33	0,35
V. sous le vent	2,11	2,11	0,62	0,13	1,06	0,40	0,42

La dune vive n°2 présente des tailles moyennes légèrement plus petites que celles de la première dune, sauf pour le sommet qui est un peu plus grossier. Les différentes parties de cette dune présentent de légères disparités. Le sable du versant au vent est bien classé, tandis que les autres le sont modérément, les courbes des versants au vent et sous le vent sont pratiquement symétriques et faiblement platykurtiques, alors que celle du sommet montre une faible asymétrie positive et est mésokurtique (tableau 8.3). Ces nuances indiquent des modifications dans le processus de mise en place des sédiments et une dynamique différente entre ces deux dunes.

Tableau 8.3. Les indices granulométriques de la dune n°2.

2° Dune vive	Mz	Md	So	Sk	Ku	Hé	Qd Phi
Sommet	2,00	1,95	0,59	0,22	1,05	0,36	0,40
Versant au vent	2,01	2,00	0,49	0,04	0,85	0,33	0,36
V. sous le vent	2,37	2,42	0,50	-0,06	1,40	0,24	0,28

L'interdune est composée de sables moyens (198 μm pour la partie végétalisée et 190 pour la partie dénudée – tableau 8.4). La partie dépourvue de couverture végétale révèle sensiblement les mêmes indices que la dune vive n°2 : un classement modéré, une courbe pratiquement symétrique, faiblement platykurtique. La partie végétalisée se distingue surtout par un Qd phi et une hétérométrie /Hé assez élevés qui indiquent un moins bon triage.

Cette différence est liée à une dynamique différente et peut être due au fait que le ruissellement ait contribué à mélanger les stocks.

Tableau 8.4. Les indices granulométriques de l'interdune.

Interdune	Mz	Md	So	Sk	Ku	Hé	Qd Phi
Végétalisée	2,33	2,16	-	-	-	0,45	0,76
dénudée	2,39	2,42	0,76	-0,04	1,17	0,33	0,43

Les échantillons de la dune remaniée sont de taille moyenne, mais les versants se distinguent les uns des autres. Le sommet se caractérise par une médiane et taille moyenne grossières (respectivement 318 et 299 μm , contre 247 et 246 μm pour le versant sous le vent et 201 et 211 μm pour le versant au vent). Le classement de tous les versants est modéré, l'asymétrie est faible pour le sommet tandis que les courbes des autres versants sont pratiquement symétriques. Toutes les parties présentent des acuités différentes : le sommet est mésokurtique, le versant sous le vent, faiblement leptokurtique et le versant sous le vent faiblement platykurtique (tableau 8.5).

Ces disparités montrent que le remaniement éolien se manifeste différemment sur les rides dunaires où les conditions dynamiques peuvent être modifiées. Lancaster *et al.* (2002b) soulignent que le sable en mouvement est généralement plus fin et mieux trié.

Tableau 8.5. Les indices granulométriques de la dune remaniée.

Dune remaniée	Mz	Md	So	Sk	Ku	Hé	Qd Phi
Sommet	1,74	1,64	0,51	0,24	1,05	0,25	0,34
Versant au vent	2,26	2,31	0,56	-0,02	1,15	0,32	0,36
V. sous le vent	2,02	2,01	0,51	0,05	0,86	0,35	0,37

La grande dune vive se distingue de toutes les autres par ses caractéristiques. Les sédiments sont plus fins, (taille moyenne 215 μm pour le versant au vent, 197 au versant sous le vent et 211 μm pour le sommet ; les médianes sont légèrement supérieures aux tailles moyennes). Tous les versants sont bien classés avec un tri éolien bien marqué par le Qd phi (tableau 8.6).

Le versant au vent se distingue des autres parties de la dune : sa courbe de distribution est pratiquement symétrique et mésokurtique, les autres présentent une faible asymétrie négative et sont faiblement leptokurtiques.

Ces caractéristiques indiquent des dépôts éoliens d'origine locale, ce qui implique que cette dune se situe dans un secteur qui est une zone-source potentielle de sédiments sableux.

Tableau 8.6. Les indices granulométriques de la grande dune vive.

Grande dune vive	Mz	Md	So	Sk	Ku	Hé	Qd Phi
Sommet	2,23	2,26	0,39	-0,18	0,89	0,26	0,29
Versant au vent	2,21	2,23	0,47	-0,05	1,01	0,30	0,32
V. sous le vent	2,33	2,41	0,48	-0,17	1,18	0,24	0,29

La dune vive de Boutilimit révèle des parties dont les caractères sédimentologiques sont très distincts. Le versant sous le vent et le sommet sont composés de sédiments de tailles moyennes (respectivement 184 et 200 μm) tandis que ceux du versant au vent et du pied de dune sont grossiers (plus de 300 μm , leurs médianes sont nettement inférieures à leurs moyennes – tableau 8.7). Les deux premiers versants sont bien classés, les autres sont mal classés. Le versant sous le vent présente une courbe pratiquement symétrique et faiblement platykurtique, le sommet, une faible asymétrie négative est faiblement leptokurtique et les autres, une forte asymétrie négative et sont très platykurtiques. La largeur du plus gros élément dépasse celle des dunes à proximité du fleuve (1,68 mm contre 1,19). Le Qd phi du pied de dune et du versant au vent indique que ces versants sont très mal triés.

Ces divergences traduisent des fluctuations significatives dans la compétence du vent et peut être une alternance de vents de directions et de dynamiques différentes. Lancaster *et al.*

(2002b) remarquent que le sable transporté devient plus grossier et mal classé avec l'augmentation de la vitesse du vent.

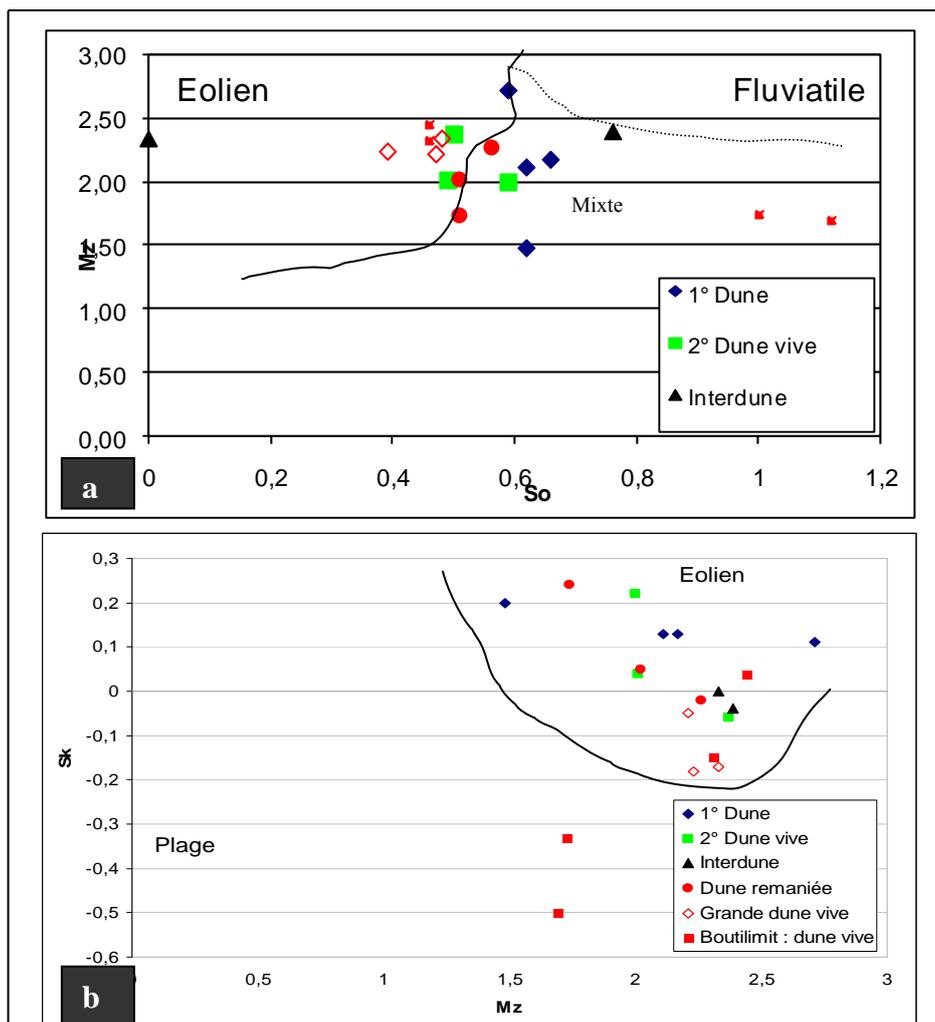
L'opposition grossiers/fins peut refléter également la dynamique actuelle où les éléments les plus grossiers sont transportés par saltation et roulage à faible distance du sol. Il peut en résulter un vannage des particules les plus fines et une concentration relative des grossiers, c'est le cas pour les interdunes de la zone de Boutilimit.

Tableau 8.7. Les indices granulométriques de la dune vive de Boutilimit.

Boutilimit	Mz	Md	So	Sk	Ku	Hé	Qd Phi
Pied de dune	1,69	2,20	1,12	-0,50	0,64	0,33	1,06
Sommet	2,31	2,38	0,46	-0,15	1,17	0,23	0,29
Versant au vent	1,73	2,06	1,00	-0,33	0,61	0,35	0,98
V. sous le vent	2,44	2,45	0,46	0,04	1,35	0,23	0,24

Les caractéristiques sédimentologiques révèlent des conditions morphodynamiques différentielles au sein d'une même dune mais aussi dans le temps et dans l'espace. L'importance du vannage est confirmée par la réduction de la fraction limono-argileuse.

Les paramètres statistiques ont été, en outre, combinés afin d'évaluer leurs rapports et leur efficacité (fig. 8.4)



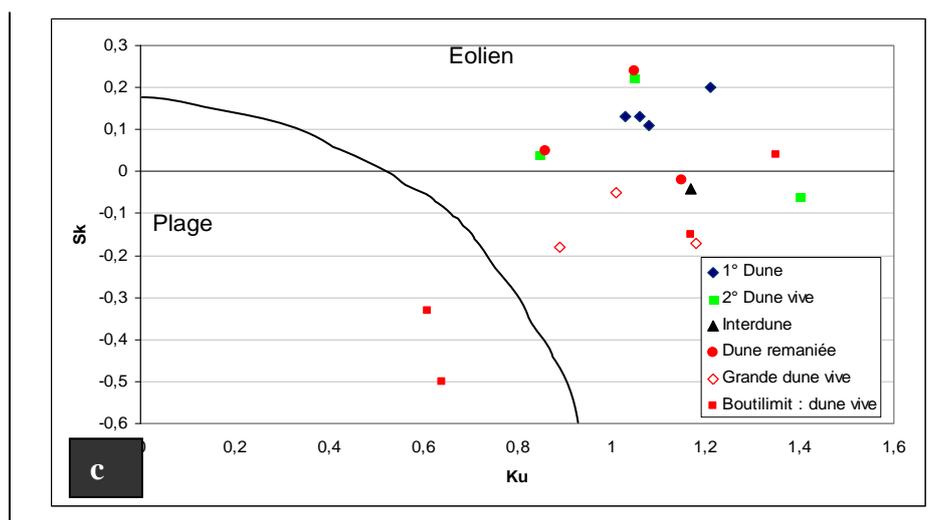


Fig. 8.4. Diagrammes de distribution des paramètres statistiques (a,b : digrammes de Friedman, 1961; c : Moiola & Weiser, 1968) .

La combinaison des indices granulométriques calculés sur les échantillons revêt une grande signification environnementale et permet de distinguer des sables en provenance de sources différentes (Friedman, 1961, 1967 ; Moiola & Weiser , 1968 ; Rocheleau, 1997 ; Ananiadis *et al.*, 2004). Selon Moiola & Weiser (1968), la combinaison entre le diamètre moyen (Mz) et l'asymétrie (fig. 8.4b) permet de distinguer entre le sable des dunes continentales et littorales, tandis que le rapport entre Mz et le classement est plus significatif pour la discrimination entre le sable des plages et celui des rivières (fig. 8.4a) ; Elle montre également les ressemblances et différences qui peuvent exister dans les caractéristiques sédimentologiques de nos différents échantillons.

L'application du digramme de classement de Friedman (1961) (fig. 8.4a) montre que les échantillons sont globalement bien à modérément classés et que le meilleur triage intéresse le matériel plus grossier. Ce qui démontre une certaine relation entre ces deux paramètres.

Ce graphique (fig.8.4a) révèle également une distinction entre les dunes vives qui sont classées dans la catégorie « éolien » tandis que les autres types de dunes se situent dans la catégorie mixte. Ce qui pourrait être lié à leur passé géomorphologique.

On note cependant que la figure 8.4 souligne des exceptions : deux échantillons de Boutilimit s'écartent des autres (Pied de dune et versant au vent) et montrent des caractéristiques distinctes de celles d'un matériel éolien. Or Boutilimit se situe dans une zone désertique où l'action éolienne est plus intense. Cela pourrait indiquer soit une limite de la méthode, soit un remaniement à partir de dépôts marins antérieurs.

La figure 8.4b, qui associe le diamètre moyen et l'asymétrie (diagramme de Friedman) permet, quant à elle, d'attribuer une origine éolienne à tous les échantillons sauf les deux prélèvements de Boutilimit. Ces derniers se retrouvent dans la partie du matériel classée comme originaire de la plage. La figure indique également que le matériel plus grossier présente un profil granulométrique symétrique tandis que le plus fin montre une asymétrie positive.

Le dernier graphique (fig. 8.4c) qui associe l'asymétrie et l'acuité (Moiola & Weiser, 1968) révèle que les échantillons ont une acuité et une symétrie variables (mésokurtique à leptokurtique et symétrique, faibles asymétries positive et négative). Cela démontre une certaine

irrégularité de distribution des indices granulométriques. Les deux échantillons de Boutilimit se démarquent par une forte asymétrie négative et un profil platykurtique.

L'utilisation des diagrammes de distribution des indices montre quelques différences dans les caractéristiques sédimentologiques des échantillons. Ces graphiques indiquent également que les paramètres statistiques peuvent se révéler comme indicateurs de l'origine des sables ou des remaniements qu'ils ont subis.

Il importe dès lors de s'intéresser aux formes et états de surface des grains de sable des divers échantillons pour compléter l'analyse.

8.4. La morphoscopie

La morphoscopie peut se définir comme une détermination statistique des différents états de surface des grains de quartz dans les dépôts sableux (Le Ribault, 1977).

La classification proposée par Tricart (1965) portant sur la forme des grains et l'allure de leur contour, distingue cinq types morphoscopiques de sables : les anguleux ou non usés (faces plus ou moins régulières et arêtes vives) ; les coins arrondis ou subanguleux (faces dérivant des cassures et arêtes retouchées) ; les arrondis (faces plus régulières et arêtes plus émoussées), les ovoïdes (ayant sensiblement la forme d'un œuf et sans arêtes) et les ronds (dont le contour se rapproche d'une sphère).

Cette classification dissocie la forme de l'état de surface des grains (mat, luisant, picoté, sale, picoté) qui étaient confondus dans les classifications antérieures de Cailleux (1942) qui comportaient les groupes suivants : non-usé, émoussé luisant, émoussé luisant moiré, picoté, rond mat et rond mat sale.

Nous avons opté pour l'indice d'émoussé de Krumbein (fig.8.5). L'observation de l'état de surface est associée à celle de la forme du grain.

Nous avons choisi trois catégories parmi les classifications de Cailleux & Tricart (1965): mat (surface dépolie, ne réfléchissant pas la lumière en un seul point) luisant (surface brillante et qui réfléchit la lumière de façon ponctuelle) et pour les cas intermédiaires, mat à luisant. Les picotés-luisants sont classés avec les luisants.

Nous avons rencontré également quelques grains, dont la superficie est recouverte par une fine pellicule ferrugineuse issus du remaniement des formations consolidées, qui n'ont pas été comptabilisés.

Les tailles analysées sont significatives : selon Tricart & Cailleux (1959), c'est autour de 0,7 mm où se caractérise l'effet du vent et celui de l'eau vers 0,3 mm, ce qui nous permettra de comparer les résultats à ceux obtenus par d'autres chercheurs.

La représentation graphique des indices d'émoussé de Krumbein est figurée sur les planches 8.1 à 8.7.

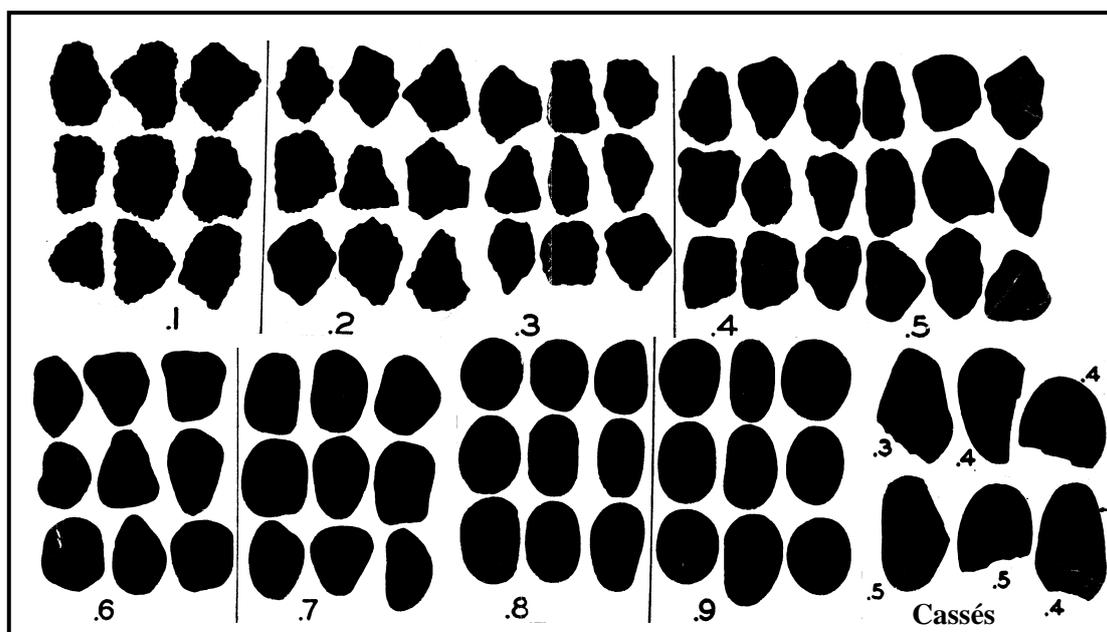


Fig. 8.5. Table d'émoûsés des cailloux de 4 à 6 cm, selon Krumbein (1941), (valable pour le sable puisque c'est la forme du périmètre qui compte).

8.4.1. La fraction > 595 et 420 μm

Le contenu des deux tamis a été réuni pour avoir 100 grains car la plupart des échantillons ne contenaient pas assez de grains supérieurs à 595 μm . Nous reprendrons les 9 catégories d'émoûsés de Krumbein en classes de 1 à 9.

1 - L'observation des échantillons de la 1^{ère} dune montre que la plupart des grains se situent dans la classe 5 de Krumbein et sont encore subanguleux. Au niveau de l'état de surface, on note une présence significative des luisants et émoûsés luisants (planche 8.1).

Le versant au vent révèle une variété de formes avec cependant la prédominance des émoûsés. Les classes 5, 6 et 7 de Krumbein représentent 83% de l'échantillon, avec respectivement 28, 30 et 25% ; la classe 8 enregistre 8%. Les luisants sont plus fréquents dans ce dépôt 43%, les mats à luisant représentent 39 % et les mats seulement 18%.

En profondeur (50 cm), les grains sont moins émoûsés, ce qui peut s'expliquer par son enfouissement, les classes 4, 5, 6 et 7 constituent 95 % de l'échantillon avec respectivement 17, 31, 37 et 10%. La luisance est moindre, 28%, tandis que la matité atteint 31%.

Au sommet les grains sont moins émoûsés, les types 4, 5 et 6 réunissent plus de 80% avec 20, 32, 31 et 14% pour les classes respectives. Les luisants constituent 33%, les mats 28%.

Le sable du versant sous le vent est dominé par la classe 5 qui totalise 51%, la classe 6 recense 25% et la classe 4 qui enregistre 14%. La luisance est plus importante sur ce versant, 47% contre seulement 28% pour les mats.

Les conditions morphoscopiques de cette dune peuvent être interprétées par une forte usure ancienne par l'eau suivie d'une usure récente par le vent.

2 - La dune n°2 montre de manière générale des grains plus émoûsés (classe 6 de Krumbein) et une matité plus élevée par rapport à la dune n°1 (planche 8.5).

Le sable du versant au vent renferme une diversité de formes, les classes 5, 6 et 7 regroupent plus de 85% (dans l'ordre 32, 36 et 19%). Il contient pratiquement les mêmes proportions de luisants que de mats, 38 et 36%.

Le sable du sommet comporte des grains moins arrondis que ceux du versant au vent, les classes 4, 5 et 6 rassemblent plus de 85% du sédiment (15, 36 et 35% respectivement). La matité est plus fréquente que la luisance, 40 contre 26%.

Le sable du versant sous le vent est dominé par les classes 4, 5 et 6 avec plus de 85% du total (27, 38 et 21% dans l'ordre). L'état de surface exprime des parts très proches de mats et de luisants (33 et 31%).

Les grains de cette dune montrent des caractères morphoscopiques éoliens : augmentation de la matité et de l'émoussé.

3 - Le sable de l'interdune présente un indice d'émoussé global moyen, classe 5 et des états de surface variés (planche 8.2).

Le sable de la partie dépourvue de végétation possède un émoussé moins élevé : 88% pour les classes 4 (15%), 5 (46%) et 6 (27%) par rapport à la partie végétalisée où 86% sont constitués par les classes 5 (31%), 6 (30%) et 7 (25%).

Les états de surface sont également différents : la luisance prédomine dans la partie végétalisée (43 contre 30% tandis que dans l'autre partie les mats sont légèrement plus représentés : 34 contre 28% pour les luisants).

4 - La dune fixée présente un émoussé moyen, la classe 5 représente plus de 50% de l'échantillon. Les luisants sont majoritaires en surface et en profondeur (planche 8.3).

La surface et la profondeur montrent pratiquement les mêmes caractéristiques morphoscopiques.

5 - La dune remaniée présente un indice d'émoussé moyen (classe 5) avec quelques disparités entre ses différentes parties sur la répartition des formes et les états de surface (planche 8.4).

Le versant au vent est caractérisé par une diversité des formes dominée par les classes 5, 6 et 7 avec respectivement 48, 25 et 13%. Les mats constituent 34% de l'échantillon contre 25% pour les luisants.

Le sable du sommet renferme des grains plus émoussés que les autres parties ; 40% appartiennent à la classe 6, 44% à la classe 5 et seulement 10% à la classe 4. La matité concerne 50% du sédiment contre seulement 15 % de luisants.

Le versant sous le vent est moins émoussé : les classes 4, 5 et 6 totalisent dans l'ordre 12, 52 et 24% de l'échantillon. Les mats sont légèrement supérieurs aux luisants, 36 contre 33%.

6 - La grande dune vive montre un indice d'émoussé moyen (classe 5) et une répartition presque égale entre les mats et les luisants (planche 8.6)

Le versant au vent est moins émoussé que les autres : les classes 4, 5 et 6 représentent 28, 47 et 16% de l'échantillon. Les mats sont un peu plus nombreux que les luisants 34 et 31%.

Le sommet est plus émoussé : les classes 4, 5 et 6 constituent respectivement 15, 50 et 28% des grains. La matité est présente quasiment dans les mêmes proportions que la luisance (36 et 37%).

Le versant sous le vent est moyennement émoussé avec pratiquement les mêmes pourcentages de part et d'autre de la classe 5.

7 - Dans la zone de Boutilimit, on note un indice d'émoussé plus élevé par rapport aux formations dunaires à proximité du fleuve Sénégal, la classe 6 représente plus de 40% des échantillons. La matité est également plus importante et concerne plus de 40% des états de surface (planche 8.7).

Le versant au vent est dominé par les classes 6 (48%), 5 (25%) et 7 (20%). L'état de surface donne une majorité de mats (42% contre 18 aux luisants).

Le sommet est légèrement plus émoussé que le versant au vent : les classes 5, 6 et 7 représentent 25, 41 et 23%. La matité atteint 42% alors que la luisance concerne seulement 13% de l'échantillon.

Le versant sous le vent comporte des grains moins émoussés, les classes 5, 6 et 7 enregistrent respectivement 45, 34 et 10% du sédiment. La matité est également moindre par rapport à la luisance 38 contre 29%.

Dans cette zone, nous avons également observé des grains dont la taille est supérieure à 840 μm qui demeurent moins émoussés que les plus fins avec la domination des classes 4 et 5 et une part plus importante de mats par rapport aux luisants, plus de 45% contre 14%.

L'analyse morphoscopique des échantillons des différentes dunes ne nous permet de déceler une usure mécanique prolongée par l'eau ou le vent ; la forte présence des grains émoussés-luisants a été constatée par différents auteurs qui ont travaillé dans la zone (Michel, 1973 ; Sall, 1986 ; Nguer & Rognon, 1989 ; Miskovsky *et al.*, 1991).

L'absence des non-usés et de véritables grains ronds-mats dont l'effet est très sensible autour des tailles observées (Tricart & Cailleux, 1959) indique que la reprise par le vent est récente ou que les sédiments n'ont pas connu de transport sur de longues distances. Nguer & Rognon (1989) imputent ces observations à une absence de sables locaux et à un apport restreint des ronds-mats d'origine lointaine. Swezey (1998) quant à lui, souligne que l'aspect rond-mat n'est pas un critère suffisant pour identifier l'origine éolienne des grains de quartz.

On note toutefois la présence de quelques grains des classes 7 et 8, ce qui peut être lié à un mélange de sédiments.

La forte présence des grains émoussés-luisants démontre une ancienne usure par l'eau (Cailleux, 1942 ; Michel, 1973 ; Sall, 1986 ; Miskovsky *et al.*, 1991). Ceci peut s'expliquer par l'histoire géomorphologique de la zone marquée par les fluctuations climatiques au Quaternaire et les différentes transgressions marines (Michel, 1973 ; Sall, 1986).

L'augmentation de l'émoussé et de la matité dans le secteur de Boutilimit atteste d'une éolisation plus importante. Ce qui est confirmé par les résultats de l'exoscopie obtenus par différents auteurs dont Leprun (1971) et Nguer & Rognon (1989).

8.4.2. La fraction > 212 μm

Les échantillons entre 420 et 212 μm ne feront pas l'objet d'une analyse en détail car les caractéristiques morphoscopiques sont pratiquement les mêmes pour toutes les formations dunaires (voir les planches 4 à 10).

L'émoussé à cette taille est moyen : la classe 5 concerne dans la grande majorité des cas plus de 50% des échantillons, les classes 4 et 6 dépassent rarement les 20% avec une fréquence légèrement plus importante pour cette dernière.

Les états de surfaces indiquent une luisance plus marquée, elle dépasse en général les 45% des échantillons, les mats tournent autour de 30%.

La généralisation des émoussés luisants pour cette taille peut se traduire par une usure dans l'eau, comme le préconisait Cailleux (1942). Ces grains remaniés par le vent ne connaîtraient pas une éolisation très poussée.

L'utilisation de l'indice d'émoussé de Krumbein qui est efficace et rapide nous a permis de faire une analyse morphoscopique dont les résultats peuvent être conformes à ceux d'autres méthodes. Nous avons ainsi obtenu des résultats similaires à ceux de Tricart pour Boutilimit Tricart & Cailleux, (1959), Michel (1973) et Miskovsky *et al.* (1991) entre autres.

8.5. Conclusion et discussion

Cette étude sédimentologique, qui nous a permis de réaliser une analyse comparative de l'évolution du stock sédimentaire dans le temps et dans l'espace, révèle une différence dans les conditions de dépôt. Nous avons noté des disparités de paramètres entre versants d'une même dune mais aussi entre des dunes de natures différentes. Cette discrimination peut être liée à la variation de la compétence du vent mais aussi à une dynamique éolienne différente selon la morphologie et la nature des formations dunaires.

Wang *et al.* (2003) ont montré qu'il n'existait pas de relation étroite entre les compositions granulométriques et la morphologie dunaire et que les tailles des grains sur les différentes parties d'une dune sont variables dans l'espace.

La compétence accrue du vent et la généralisation de l'érosion éolienne, consécutives à la sécheresse et la dégradation des paysages se manifestent par l'augmentation du diamètre des grains qui atteint 1,68 mm à Boutilimit et 1,19 mm à proximité de la vallée du Sénégal. Vaché-Grandet (1959) montrait que le diamètre des sables dans la zone de Boutilimit était compris entre 0,44 et 0,610 mm, tandis que Thiam (1985) qui a étudié les ensembles dunaires du sud-ouest mauritanien indiquait que le diamètre maximal des sables dunaires était de 0,63 mm.

En outre, la granularité décroissante dans le sens de l'Harmattan constatée par Mainguet & Chemin (1987) pour le matériel de l'erg Haoussa n'est pas observée pour les dunes à proximité du fleuve Sénégal. Néanmoins, elle se présente si l'on compare la taille des grains à Boutilimit et celle des dunes les plus méridionales.

L'utilisation des indices granulométriques facilite la comparaison entre les échantillons pour les paramètres statistiques et permet de définir rapidement un sédiment. Les indices montrent également des distributions granulométriques distinctes.

Les digrammes de distribution des paramètres statistiques indiquent que les échantillons ont en général des caractéristiques de l'éolien. Cependant, deux échantillons de Boutilimit s'écartent de cette tendance et sont classés comme un stock ayant subi une influence marine. On pourrait supposer qu'ils proviennent d'anciens dépôts marins remaniés, or, l'analyse

morphoscopique démontre que, les grains sont plutôt mats et émoussés, ce qui signifierait qu'ils auraient des propriétés de l'éolien. Nous pensons qu'il n'est pas exclu que ces échantillons puissent avoir subi une ancienne usure par l'eau lors des transgressions marines du Quaternaire.

Par ailleurs, un échantillonnage caractérise un sédiment au moment du prélèvement et les conditions dynamiques peuvent varier, la signification d'une étude sédimentologique doit donc être vérifiée soit par la multiplication des échantillons soit par une confrontation avec d'autres résultats dans le même secteur. Lancaster *et al.* (2002b) suggèrent d'ailleurs que les dimensions des particules et les caractéristiques des indices granulométriques des couvertures sableuses dépendent des conditions éoliennes antérieures.

On peut noter aussi que l'interprétation morphoscopique des sables quartzeux n'est pas très aisée. D'ailleurs, selon Swezey (1998), les ronds-mats ne permettent pas toujours d'identifier l'origine éolienne des grains de quartz. L'usure des grains de quartz est très lente, les formes caractéristiques ne sont acquises qu'après des actions très poussées, intenses et prolongées. Or la dynamique éolienne est très changeante et connaît de fortes variabilités spatio-temporelles (même si dans notre secteur elle est souvent liée à l'influence de l'Harmattan).

Enfin, l'intensification de la dynamique éolienne et l'augmentation de la compétence du vent entraînent l'existence d'aires de dégradation et de nouvelles formes, dans le secteur étudié, que nous étudierons au chapitre suivant.

Chapitre 9:

Morphodynamique actuelle : aires de dégradation et nouvelles formes de l'érosion hydrique et éolienne

L'étude de la morphodynamique actuelle sera axée essentiellement sur l'examen des nouvelles manifestations de l'érosion hydrique et éolienne.

L'observation et la description de ces formes ainsi que l'identification et la cartographie des aires de dégradation seront effectuées par l'intermédiaire des données de télédétection à très haute résolution spatiale et des photos de terrain. Les caractéristiques morphogénétiques actuelles seront comparées à celles qui prévalaient avant la grande sécheresse sahélienne des années 1970 pour en apprécier la dynamique.

Nous utiliserons les cartes topographiques IGN de 1957 et les photographies satellitales CORONA de 1972 comme références pour les confronter à des images SPOT 5 de 2002 et une image Landsat ETM de 2001, ainsi que des photographies aériennes de 2003. Ces différentes données ont été présentées dans le chapitre 7.

9.1. Morphodynamique fluviale et érosion hydrique

Comme nous l'avons déjà souligné au niveau de la synthèse bibliographique et dans le chapitre consacré à l'hydrologie, le régime du fleuve Sénégal est artificialisé depuis la mise en place des aménagements hydroagricoles (en 1984 et 1987). C'est dans ce contexte que nous observerons la dynamique fluviale. Nous avons également analysé la dynamique historique du méandrage par la superposition des photographies aériennes de différentes dates (Niang, 2000) sans relever de changements significatifs durant ces 50 dernières années à cause de la sécheresse qui a affaibli l'écoulement des cours d'eau.

Dans ce chapitre nous réaliserons une cartographie de la plaine alluviale du Sénégal (le réseau hydrographique, la morphologie du lit majeur, la détermination des zones inondables) dans le secteur étudié.

Nous montrerons également diverses formes de l'érosion hydrique liées au ruissellement à travers des photographies de terrain et des photographies aériennes.

9.1.1. Morphodynamique fluviale

Certains aspects de la morphodynamique fluviale ont été abordés lors du chapitre 7, nous reprenons ici ceux qui découlent de nos observations et de notre connaissance du terrain.

Nous présentons d'abord une cartographie de la plaine alluviale du fleuve Sénégal dans le secteur étudié. La figure 9.1 qui est le résultat d'une classification d'une image SPOT de 1998 présente les différentes unités de la plaine alluviale du Sénégal lors d'une année d'inondation moyenne. Au niveau du débit moyen interannuel entre 1960 et 2002 qui est de 510 m³/s, l'année 1998 enregistre 448 m³/s. La moyenne des trois mois des hautes eaux (aout, septembre et octobre) se situe à 1455 m³/s tandis que celle de 1998 est de 1353 m³/s sur la même période. La récurrence de la crue de l'année 1998 n'excède par 3 ans quelles que soient les données analysées.

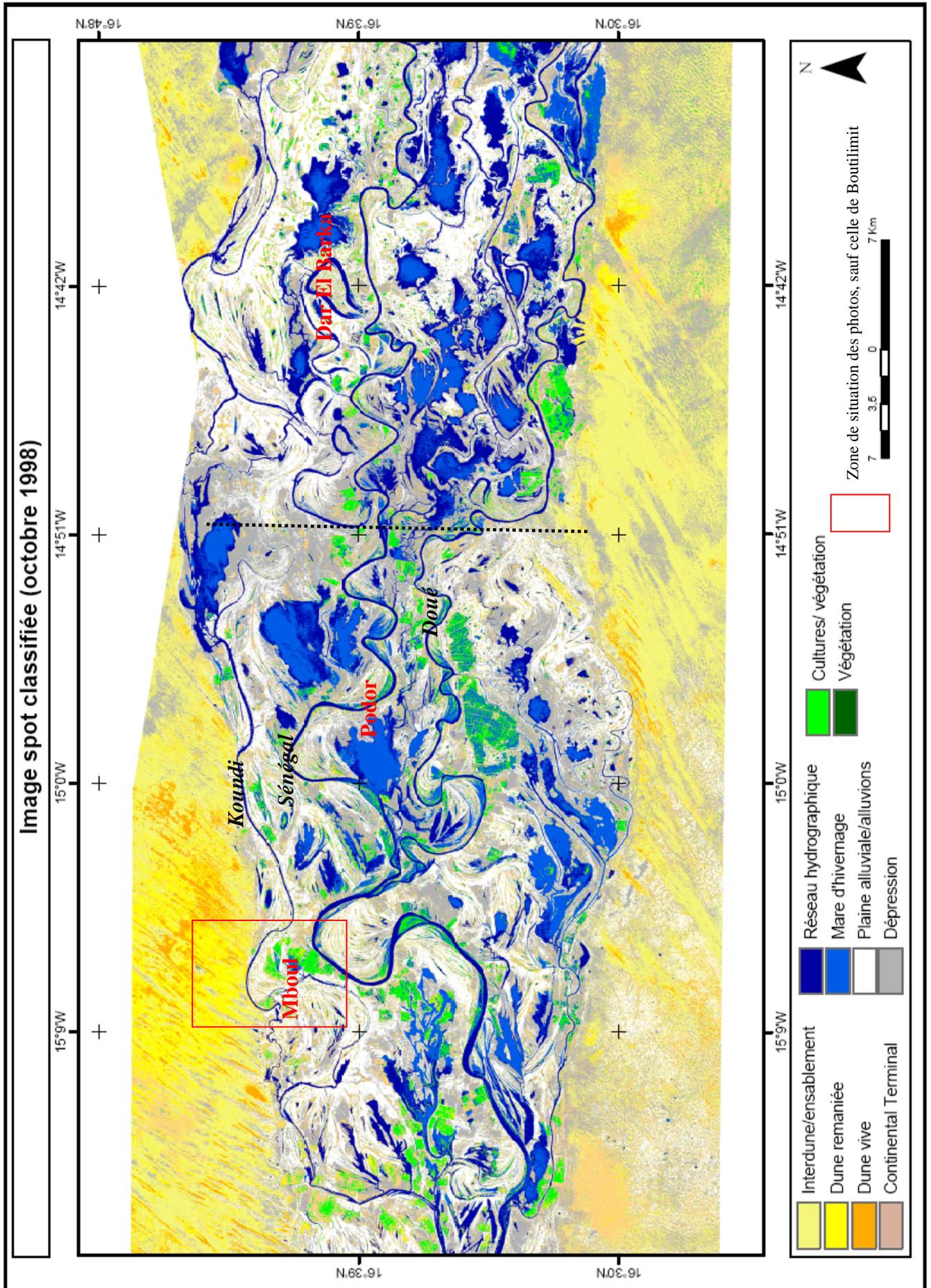


Fig. 9. 1. Présentation des différentes unités morphologiques de la plaine alluviale du Sénégal.

La figure 9.1 montre également différentes formes d'annexes hydrauliques ou méandres abandonnés. On note ainsi l'existence de ces lacs de méandres appelés *oxbow-lakes* qui résultent des chenaux à méandres abandonnés après leur recoupement (Bravard & Petit, 1997). On en dénombre plus d'une dizaine qui ne participent à l'écoulement des eaux qu'en période de crue.

Par ailleurs, il ressort de l'analyse de la figure 9.1, une différence entre les méandres abandonnés du Koundi qui sont souvent au sud de ce bras et ceux du fleuve Sénégal qui sont plutôt localisés au nord de ce cours d'eau.

Au niveau de la morphologie on remarque une opposition entre les deux parties de la figure 9.1, à l'endroit où le cours du Doué se déporte vers le nord (marqué par la ligne discontinue). Dans la partie occidentale de l'image, les méandres sont développés et il n'y a pratiquement pas d'*oxbow lakes* tandis que les mares d'inondation sont situées, pour la plupart, au nord du Sénégal. Alors que dans la partie orientale, on remarque l'existence de nombreux méandres abandonnés et la localisation des mares d'inondation au sud du fleuve Sénégal. Ces phénomènes pourraient être liés à la tectonique ou au basculement d'une partie de la zone, mais, en l'absence d'une carte géologique détaillée, nous ne pouvons pas vérifier ces hypothèses.

Soulignons cependant que la configuration de ces *oxbow-lakes* confirme une déportation successive du cours du Sénégal vers le sud (figs. 9.1, 9.2 et 9.3).

Précisons que les photos qui illustreront les diverses formes observées à proximité de la plaine alluviale du Sénégal sont situées à la figure 9.1.

En outre, la morphologie du lit majeur montre les formes mises en place par la dynamique antérieure du fleuve Sénégal (Fig. 9.2). La configuration des levées naturelles d'âges et de topographies différentes, construites lors des phases humides du Quaternaire (voir synthèse bibliographique), et des dépressions argileuses conditionne la propagation de la crue annuelle dans la plaine alluviale. Actuellement, avec la rareté des crues débordantes et la régularisation des écoulements du fleuve ainsi que la dégradation de la couverture végétale, ces levées sont soumises à l'érosion hydrique et éolienne, comme nous le verrons plus loin.

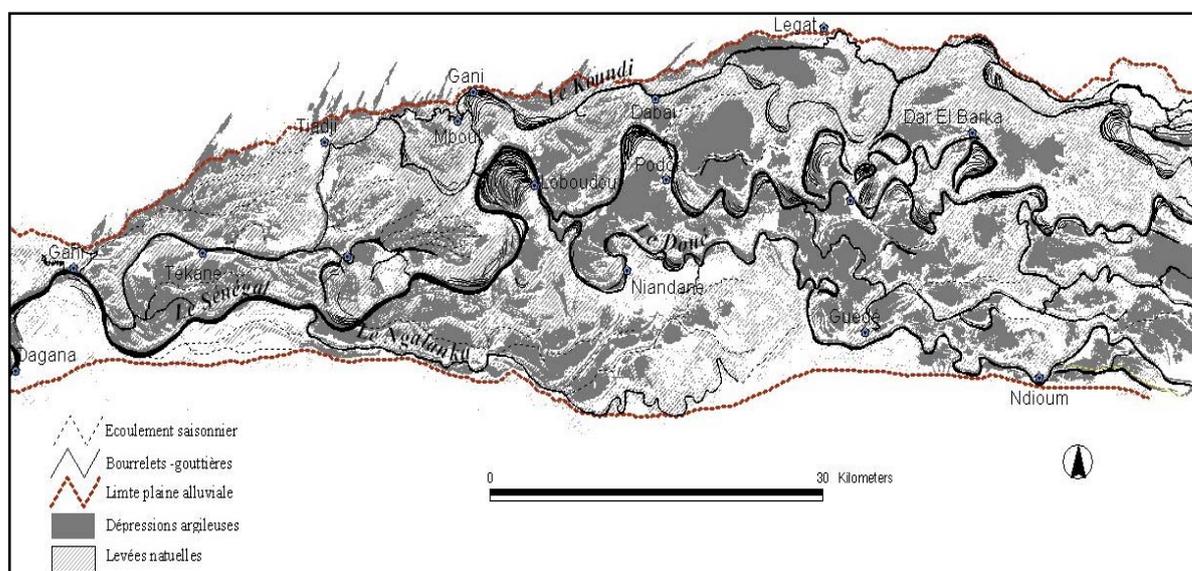


Fig. 9.2. Carte morphologique schématique de la plaine alluviale du Sénégal.

Cette figure montre également la morphologie du lit mineur du Sénégal qui, comme on l'a vu, n'a pas beaucoup évolué depuis le début des années 50. Cependant la datation des arbres sur les bourrelets-gouttières pourrait donner des indications sur l'âge de la mise en place des dépôts.

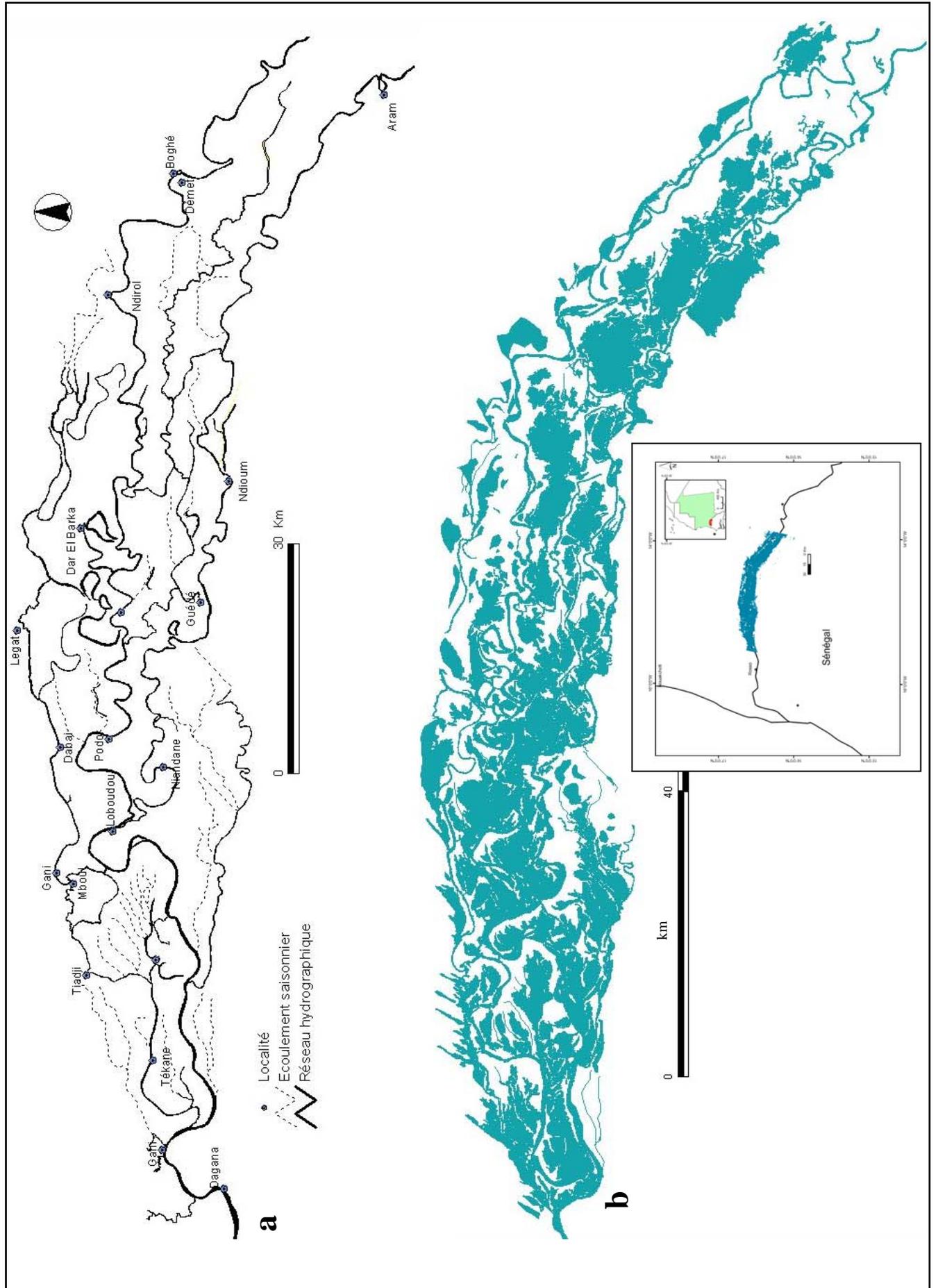


Fig. 9.3. Réseau hydrographique du Sénégal (a) et cartographie de la zone inondée en 1999 (b), réalisée par seuillage, au départ de l'image Landsat ETM+ du 13/11/1999.

Nous avons aussi cartographié le réseau hydrographique du fleuve Sénégal ainsi que les zones inondées dans le secteur étudié lors de la crue de 1999, qui pour rappel avait une récurrence de ± 12 ans (fig. 9.3).

La figure 9.3a montre plusieurs formes fluviales édifiées par les divagations et débordements du cours du Sénégal par le passé. Le fleuve Sénégal présente des bandes de méandration, avec un lit très sinueux favorable aux phénomènes de défluviation.

On remarque aussi de nombreux affluents-défluent, comme le Koundi, que l'on peut qualifier de *yazoo rivers* du fait de leur difficulté à confluer avec le cours principal bordé de hautes levées. Des écoulements saisonniers liés au régime contrasté du Sénégal alimentent les différentes cuvettes argileuses.

La figure 9.2b indique l'extension de la zone inondée en 1999 dans la plaine alluviale. Cette inondation qui n'était pourtant pas très exceptionnelle tant au niveau de la hauteur des eaux que des débits observés sur les longues séries de données (voir chapitre hydrologique) a envahi une grande partie de la plaine alluviale du Sénégal. Elle a entraîné la destruction de plusieurs hectares de rizières et le déplacement de plusieurs villages (dont certains étaient situés en zone inondable). Ce qui suppose qu'en cas d'inondations très exceptionnelles la quasi-totalité de la plaine pourrait être submergée.

L'extension spatiale de cette inondation peut cependant être liée aux modifications des conditions hydrodynamiques et anthropiques ayant affecté le réseau hydrographique dans le secteur étudié : retenue de Diama (qui augmente la zone inondable car le niveau d'eau du fleuve est en général plus élevé et dépend du stockage et de la cote, maintenus au niveau du barrage) désorganisation des chenaux d'inondation (notamment par les canaux d'irrigation), sédimentation dans le lit mineur, enherbement du lit, aménagement des rizières, etc.

Soulignons cependant que, dans le contexte de la sécheresse et de la modification du système hydraulique naturel du fleuve Sénégal, la morphodynamique fluviale se manifeste surtout au niveau du lit mineur.

Le sapement latéral des berges, dont certains aspects ont été abordés par imagerie satellitale (cf. chapitre 7) est accéléré par la déforestation et l'érosion ravinante. Il est également favorisé par l'élévation du niveau des eaux induite par les aménagements (soutien des étiages). Il se manifeste par un éboulement des berges (photo 9.1) dont le recul peut atteindre plusieurs mètres lors des fortes crues. Les autres formes d'érosion des berges se traduisent par des rives érodées qui se présentent comme une succession de petites banquettes (photo 9.1) ou par la mise à nu des racines des arbres situés sur les bords des cours d'eau (photo 9.2) ou par leur chute.

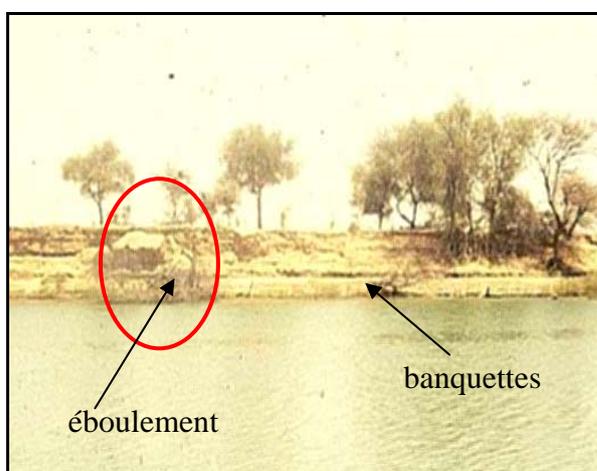


Photo 9.1. Sapement latéral des berges (effondrement).
(Cliché : Niang, 1998)



Photo 9.2. Déchaussement d'arbre suite à l'érosion des berges.
(Cliché : Niang, 2004)

Au niveau de certains villages, quelques maisons situées sur les bords du fleuve se sont écroulées et d'autres sont menacées suite à l'érosion des berges (Niang, 2000).

L'érosion des berges entraîne ainsi une perte en terre arable et contribue à l'augmentation des flux détritiques surtout en l'absence d'une sédimentation dans les plaines d'inondation, ce qui risque d'entraîner le colmatage à l'amont de la retenue de Diama (Kane, 1997).

Parmi les autres conséquences de la modification du régime du fleuve on peut soulever la prolifération des végétaux envahissants (figure 9.4; photo 9.3a et b ; photo 9.4.a, b et c). La photographie aérienne, prise en 2003, met très bien en évidence l'envahissement des cours d'eau par ces herbes. Il s'agit notamment des roseaux (*Typha australis*) dont la vitesse de progression est estimée à 10% par an (OMVS, 2006).

Les photos 9.3 a et b et 9.4 a montrent leur évolution dans le koundi à coté du village de Mboul (voir fig. 9.4) entre 1998 et 2006.

Ces végétaux constituent également un sérieux problème pour les cultures de décrue dont ils colonisent les superficies (photo 9.3)

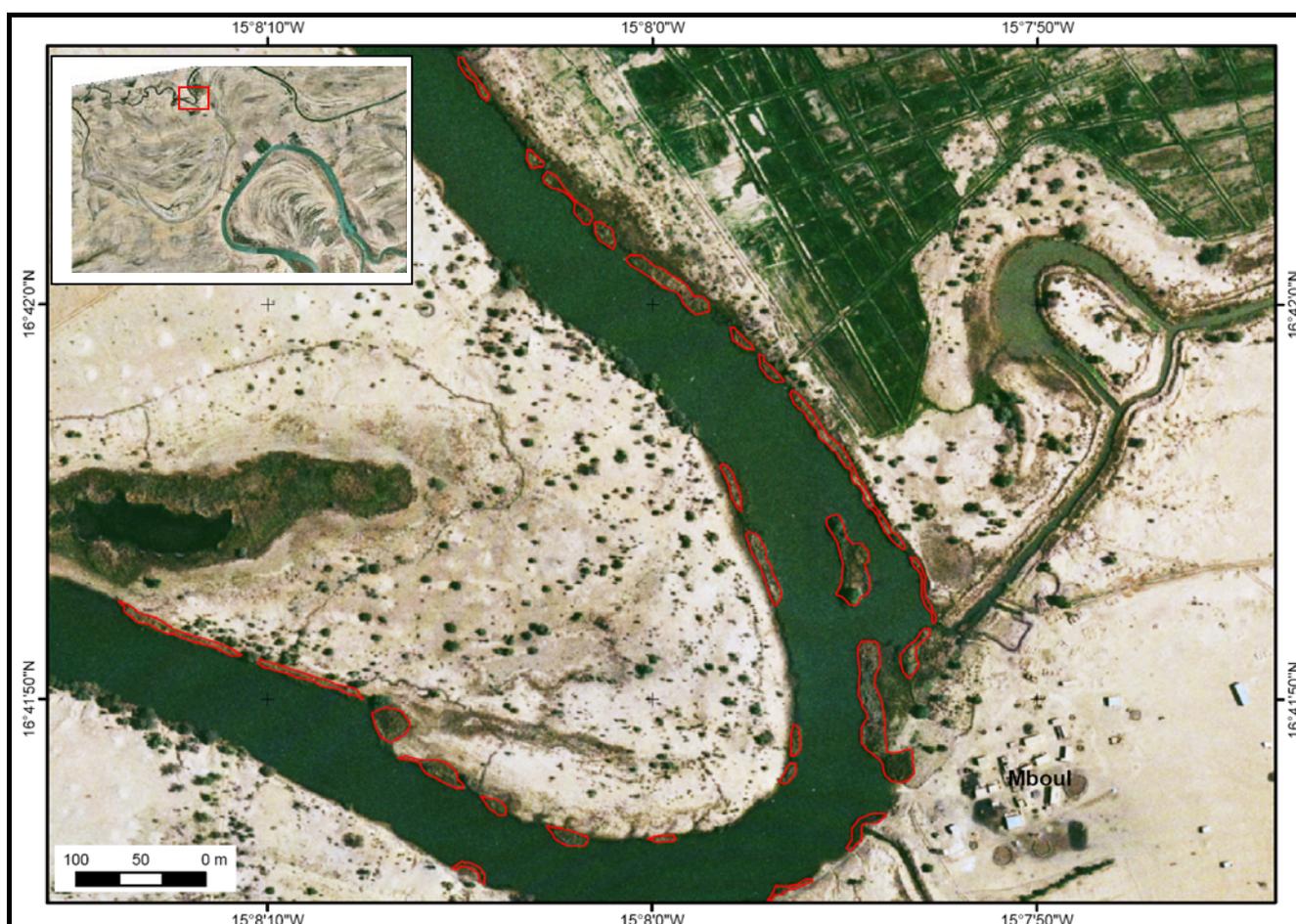


Fig. 9.4. Colonisation des berges du Koundi par la végétation (en rouge) dans les environs de Mboul. La superficie occupée par les végétaux est d'environ 1 ha pour un linéaire de 1,5 km (Photographies couleur 2003).

L'extension des espèces envahissantes est favorisée par le soutien des étiages, par la hausse du niveau des eaux du fleuve et par l'absence de remontée de la langue salée dans les cours d'eau depuis la mise en place des aménagements.

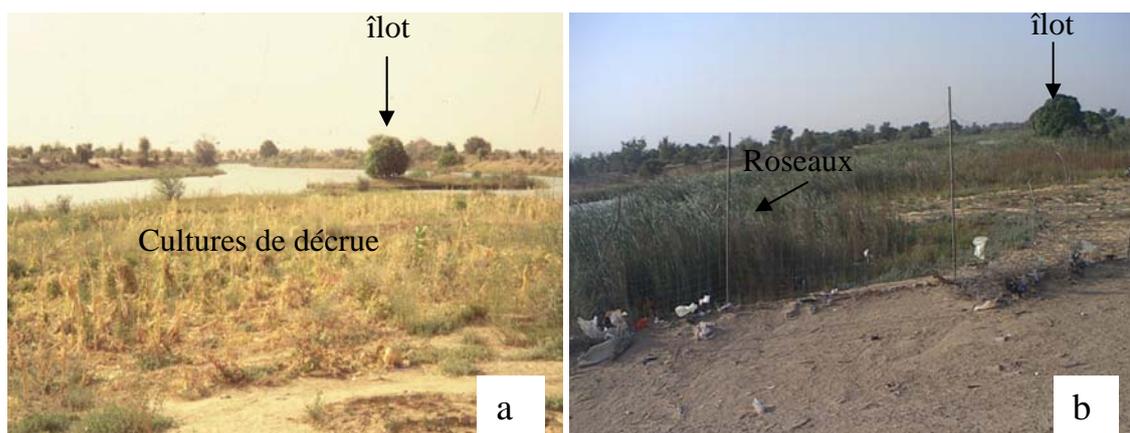


Photo 9.3. Evolution des végétaux envahissants dans le lit entre 1998 (a) et 2006 (b) – Clichés : Niang



Photo 9.4. Prolifération des roseaux (*Typha Australis*) dans le Koundi (Clichés : Niang, 2006).

On note par ailleurs, d'après les témoignages de certains habitants de la vallée, le retour d'espèces aquatiques qui avaient disparu depuis le début de la sécheresse des années 1970. Nous n'avons malheureusement pas pu identifier les espèces en question.

L'existence de ces végétaux envahissants risque de modifier le système hydrologique et l'équilibre des écosystèmes. Elle constitue également un problème pour les cultures de décrue dont elles occupent une bonne partie de la surface. C'est pourquoi l'OMVS a adopté des actions de lutte contre ces végétaux (OMVS, 2006).

La lutte contre ces espèces envahissantes nécessite des opérations d'arrachage manuel ou mécanique, voire l'utilisation des traitements chimiques ou biologiques.

9.1.2. Manifestations de l'érosion hydrique

Dans le contexte morphodynamique et/ou hydroclimatique actuel, la plaine alluviale du Sénégal est soumise à une recrudescence de l'érosion hydrique associée au ravinement.

L'observation de nouvelles formes d'érosion hydrique sur les levées naturelles qui bordent le Koundi montre une évolution dans certains secteurs vers un système qui s'apparente à des badlands (planche 9.1).



Planche 9.1 : Illustrations de phénomènes de ravinement apparentés aux badlands (Clichés Niang, 2006 (a et b) ; 2004 (c et d).

La planche 9.1 montre une dégradation des terres et une perte de sols liées à l'érosion ravinante. Ces surfaces dégradées augmentent par érosion régressive et nécessitent des mesures de conservation des sols. Les illustrations de la planche 9.1 indiquent diverses formes d'évolution du ravinement.

Par ailleurs, il existe d'autres formes d'érosion hydrique que l'on peut relever dans cette partie du secteur étudié. Parmi celles-ci on peut souligner :

- Les griffes et rigoles (appelées également micro-filets) sont de petites entailles de 3 à 30 cm de profondeur qui sont causées par la concentration du ruissellement en filets. Les photos 9.5 et 9.6 illustrent ces formes.



Photo 9.5. L'érosion en griffes (Cliché : Niang, 2006)



Photo 9.6. L'érosion en rigoles (Cliché : Niang, 2006).

- Les ravines sont des entailles dont la profondeur dépasse 30 cm et peut atteindre plusieurs mètres. Elles indiquent un stade avancé de la dégradation des terres. Les ravines que nous rencontrons dans notre zone d'étude sont très actives et connaissent à la fois une évolution linéaire et latérale. Elles s'organisent sous une forme étoilée en pente vers la rivière avec une tête de ravine et des contours digités qui progressent par érosion régressive (planche 9.2).



Planche 9.2. Erosion en ravines (Clichés : Niang, 2006).

Ces ravines favorisent en outre l'érosion des berges et sont occupées par les cours d'eau quand leur niveau avoisine celui du lit mineur.

L'accélération de la dégradation des terres, qui est également imputable à l'homme, qui est en grande partie responsable de la disparition de la végétation (qui en est l'élément catalyseur), requiert la mise en place de méthodes de lutte contre l'érosion hydrique.

9.2. Aires de dégradation et érosion éolienne

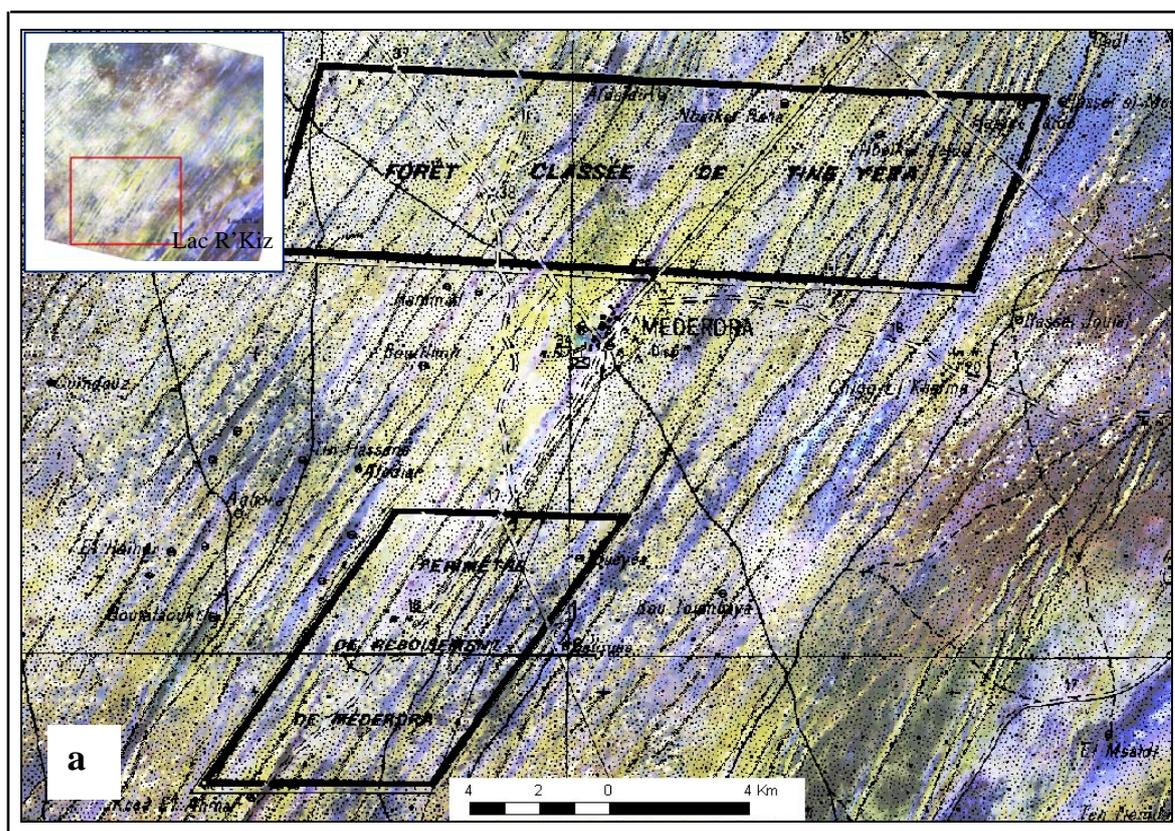
L'identification des aires de dégradation découle de la comparaison des données multitemporelles et multi-sources. Dans le cadre de cette analyse, il s'agit d'une confrontation entre les images satellitales Corona de 1972 et SPOT de 2002 à très hautes résolutions spatiales.

Les manifestations de l'érosion éolienne seront examinées au niveau des aires de dégradation mais aussi à travers les nouvelles formes issues de la recrudescence des phénomènes éoliens dans notre zone d'étude.

9.2.1. Analyse des aires de dégradation

Les zones de dégradation intéressent la quasi-totalité du secteur d'étude. Les ensembles dunaires ont connu d'importants remaniements lors de la grande sécheresse des années 70 et 80. Les signes de désertification se manifestent par les bouleversements environnementaux et la réactivation des dunes anciennes dans la bordure méridionale du Sahara (Blumberg, 1998 ; Ozer & Ozer, 2005) que le retour de la pluviométrie vers des normes antérieures à la sécheresse ne semble pas encore infléchir. La figure 9.5 en est une illustration.

La superposition des cartes topographiques IGN France (réalisées sur la base des photographies aériennes des années 50) à l'image SPOT du 01.05.2004 (fig.9.5a) et la confrontation d'images satellitales (fig. 9.5 b), montre que des superficies qui étaient réservées à des forêts classées (comme c'est le cas ici dans les environs de la ville de Mederdra) sont actuellement occupées par des dunes vives. Les agrandissements extraits des photographies



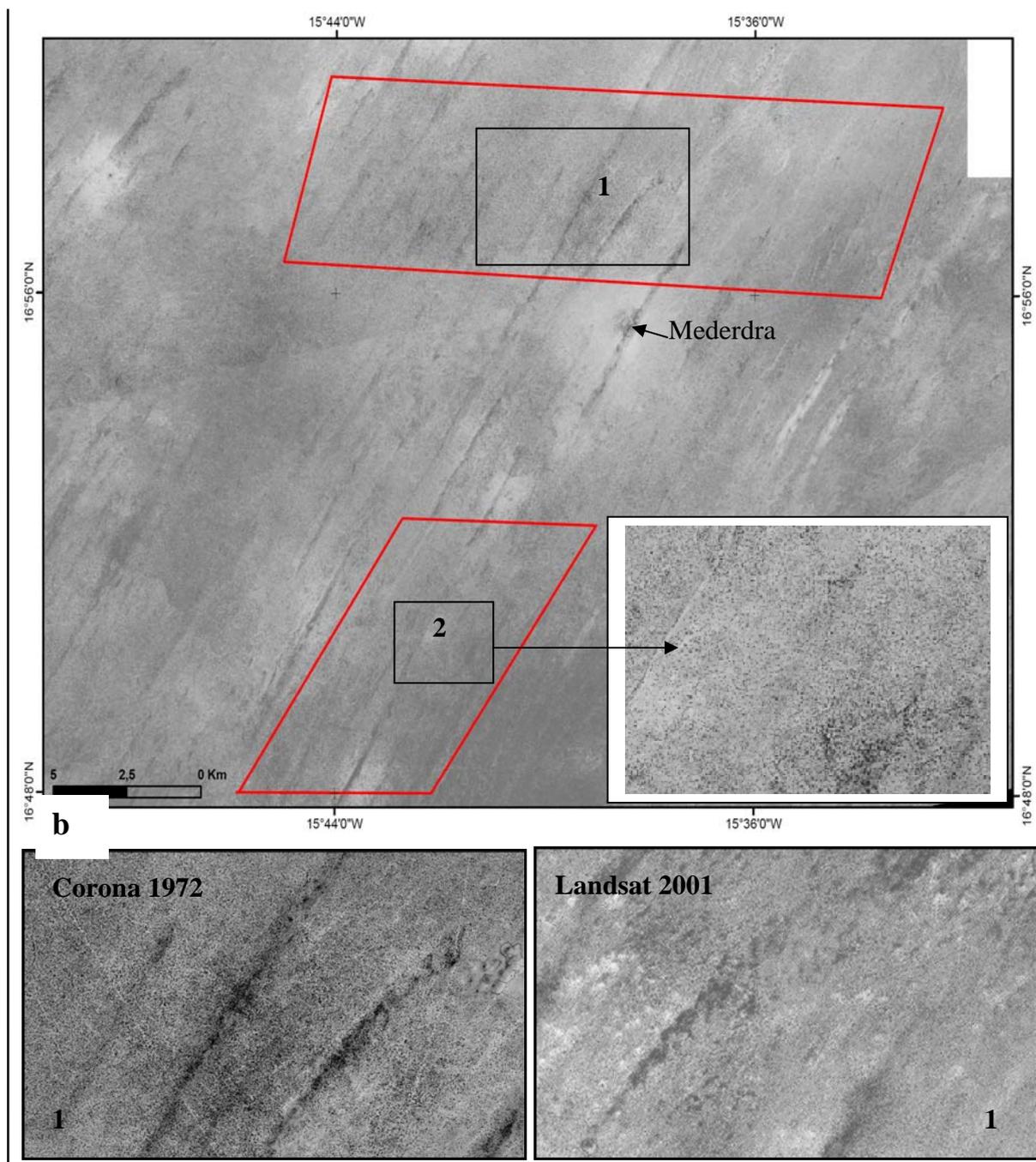


Fig. 9.5. Aires de dégradation dans les environs de Méderdra.

- a. Superposition carte topo IGN (1957) et image SPOT (2004) ;
- b. Identification du secteur sur la photo Corona de 1972 (b1 et b2) et confrontation avec l'image Landsat du 21.08.2001.

satellitaires Corona de 1972 et de l'image Landsat ETM+ de 2001(fig. 9.5b1) confirment la dénudation de cette zone.

La végétation est également devenue rare sur les périmètres qui étaient prévus pour le reboisement.

Les autres aires de dégradation sont identifiées à travers la comparaison des photographies Corona du 27.04.1972 et de l'image SPOT 5 du 29.12.2002. Elles sont localisées sur la figure 9.6.

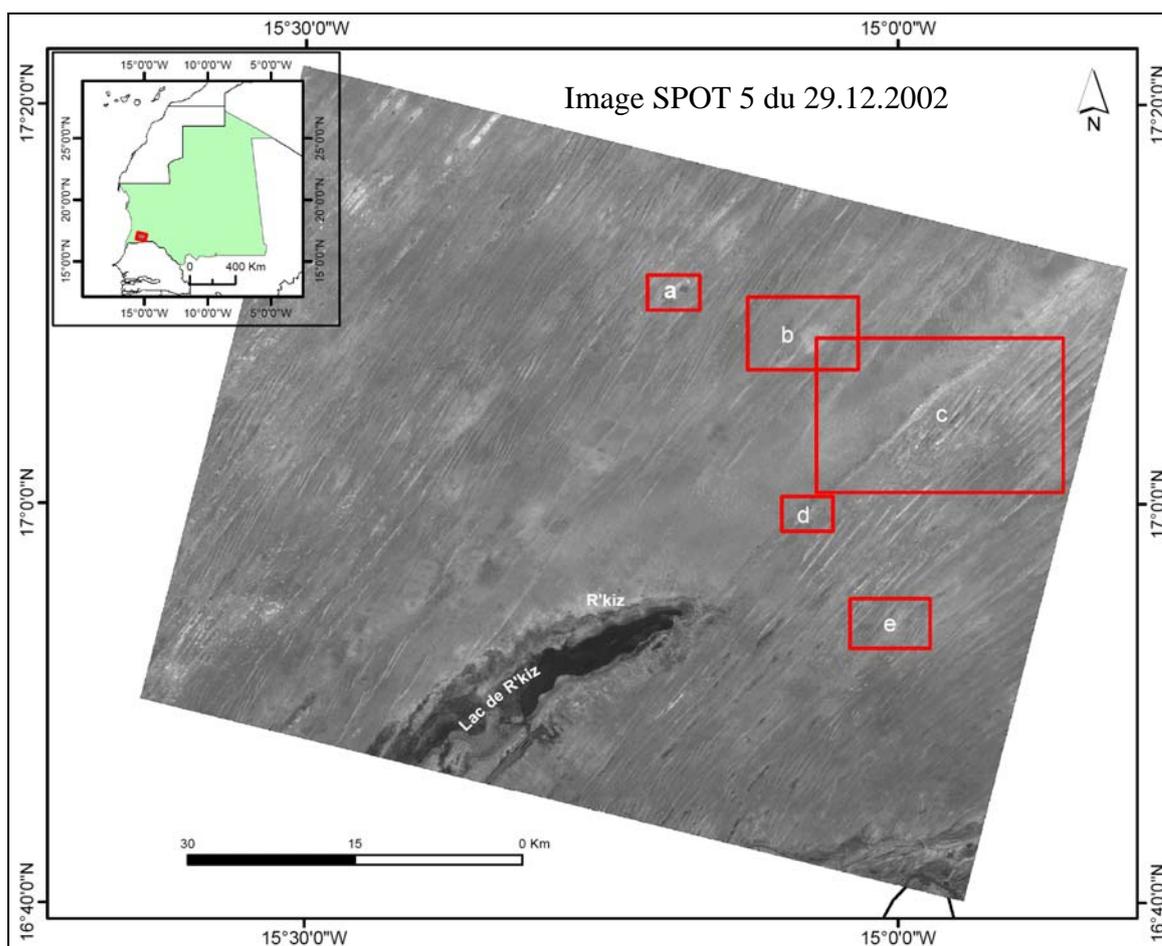


Fig. 9.6. Localisation des aires de dégradations étudiées entre 1972 et 2002.

Les aires de dégradation traduisent des mécanismes complexes de désertification sous l'action prédominante du vent et de la pression anthropique. La planche 9.3 montre divers aspects de la sévère dégradation environnementale qui a touché notre secteur d'étude entre 1972 et 2002.

Les planches 9.3a et b mettent en évidence une réactivation et une remise en mouvement des dunes suite à une pression anthropique intense.

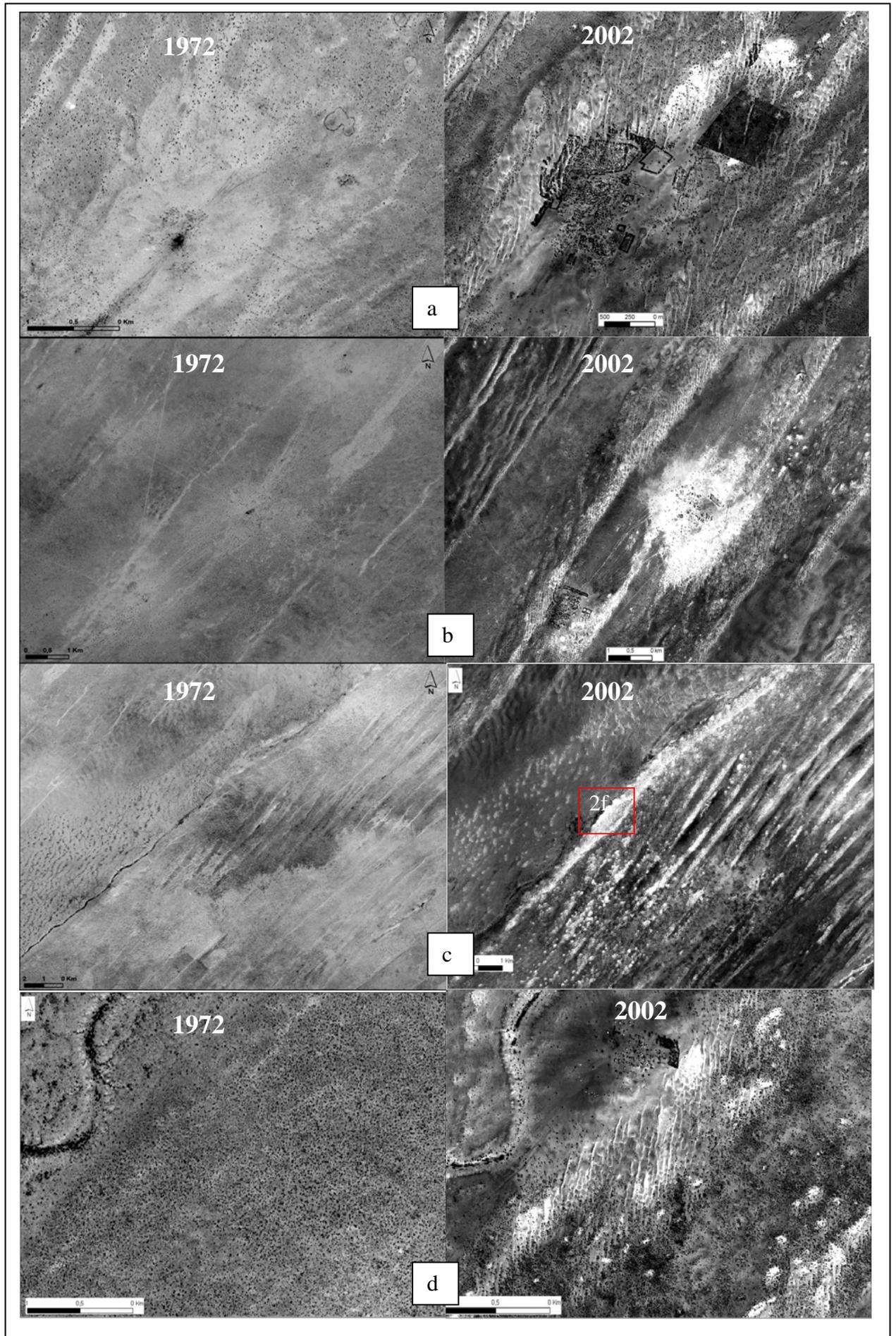
Les auréoles de dénudation apparaissent autour des villages, comme nous l'avons déjà constaté lors de l'analyse des produits de cohérence radar (planche 9.3b), même si on peut constater la mise en place des mesures de protection destinées à fixer les dunes (planche 9.3a)

Ces processus s'accompagnent de changements morphologiques et morphodynamiques importants.

Les dunes ogoliennes longitudinales NE-SO qui étaient encore fixées en 1972 sont ravivées en 2002 (planches 9.3a, b, 2c) et remaniées en sifs orientés N-S (planches 9.3a, d, e) ou en champs barkhaniques et édifices barkhanoïdes (planches 9.3b, c).

La planche 9.3f constitue un grossissement extrait de la planche 9.3c qui permet d'observer avec plus de détails l'évolution de cette surface entre les deux dates.

Nous remarquons l'existence des traces de ruissellement en 1972. Cela suppose que la morphodynamique de cette zone était déterminée par l'érosion hydrique.



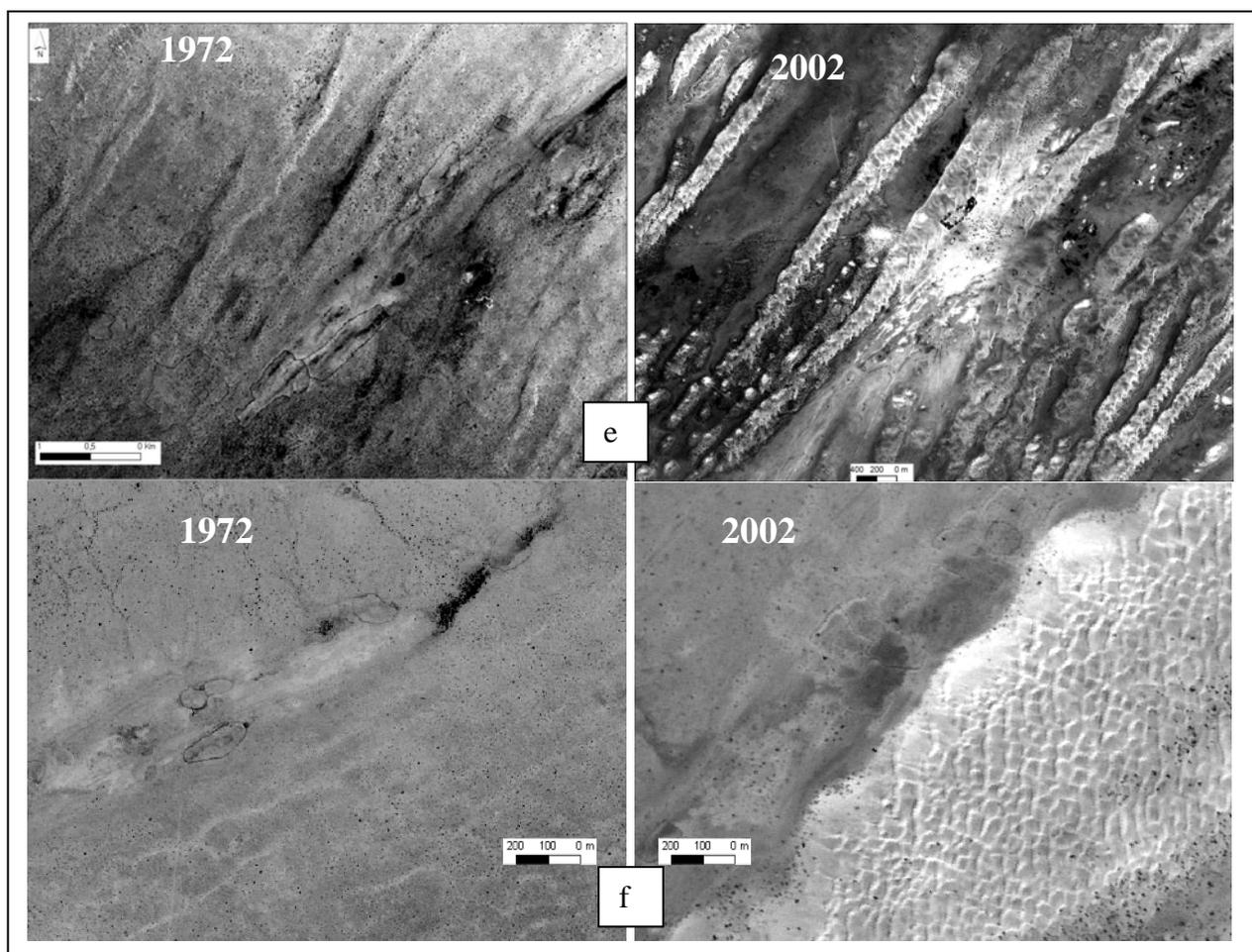


Planche 9.3. Aires de dégradation entre 1972 et 2002.

Alors que la situation en 2002 se caractérise par l'occupation d'une grande partie de ce secteur par les dunes mobiles. Les dunes qui étaient fixées en 1972 ont été remaniées en édifices barkhanoïdes.

La figure 9.7 présente la dégradation autour du village de Taguilalet (qui se situe dans la Moughataa ou département de Mederdra – voir fig. 9.5) entre 1972 et 2002. La sévérité de la dégradation dans cette localité en a fait une zone faisant partie de la liste des communes rurales à risque d'insécurité alimentaire, identifiées par le commissariat à la sécurité alimentaire en octobre 2004.

On note également l'intensité de l'activité éolienne qui se traduit par la mise en place de nouvelles formes dunaires, dont les sifs orientés N-S.

Il apparaît ainsi que la dynamique éolienne prédomine et les formations dunaires sont constamment retouchées et de nouvelles formes se superposent aux anciens modelés.

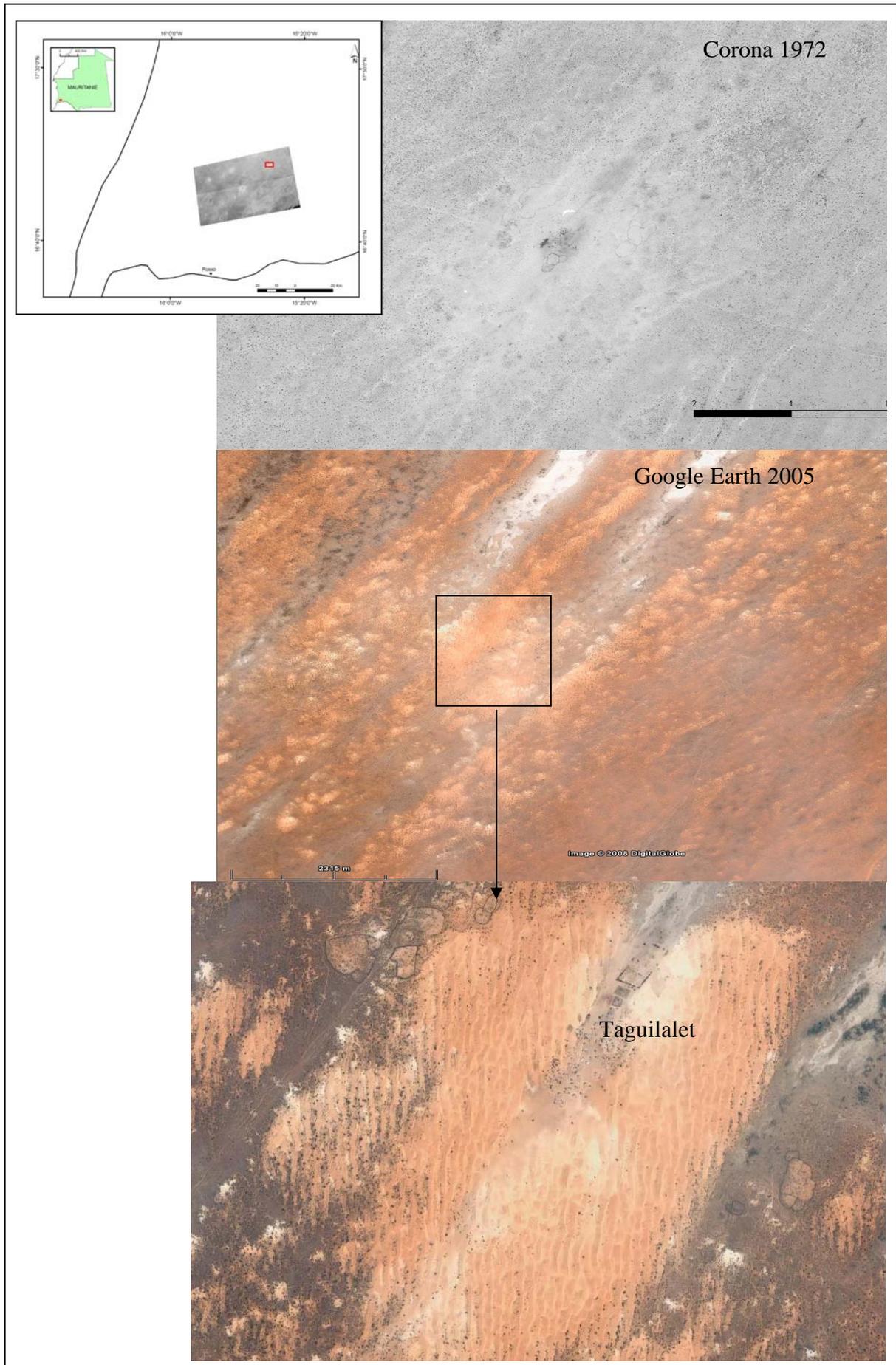


Fig. 9.7. Dégradation autour du village de Taguilalet entre 1972 et 2005.

9.2.2. Autres manifestations de l'érosion éolienne

Les processus de déflation qui sous-tendent l'érosion éolienne s'exercent sur tous les écosystèmes de notre zone d'étude. Différentes formes qui leur sont liées ont été analysées dans le chapitre 7, il s'agira ici d'en observer quelques unes à plus grande échelle à travers des photographies de terrain.

Au niveau des formations dunaires, les photos 9.7 et 9.8 montrent que l'activité éolienne demeure encore intense à proximité de la vallée du Sénégal. Les dunes représentées sur ces deux photos sont localisées sur la figure 9.1 et ont fait l'objet d'échantillonnages pour l'analyse granulométrique.



Photo 9.7. Dynamique des cordons dunaires.
(Cliché Niang, 2006 -Grande dune : localisation voir fig.8.1)

Photo 9.8. Etouffement des arbres par le sable dunaire.
(Grande dune : localisation voir fig.8.1)



Photo 9.9 . Déchaussement des arbres par la déflation sur les berges du koundi.
Cliché, Niang 2008

La photo 9.7 souligne l'évolution actuelle de la mobilisation des sables des cordons dunaires orientés NE-SO. Les versants sous le vent situés à l'ouest se présentent sous forme de pentes d'éboulis de l'ordre de 35°. Ce qui implique un élargissement du cordon qui peut entraîner sa migration latérale et le rétrécissement des couloirs interdunaires. A l'arrière plan on aperçoit un arbre qui risque d'être envahi par le sable.

La photo 9.8 illustre d'ailleurs l'ensevelissement ou l'étouffement des arbres par le sable des dunes vives.

La photo 9.9 présente l'intensité de la déflation qui s'exerce sur les berges du Koundi et entraîne la sédimentation éolienne au niveau des cours d'eau.

En outre, la mobilisation et le transport du sable par la déflation éolienne engendrent plusieurs autres formes dont certaines sont illustrées par la planche 9.4.

Les planches 9.4a et b qui représentent des photos prises en 2006 sur la dune la plus méridionale du système ogolien de la zone d'étude, soulignent l'augmentation de la puissance des vents du secteur est lors de la période actuelle. Ces deux photos sont situées sur la première dune dont on peut trouver la localisation sur la figure 8.1 (chapitre 8: 1^o dune)



Planche 9.4. Illustrations de diverses formes de l'érosion éolienne.

- a : Exhumation de mini 'yardangs' par les vents d'est (cliché : Niang, 2006).
- b : Stries ou cannelures de déflation sur les flancs des 'mini yardangs' (Cliché : Niang, 2006).
- c : Formation des petites nebkhas à flèche dans la plaine alluviale du Sénégal (cliché ; Niang, 2006).
- d : Dépôts éoliens dans la plaine alluviale du Sénégal (cliché : Niang, 2006).
- e : Déchaussement d'un arbre par la déflation éolienne (cliché Niang, 2004).
- f : Exhumation de la fondation d'une construction à Boutilimit par la déflation éolienne (cliché : Niang, 2004).

La planche 9.4a montre des dépôts éoliens taillés en 'mini yardangs' notamment à partir de 2006, car ces structures n'apparaissent pas à cet endroit lors de nos passages précédents.

Cette dynamique s'exerce surtout sur le versant au vent situé à l'est et constituant la berge du Koundi (le bras le plus septentrional du fleuve Sénégal, en contact avec les dunes ogoliennes)

Des stries et/ou cannelures de déflation sont aussi visibles sur les flancs des formes ainsi mises à nu (planche 9.4b) qui confirment l'efficacité actuelle des vents d'est dans la partie méridionale du secteur étudié.

Les planches 9.4c et d mettent en évidence le renforcement de l'activité éolienne et la dégradation des sols dans la plaine alluviale du fleuve Sénégal.

La planche 9.4c, qui est une photo prise en 2006, illustre la mise en place de petites nebkhas à flèches dont la direction indique qu'elles sont formées par des vents de secteur est. Les dépôts de ces nebkhas indiquent également que les sables proviennent des sols argileux de la vallée du Sénégal.

La planche 9.4d montre une accumulation de sable et l'anémomorphisme de l'herbe qui confirme la fréquence des vents d'est.

Les planches 9.4e et f soulignent des phénomènes d'affouillement provoqués par l'érosion éolienne, qui déchaussent les racines des arbres ou les murs des habitations (comme c'est le cas ici à Boutilimit –planche 9.4f)

En outre, parmi les autres formes de la morphodynamique actuelle nous retenons quelques exemples liés à l'évolution récente de la couverture végétale suite à l'action anthropique et à l'amélioration des conditions pluviométriques.

La pression anthropique demeure très importante sur le milieu physique. Comme nous l'avons déjà souligné dans le chapitre télédétection, il s'agit de la destruction de la couverture végétale, illustrée par la photo 9.10. Rappelons que la destruction de la couverture végétale participe à l'accélération des phénomènes d'érosion.

La photo 9.10a montre l'abattement des arbres pour leur transformation en bois ou en charbon de bois, tandis que la photo 9.10b illustre le besoin, parfois nécessaire, d'anéantir les arbres pour l'exploitation des cuvettes comme terres de culture (il s'agit du maïs sur cette photo)

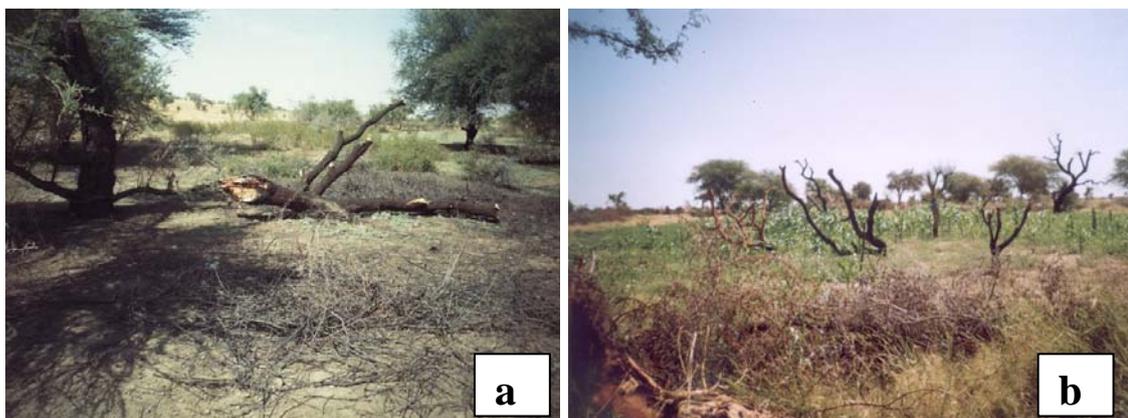


Photo 9.10. Destruction de la végétation pour le bois (a) ou pour la culture (b)

Conclusion

L'analyse de la morphodynamique actuelle démontre que malgré une amélioration de la pluviométrie depuis le début des années 90, l'érosion mécanique demeure intense. Les nouvelles formes induites par l'érosion hydrique et éolienne indiquent que la dégradation environnementale dans le secteur étudié est très préoccupante et nécessite des mesures de protection et de conservation des sols.

Dans la plaine alluviale l'érosion ravinante prend des proportions alarmantes et doit faire l'objet d'une plus grande attention. Le reboisement ou la restauration des forêts alluviales permettrait à la fois de protéger les berges et de lutter contre le phénomène.

Par ailleurs, dans ce chapitre nous avons observé que les aires de dégradations se trouvaient à proximité des installations humaines, ce qui suppose que la participation des populations à la mise en œuvre des mesures de restauration des écosystèmes pourrait donner des résultats positifs.

Les changements dans la direction des vents efficaces que nous avons signalés dans le chapitre climatique se confirment au niveau des formations dunaires situées dans le sud du secteur étudié et doivent être pris en compte pour lutter contre les mouvements des dunes. Dans le nord de la zone d'étude, on note l'existence de nouvelles dunes (sifs) orientées N-S. On remarque donc, que globalement, les processus morphodynamiques ne semblent pas être affaiblis par l'amélioration des conditions pluviométriques.

Chapitre 10 :

Conclusions générales

Cette étude avait pour objectif la caractérisation de la désertification dans le sud-ouest de la Mauritanie par l'analyse des processus morphodynamiques qui lui sont liés. Pour atteindre cet objectif nous nous sommes basés sur une approche méthodologique multisource et une analyse spatiotemporelle intégrant plusieurs indicateurs, qui nous ont permis d'évaluer l'état de ce phénomène, qui constitue à la fois un problème d'environnement et de développement pour la région sahélienne.

Nous considérons ce travail sinon original du moins intéressant dans la mesure où les phénomènes de désertification sont abordés sous l'angle des processus morphodynamiques qui traduisent finalement mieux la réponse des milieux aux changements climatiques et aux pressions anthropiques.

Les processus de désertification sont des phénomènes complexes, évolutifs, résultant de la combinaison de plusieurs facteurs ayant des implications dans des domaines très différents, et qui agissent sur toutes les composantes des écosystèmes.

La dégradation environnementale est donc intimement liée à la vulnérabilité du milieu qui est déterminée par le climat actuel, le relief, l'état du sol et de la végétation ; la surexploitation anthropique en est parfois l'élément catalyseur. Le climat intervient par ses diverses variables qui régissent les phénomènes d'érosion mécanique. Le relief, l'état du sol et de la végétation et l'intervention humaine contribuent à aggraver ces processus. L'héritage paléogéographique ainsi que les grands traits de structure ont également une certaine influence sur le comportement de ces éléments.

Une littérature abondante a été consacrée à la région sahélienne durement frappée par deux décennies de sécheresse intense (70 et 80). La très grande majorité des auteurs s'accorde sur la gravité de la désertification qui est perçue comme un processus irréversible dans certains cas (Mainguet, 1991). Mais pour certains, la sécheresse au Sahel n'est qu'apparente et est imputable à des artefacts stationnels qui faussent les analyses (Chappell & Agnew, 2004), pour d'autres, la désertification n'y est pas aussi grave qu'on le pense (Rasmussen *et al.*, 2001; Lepers *et al.*, 2005). Ces deux allégations ont été infirmées : à la première, Dai *et al.* (2004 - entre autres) répliquent que la sécheresse sahélienne est réelle, à la deuxième, Ozer *et al.*, (2007) démontrent qu'il est hasardeux et inacceptable que le Sahel ne soit pas reconnu comme une région très touchée par la désertification.

Toutefois, cette région a enregistré au début des années 90, une amélioration sensible des conditions pluviométriques. On parle même de la fin de la sécheresse entre 1993 et 1994 (Ozer & Ozer, 2005 ; Gu *et al.*, 2007; Hubert *et al.*, 2007) et certaines études révèlent un 'reverdissement du Sahel' attesté par une augmentation des valeurs des indices de végétation (Anyamba & Tucker, 2005 ; Hermann *et al.*, 2005; Heumann *et al.*, 2007)

C'est dans ce contexte que nous avons choisi d'étudier les phénomènes morphodynamiques en tant qu'indicateurs de l'état de désertification dans le sud-ouest de la Mauritanie. Ainsi, la dynamique morphogénétique peut apparaître à la fois comme une cause

et/ou une conséquence de la désertification. Nous nous sommes penchés sur la dégradation environnementale par le suivi des conditions écologiques et de la surface des sols à différentes échelles dans une région qui s'intègre dans les zones arides et semi-arides.

Cette démarche s'inscrit dans une double optique : d'une part localiser et observer les aires de dégradation ou les endroits les plus affectés par la désertification et les processus morphogénétiques qui s'y déroulent, et d'autre part appréhender les facteurs et les mécanismes qui sous-tendent la dégradation environnementale dans les conditions actuelles. Cette compréhension des processus morphodynamiques constitue une étape essentielle dans l'adoption des stratégies de lutte contre la désertification qui est une priorité des programmes nationaux de gestion des ressources naturelles pour combattre la pauvreté et l'insécurité alimentaire.

La méthodologie utilisée nous paraît très appropriée dans la mesure où l'analyse multisource englobe plusieurs techniques complémentaires qui permettent de déterminer les différents mécanismes qui régissent les phénomènes de désertification. L'étude a permis également de se faire une idée de l'état environnemental d'un secteur saharo-sahélien que nous connaissons relativement bien, par rapport au débat sur la désertification. Nous pouvons aussi mesurer les transformations de la morphodynamique au bout d'une décennie marquée par un retour de précipitations plus abondantes après une longue période (25 ans) de sécheresse.

L'évolution de la zone étudiée au Quaternaire est essentiellement rythmée par une alternance de phases humides (Pluvial) et de phases sèches (Interpluvial) qui se manifestent respectivement par des transgressions marines dans les zones proches du littoral, une stabilisation des conditions de désertification et par la mise en place du modelé dunaire avec le renforcement de l'action éolienne. Retenons que l'essentiel du modelé des formations dunaires actuelles a été mis en place lors de l'Ogolien, dernière grande phase aride qui atteint son paroxysme vers 18 ka et que la plaine alluviale du Sénégal a acquis sa morphologie actuelle lors de la période qui suivit la transgression nouakchottienne (qui eut lieu entre 7 et 4 ka). Les périodes ultérieures furent jalonnées par des fluctuations climatiques mineures.

10.1. Les facteurs de la morphogenèse

Les facteurs de la morphogenèse ont pour cadre un milieu physique qui se caractérise par des conditions climatiques franchement désertiques dans sa partie nord, qui s'atténuent progressivement vers le sud. On distingue ainsi la zone des grandes étendues de dunes rouges dites ogoliennes au nord et la plaine alluviale du fleuve Sénégal.

La population est inégalement répartie dans le secteur étudié et s'est massivement sédentarisée depuis la sécheresse des années 70, autour des voies de communication, des points d'eau, de la vallée du Sénégal et des grandes agglomérations. La principale activité socio-économique est l'agriculture irriguée promue par l'exploitation des aménagements hydroagricoles (barrages de l'OMVS Manantali en amont, pour l'écêtement des crues et le soutien des étiages, et Diama en aval, pour arrêter la remontée de l'eau salée et mieux remplir les lacs et dépressions, permettre la recharge des nappes, entre autres)

Les conditions climatiques actuelles sont caractérisées par l'alternance de deux saisons bien contrastées : une saison des pluies qui dure en moyenne trois mois et une saison sèche qui exerce son influence le reste de l'année. Le rythme de la morphogenèse est conditionné par celui du climat : la déflation éolienne lors de la saison sèche est remplacée par l'érosion hydrique pendant la saison des pluies (même si, lors de cette dernière, on enregistre également des vents de sable).

L'examen des précipitations annuelles indique une grande variabilité spatio-temporelle. L'observation sur de longues périodes montre une succession de phases humides et sèches. Le test de Pettitt appliqué aux données pluviométriques révèle une période de rupture de tendance à la baisse qui se situe entre la fin des années 60 et le début des années 70.

Cette péjoration climatique s'est inscrite dans la durée et va occasionner la sécheresse la plus intense et la plus grave du 20^{ème} siècle pour tout le Sahel qui va durablement conditionner la dynamique des écosystèmes.

Malgré une tendance à la hausse constatée au début des années 90 et une amélioration sensible des précipitations, la dégradation environnementale a été tellement forte qu'elle semble irréversible dans certains cas ou du moins la restauration nécessitera un temps relativement long.

Aux échelles mensuelle et journalière, les précipitations montrent que malgré le déficit pluviométrique, on a souvent enregistré de fortes précipitations journalières sous forme de violentes averses qui favorisent l'érosion hydrique.

Rappelons que notre analyse des précipitations, surtout dans leur caractère érosif a souffert de l'inexistence de données plus complètes. Par exemple, des observations d'intensité, durée/fréquence auraient été intéressantes pour mieux cerner cet aspect des précipitations. Il existe également des formules pour calculer l'érosivité climatique ou l'érosivité des pluies ou encore l'agressivité des précipitations, mais leur application est difficile car soit elles requièrent plus de précisions dans les données, soit elles sont appliquées dans d'autres zones climatiques.

On peut aussi se poser la question de la représentativité des stations. Car, malgré l'étendue de la zone d'étude et la variabilité spatiale des précipitations, la région n'est couverte que par trois stations synoptiques, très distantes les unes des autres. Les caractéristiques locales de chaque station sont difficilement extrapolables.

Néanmoins, les différentes particularités décrites peuvent résumer les tendances générales des précipitations ainsi que leur rôle morphogénétique.

Par ailleurs, les vents et les lithométéores, expressions de l'érosion éolienne, ont été examinés. Il ressort de l'analyse une augmentation des phénomènes éoliens liés à la déflation (chasse-sables et tempêtes de sable) et une plus grande efficacité des vents consécutives à la grande sécheresse des années 70 et 80 et à la sévère dégradation de l'environnement sahélien qu'elle a entraînée. Le vent est devenu ainsi l'agent morphodynamique majeur, entraînant le remaniement des formations dunaires.

L'efficacité de l'érosion éolienne est symbolisée par la diminution de la vitesse-seuil d'efficacité des vents. Celle-ci est non seulement très variable selon les différentes études consultées mais elle est aussi dépendante de la turbulence du vent et surtout des conditions du milieu physique. Nous avons constaté que, pour la station de Boutilimit, ce seuil est passé de 8m.s^{-1} lors de la période humide des années 60 à 4m.s^{-1} actuellement.

L'analyse des données éoliennes actuelles se heurte de son côté au problème de la fiabilité des données. C'est ainsi que les stations de référence ne sont pas toujours les mêmes pour l'analyse de tous les phénomènes ; nous avons émis certaines réserves et même écarté certaines données qui nous paraissaient trop douteuses.

Les fluctuations des fréquences annuelle et mensuelle des vents efficaces mettent en évidence une variabilité spatiale de ce phénomène. Les occurrences maximales sont notées à Podor (au sud) lors de la saison des pluies (juillet), tandis qu'à Boutilimit, elles sont enregistrées au cœur de la saison sèche (mars).

La direction des vents efficaces qui commande l'orientation des dunes, montre également une variabilité spatio-temporelle.

A Boutilimit, la direction N à NE dominante jusqu'à la période de sécheresse connaît un infléchissement vers l'ENE actuellement.

A Podor, les vents efficaces proviennent de la direction O, mais on observe actuellement une direction préférentielle plutôt OSO. Ces changements dans les directions des vents que nous avons constaté au niveau de la morphologie dunaire lors de nos précédents travaux (Niang, 2000 ; Niang *et al.*, 2006a ; 2008) sont vraisemblablement liés aux modifications affectant la circulation atmosphérique dans la zone intertropicale.

La recrudescence des lithométéores est une réponse à la péjoration climatique. Au niveau des jours affectés par les lithométéores, nous remarquons une augmentation spectaculaire. Le nombre de jours a été multiplié par 20 entre la période humide et le paroxysme de la sécheresse (la décennie 80).

Dans ces conditions, l'activité morphogénétique des vents s'exerce pratiquement toute l'année et le Sahel devient une zone source de poussière additionnelle.

En outre, au niveau des données hydrologiques sur les longues séries, on constate les mêmes tendances que les précipitations. On note les mêmes périodes de rupture et de déficits.

Mais à la différence des précipitations, le régime du fleuve Sénégal est artificialisé depuis 1987, ce qui modifie les conditions hydrodynamiques dont nous analysons l'impact dans les processus morphodynamiques.

10.2. Les processus morphodynamiques

L'évolution des conditions dynamiques est analysée sous trois angles : la télédétection (étude diachronique, détection et suivi des changements à la surface des sols), les caractéristiques sédimentologiques des formations dunaires et l'observation du terrain (qui montre certains aspects et formes de la dynamique actuelle).

La télédétection s'est avérée un outil d'analyse très adapté pour le suivi des processus morphodynamiques qui intéressent notre secteur d'étude.

La diversité des données utilisées (photographies aériennes, satellitales, images satellitales optique et radar) nous a permis d'aborder les phénomènes morphogénétiques sous plusieurs angles, à plusieurs échelles, avec des résultats très probants et complémentaires.

Les premiers types de données que nous avons utilisés sont les photographies aériennes et satellitales. Elles nous ont permis de réaliser une étude multitemporelle qui couvre une cinquantaine d'années (de 1954 à 2003) avec une échelle relativement intéressante. Même si on peut déplorer une limitation spatiale dans leur extension (seule une petite portion de la vallée et l'extrémité méridionale des ensembles dunaires est couverte).

Les résultats obtenus mettent en relief divers aspects de la dégradation environnementale au niveau de la plaine alluviale du fleuve Sénégal et ses environs.

L'interprétation du contexte de chaque photographie permet de distinguer trois périodes caractéristiques de la dynamique des milieux.

Les photographies aériennes de 1954 (qui se situent dans la période dite humide) montrent une zone relativement bien stabilisée par une couverture végétale qui fixait les dunes et protégeait les berges de l'érosion (forêts-galeries).

Alors que celles de 1992 découvrent des ensembles dunaires dépourvus de végétation où l'on note l'existence de crêtes vives qui indiquent la remise en mouvement des dunes.

Tandis que les photographies de 2003 signalent une prolifération de ravins sur des berges dénudées qui ont reculé en moyenne d'une vingtaine de mètres depuis 1972.

Les mesures de surface effectuées suite au seuillage et à la digitalisation à partir de ces données soulignent une réduction drastique de la couverture végétale qui est à la base de l'accélération des phénomènes d'érosion (elle couvrait plus de 16% de la zone en 1954 et seulement 6% en 2003). La diminution de la végétation est liée à la sécheresse mais aussi à la pression anthropique. En même temps, on note une extension des dunes vives (20 ha en 1972 et 115 ha en 1992).

Précisons, à propos de l'évolution de la couverture végétale, que les résultats peuvent être légèrement différents, surtout lors de la dernière période, si l'on tient compte de la végétation dense ('forêts') qui a continué à diminuer ou si l'on considère la végétation dans son ensemble qui a augmenté entre 1992 et 2003. Cela est dû à une régénération à certains endroits (Niang *et al.*, 2008).

Les traitements appliqués aux images satellitales optiques ont mis en évidence les changements environnementaux qui ont affecté le secteur étudié et les caractéristiques morphologiques et morphodynamiques des systèmes dunaires.

Différentes méthodes ont été appliquées pour déceler les modifications intervenues entre les images de différentes dates et différents capteurs (Landsat MSS de 1973, TM de 1987, ETM + de 1999, SPOT 5 de 2002).

Nous avons exploité plusieurs méthodes de détection des changements : comparaison d'indices de végétation et de changements diachroniques, ainsi que des classifications.

Ces différentes méthodes montrent une dégradation généralisée des ensembles dunaires et une exacerbation de l'activité morphogénétique lors de la sécheresse. On note par une augmentation de la superficie occupée par la classe des dunes vives et des dunes remaniées, une quasi-disparition des dunes qui étaient fixées sur l'image de 1973.

Les indices de changements diachroniques identifient les zones représentant la plus grande partie des images, où on remarque une augmentation des réflectances qui symbolise une dégradation environnementale généralisée liée aux remaniements successifs des dunes ogoliennes.

Nos résultats ne signalent cependant pas d'augmentation sensible des indices de végétation dans le secteur étudié, comme l'ont constatée quelques auteurs dans certaines parties du Sahel (Anyamba & Tucker, 2005 ; Olsson *et al.*, 2005).

L'utilisation de l'imagerie satellitale radar a été également très efficace pour l'identification et la localisation des sables en mouvement. A partir des produits du traitement interférométrique RSO, nous avons pu observer les zones où le sable a bougé (perte de la cohérence) en 24 h et en 105 jours.

Les cohérences mesurées en 24 h sur les deux paires tandem ERS nous donnent des renseignements sur les zones de sables mobilisés lors des jours affectés par les lithométéores et des jours sans vent de sable.

L'évolution temporelle de la cohérence sur les longues périodes (105 jours) indique que la majeure partie de la zone d'étude est composée de sables vifs qui participent à l'édification des nouvelles formes dunaires et qui sont en général situés à proximité des installations humaines. Des auréoles de dénudations apparaissent quasi-systématiquement autour des villages.

Les données radar se révèlent très intéressantes pour le suivi de la dynamique de la surface des sols. L'exploitation des MNT dans le cadre de l'interférométrie différentielle (soustraction de MNT) pourrait servir à mesurer le volume de sable déplacé entre deux dates. Mais nous n'avons pas eu de données suffisantes et adéquates pour réaliser ces traitements.

Par ailleurs nous avons appliqué aux images satellitales différents filtres directionnels) pour extraire les principaux traits morphologiques des ensembles dunaires.

Nous avons pu ainsi discriminer les crêtes vives qui se forment sur les sommets des cordons dunaires comme des sifs orientés N-S (obliques par rapport aux dunes ogoliennes) et sur certaines parties des interdunes. Ces nouvelles formes dunaires témoignent de la dynamique éolienne récente qui se produit très probablement dans un régime de vent différent de celui qui a façonné les anciennes dunes. La morphologie de détail se distingue des formes générales.

Les résultats ont mis en exergue l'évolution spatiotemporelle des structures du modelé dunaire. Les alignements dunaires NE-SO présentent souvent des sinuosités et des flexures. Les filtres directionnels mettent en évidence des changements morphologiques et morphométriques importants dans les années 80. Ces résultats montrent que les formations dunaires ont subi des modifications importantes que l'on peut attribuer aux modifications des conditions morphodynamiques. La réactivation des dunes s'exprime par la multiplication et la migration des crêtes vives dont l'agencement transforme les cordons dunaires en dunes longitudinales complexes.

Ces traitements ainsi que la squelettisation caractérisent assez bien la structuration des alignements dunaires. Elle pourrait notamment être utilisée pour analyser la migration latérale des dunes longitudinales. Ce que nous n'avons pas pu faire compte tenu de la résolution de nos images.

L'étude sédimentologique complète l'analyse des formations dunaires. Nous avons examiné l'évolution dans le temps et dans l'espace du stock sédimentaire. Il existe une différence entre les versants d'une même dune suite à la variabilité des conditions de dépôts.

Nous avons aussi remarqué une compétence accrue du vent lors de la période récente comme le prouve l'augmentation de la taille moyenne des grains et une dynamique éolienne différente selon la morphologie et la nature du modelé dunaire.

La morphodynamique actuelle basée sur nos observations de terrain (à travers différentes photos) démontre que malgré une amélioration de la pluviométrie depuis le début des années 90, l'érosion mécanique demeure intense. Les nouvelles formes induites par l'érosion hydrique et éolienne soulignent que l'état de la désertification dans le secteur étudié est très préoccupant et nécessite des mesures de protection et de conservation des sols.

Dans la plaine alluviale, le ravinement prend des proportions alarmantes (du fait de la disparition de la végétation et du retour des précipitations plus importantes) et doit faire l'objet d'une attention particulière. Le reboisement ou la restauration des forêts alluviales permettrait à la fois de protéger les berges et de lutter contre le phénomène.

Au niveau de la dynamique fluviale, malgré l'érosion des berges, on n'observe pas des modifications importantes des méandres. Les nouvelles conditions hydrodynamiques favorisent l'enherbement des cours d'eau et l'augmentation des flux détritiques.

Nous avons observé également que les aires de dégradation se trouvaient à proximité des installations humaines, ce qui suppose que la participation des populations à la mise en œuvre des mesures de restauration des écosystèmes pourrait donner des résultats positifs.

Les changements dans la direction des vents efficaces que nous avons signalés dans le chapitre climatique se confirment au niveau des formations dunaires situées dans le sud du secteur étudié et doivent être pris en compte pour lutter contre les mouvements des dunes.

Enfin, les différents résultats obtenus lors de cette analyse multisource prouvent que l'érosion mécanique (hydrique et éolienne) reste toujours active malgré plus d'une décennie d'amélioration des conditions pluviométriques.

S'agissant des causes de la dégradation environnementale, on se rend compte que la variabilité climatique n'explique pas tout. Les effets de l'anthropisation ont certainement entraîné une accélération des dynamiques dominantes.

Références bibliographiques

- Akpo, L.E., Grouyis, M., Ba, A.T., 1995. L'arbre et l'herbe au Sahel : effet de l'arbre sur la composition chimique des pâturages naturels du Nord-Sénégal (Afrique de l'Ouest). *Revue Méd. Vét.*, 10: 663-670.
- Ali, A., 2004. Modélisation de l'invariance d'échelle des champs de pluie sahéliens. Application aux algorithmes d'estimation et aux études de variabilité climatique. *Thèse de doctorat, INPG (Gronoble)*: 132p.
- Ali, A., Amani, A., Lebel, T., 2004. Estimation des pluies au Sahel: Utilisation d'un modèle d'erreur pour évaluer réseaux sol et produits satellitaires. *Sécheresse*, 15(3): 271-278.
- Ali, A., Lebel, T., Amani, A., 2003. Invariance in the spatial structure of Sahelian rain fields at climatological scales. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6): 996-1011.
- Alpert, P., Kishcha, P., Shtivelman, A., Krichak, S.O., Joseph, J.H., 2004. Vertical distribution of Saharan dust based on 2.5-year model predictions. *Atmospheric Research*, 70: 109-130.
- Amoros, C. & Petts, G.E., 1993. Hydrosystèmes fluviaux. *Ed. Masson, Coll. D'écologie*: 300p.
- Ananiadis, G., Vakalas, I., Kontopoulos, N., Zelilidis, A., 2004. Hydraulic and statistical grain-size parameters of pindos turbidite deposits. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol. XXXVI: 689-698.
- Andersen, G.L., 2006. How to detect desert trees using CORONA images : Discovering historical ecological data. *Journal of Arid Environments*, 65: 491-511.
- Andreotti, B., Claudin, P., Douady, S., 2002. Selection of dune shapes and velocities - Part 1: Dynamics of sand, wind and barchans. *European Physical Journal B*, 28(3): 321-339.
- Anglade, I., 1982. Etude comparée par traitement d'images de quelques paramètres influençant le comportement hydrique des sols nus. *Photo-interprétation* 3 (5-6): 16.
- Anonyme., 1983. Conservation des sols et des eaux au sud du Sahara. Rapport de synthèse. *Ecole Inter-Etats d'ingénieurs de l'équipement rural de Ouagadougou (Haute Volta)*: 22p.
- Anuforum, A.C., 2007. Spatial distribution and temporal variability of Harmattan dust haze in sub-Sahel West Africa. *Atmospheric Environment*, 41: 9079-9090.
- Anyamba, A. & Tucker, C.J., 2005. Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981-2003. *Journal of Arid Environments*, 63(3): 596-614.
- Anys, H., Bonn, F., Merzouk, A., 1993. Cartographie et calcul de l'érosion hydrique à l'aide de la télédétection et d'un SIG, cas du bassin versant d'oued Aricha (Settat, Maroc). *Ed. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec*: 141-150.
- Ardoin-Bardin, S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. *Thèse de doctorat, Univ. Montpellier II*: 437p.
- Arimoto, R., 2001. Eolian dust and climate: relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3): 29-42.
- Assani, A.A., Petit, F., Mabille, G., 1999. Analyse des débits de la Warche aux barrages de Butchenbach et de Roberville (Ardenne belge). *Bull. soc. géogr. Liège*, 36: 17-30.
- Attisto, K., 2002. Systèmes météorologiques : Afrique tropicale OMM, *Regional Training seminar for RA I and RA VI, Amman, Jordanie, 9 to 30 May, 2002*: 11p.
- Audibert, M., 1967. Etude hydro-agricole du bassin du fleuve Sénégal (hypothèse de travail pour l'étude du quaternaire du delta du Sénégal). *Communication au VI^e congrès panafricain de Préhistoire et d'étude du Quaternaire*.
- Audibert, M., 1970. Etude hydro-agricole du bassin du fleuve Sénégal . Rapport de mission, Saint Louis, FAO PNUD.
- AUPELF-UREF., 1993. Télédétection appliquée à la cartographie thématique et topographique. *Presses Universitaires de l'Université du Québec*: 366p.

- Ba, M., Mbaye, M., Ndao, S., Wade, A., Ndiaye, L., 2000. Région de Diourbel : cartographie des changements d'occupation-utilisation du sol dans la zone agricole du Sénégal occidental. *Drylands Research Working, Paper 21*: 54p.
- Bader, J.C., 1992. Consignes de gestion du barrage à vocation multiple de Manantali. *Hydrologie continentale*, 7(1): 3-12.
- Bader, J.C., 1997. Le soutien de crue mobile dans le Fleuve Sénégal, à partir du barrage de Manantali. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 42(6): 815-831.
- Bader, J.C., Lamagat, J.P., Guiguen, N., 2003. Gestion du barrage de Manantali sur le fleuve Sénégal ; analyse quantitative d'un conflit d'objectifs. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 48(4): 525-538.
- Bader, J.C., Piedelievre, J.P., Lamagat, J.P., 2006. Prévision saisonnière du volume de crue du Fleuve Sénégal : utilisation des résultats du modèle ARPEGE Climat. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 51(3): 406-417.
- Bagnold, R., 1953. Formes des dunes de sable et régime des vents. *Coll. Internat. CNRS XXXV*: 23-32.
- Bagnold, R.A., 1965. The Physics of blown sand and desert dunes. *Ed. Methuen & Co, London, 1965*: 265.
- Balas, N., Nicholson, S.E., Klotter, D., 2007. The relationship of rainfall variability in West Central Africa to sea-surface temperature fluctuations. *Int. J. Climatol.*, 27: 1335-1349.
- Balme, M., Vischel, T., Lebel, T., Peugeot, C., Galle, S., 2006. Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 1: Rainfall variability analysis. *Journal of Hydrology*, 331: 336-348.
- Bannari, A., El-Harti, A., Haboudane, D., Bachaoui, M., El-Ghmari, A., 2007. Intégration des variables spectrales et géomorphométriques dans un SIG pour la cartographie des aires exposées à l'érosion. *Télétection*, 7(1-2-3-4): 327-342.
- Barbey, C., 1989. Etude chronologique de la sédimentation éolienne dans le Sud ouest de la Mauritanie et dans le Nord du Sénégal. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 5(1): 21-24.
- Barbiero, L., 1999. Comment prévoir la répartition des sels dans la moyenne vallée du Sénégal. *Séminaire de synthèse .Pôle de Recherches sur le Systèmes Irrigués Soudano-Sahéliens (PSI) 30 nov-3 dec, 1999, Dakar*: 18p.
- Barbiero, L., Boivin, P., Hammecker, C., 1998. Aeolian origin of some saline soil stripes in the Senegal middle valley. Morphological and geochemical considerations. in : *AISS, Association Internationale de la Science du Sol, ORSTOM Montpellier, FRA (ed.)*: 8p.
- Barbiero, L. & Laperrousaz, C., 1999. Cartographie de la salinité dans la vallée du Sénégal. Succès d'une démarche ascendante. *PANGEA*, 31/32: 5-7.
- Baret, F., Clevers, J.G.P.W., Steven, M.D., 1995. The Robustness of Canopy Gap Fraction Estimates from Red and Near-Infrared Reflectances: A Comparison of Approaches *Remote Sensing of Environment*, 54: 141-151.
- Baret, F. & Guyot, G., 1991. Potentials and Limits of Vegetation Indices for LAI and APAR Assessment. *Remote Sensing of Environment*, 35: 161-173.
- Barthes, B. & Roose, E., 2001. La stabilité de l'agrégation, un indicateur de la sensibilité des sols au ruissellement et à l'érosion : validation à plusieurs échelles. *Cahiers Agricultures*, 10 185-193.
- Barusseau, J.-P., 1988. Relation entre les événements paléoclimatiques et paléo-océaniques de la marge Sénégal-mauritanienne pendant le Quaternaire supérieur. *Géodynamique*, 1 (1): 72.
- Barusseau, J.P., Ba, M., Descamps, C., Diop, E.S., Diouf, B., Kane, A., Saos, J.L., Soumare, A., 1998. Morphological and sedimentological changes in the Senegal River estuary after the construction of the Diama dam. *Journal of African Earth Sciences*, 26(2): 317-326.
- Bayoko, A. & Fongang, S., 1990. Analyse d'une situation de poussière en zone côtière Sénégal-mauritanienne. *Publications de l'A.I.C.*, 3 103-113.
- Bayoko, A., Konate, S., Traore, F., Fongang, S., 1995. Détection des nuages de poussières sur les images satellitaires Météosat et leur utilisation comme traceur pour l'identification des zones de déflation des sols par érosion éolienne. *Actes du Symposium international AISS, Ouagadougou Burkina Faso, fev. 1995*: 557-566.
- Beaudet, G., Michel, P., Nahon, D., Oliva, P., Riser, J., Ruellan, A., 1976. Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidental. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 18 :157-173.

- Belghith, A., 2003. Les indicateurs radiométriques pour l'étude de la dynamique des écosystèmes arides (région de Zougrata, Sud-Est tunisien). *Sécheresse*, 14 (4): 267-274.
- Bellouin, N., 2003. Estimation de l'effet direct des aérosols à partir de la modélisation et de la télédétection passive. *Thèse de doctorat, Univ. Lille I*: 186p.
- Benalla, M., Alem, E.M., Rognon, P., Desjardins, R., Hilali, A., Khardi, A., 2003. Les dunes du Tafilalet (Maroc) : dynamique éolienne et ensablement des palmeraies. *Sécheresse* 14(2): 73-83.
- Benbrahim, K.F., Ismaili, M.B., S.F., Tribak, A., 2004. Problèmes de dégradation de l'environnement par la désertification et la déforestation ; impact du phénomène au Maroc. *Sécheresse*, 15 (4): 307-320.
- Benmohammadi, A., Benmohammadi, L., Balais, J.L., Riser, J., 2000. Analyse des inter-relations anthropiques et naturelles : leur impact sur la recrudescence des phénomènes d'ensablement et de désertification au sud-est du Maroc (vallée du Drâa et vallée Ziz). *Sécheresse*, 11(4): 297-308.
- Bergeron, M., 2000. Caractérisation du recouvrement végétal et des pratiques agricoles à l'aide d'une image TM de Landsat au nord du Viêt Nam. *Mémoire de Maître ès sciences en géographie, Univ. Sherbrooke*: 44p + annexes.
- Bernus, E., 1984. Les causes de la désertification : les thèses en présence. *Bulletin de la société Languedoc. de géogr.*, 3-4: 179-185.
- Bethemont, J., 1995. Sécheresse et fleuves allogènes : espoirs et réalités. *Revue de géographie de Lyon*, 70(3-4): 275-278.
- Bielders, C.L., Rajot, J.-L., Michels, K., 2004. L'érosion éolienne dans le Sahel nigérien: influence des pratiques culturales actuelles et méthodes de lutte. *Sécheresse*, 15(1): 19-32.
- Blott, S.J. & Pye, K., 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11): 1237-1248.
- Blumberg, D.G., 2006. Analysis of large aeolian (wind-blown) bedforms using the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation data. *Remote Sensing of Environment*, 100: 179-189.
- Bodart, C., 2004. Etude de l'ensablement dans la région de Gouré (sud-est du Niger) : processus et apport de la télédétection *Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Univ. Liège*: 149p + annexes.
- Bodart, C., 2007. Apport de l'interférométrie radar dans l'étude des mouvements de sable (sud-est du Niger). *Rapport de DEA, Université de Liège*: 44p.
- Boivin, P., Favre, F., Maeght, J.-L., 1998. Les sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : caractéristiques et évolution sous l'irrigation. *Etude et Gestion des Sols*, 5(4): 235-246.
- Bonnefille, R., 1986. Modifications des végétations intertropicales et changements climatiques. *INQUA, Dakar symposium. « changements globaux en Afrique »*: 49-51.
- Bonnet, A., Fabre, A., Evin, J., 1987. Chronologie radiométrique de dépôts holocènes sahariens. *Documents du C.E.R.L.A.T., Mémoire*, n° 1: 261-272.
- Boudet, G. & Ould Cheik, A.W., 1986. Recherches sur les pâturages et leur conservation en Mauritanie. *Cahiers de géographie de Rouen* n° spécial études sahéliennes: 79-87.
- Bourke, M.C., 2006. A new model for linear dune formation : merged barchan convoys on mars. *Lunar and Planetary Science*, XXXVII.
- Bouziri, S., 1999. Méthodes de détection des changements en télédétection spatiale. Exemple d'application au suivi de la désertification en Afrique du Nord. *Mémoire d'Ingénieur, EGEO, Clermont-Ferrand*: 90p.
- Bravard, J.-P. & Petit, F., 1997. Les cours d'eau : dynamique du système fluvial. *Collection U, Armand Colin, Paris*: 222p.
- BRGM., 1967. Carte géologique de la Mauritanie au 1: 1 000 000.
- Bristow, C.S., Bailey, S.D., Lancaster, N., 2000. The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, 406: 56-59.
- Bristow, C.S., Lancaster, N., Duller, G.A.T., 2005. Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia. *Journal of the Geological Society*, 162: 315-321.
- Brooks, N., 1999. Dust-climate interactions in the Sahel-Sahara zone of northern Africa, with particular reference to last twentieth Sahelian drought. *PhD thesis, University of Anglia, U.K.*: 325p +annexes.
- Brooks, N., 2004a. Drought in the African Sahel : long-term perspectives and future prospects. *Tyndall centre for Climate Research, Working paper*, n° 61: 31p.
- Brooks, N., 2004b. Environmental change and land-atmosphere interactions in northern Africa : the role of Saharian dust. *Atlas conference: "Rapid and catastrophic environmental change in the Holocene and human response, January, 2004, Atar, Mauritania*, <http://atlas-conferences.com/c/a/m/u/21.htm>

- (dernier accès : 04/09/06).
- Brooks, N. & Legrand, M., 2000. Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel. In McLaren, S.J. & Kniverton, D. (eds) 'Linking Land Surface Change to Climate Change, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers: 1-25.
- Brun, J., 2004. Etude du potentiel des indices de végétation de l'imagerie MODIS pour l'observation de l'évolution intra- et inter-annuelle de la couverture du sol. Application à la région genevoise (zone urbaine et périurbaine). *Certificat de spécialisation en géomatique, Univ. Genève*: 24p + annexes.
- Bullard, J.E., Thomas, D.S.G., Livingstone, I., Wiggs, G.F.S., 1995. Analysis of linear sand dune morphological variability, southwestem Kalahari Desert. *Geomorphology*, 11: 189-203.
- Buseck, P.R. & Posfai, M., 1999. Airborne minerals and related aerosol particles: Effects on climate and the environment. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 96(7): 3372-3379.
- Cailleux, A., 1942. Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. Fr*, XXI(1-2): 176p.
- Callot, Y., Marticorena, B., Bergametti, G., 2000. Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: application to the Sahara desert. *Geodinamica Acta*, 13(5): 245-270.
- Callot, Y., Mering, C., Simonin, A., 1993. Quantification et cartographie par télédétection des aires dunaires sur les images SPOT panchromatique à partir des méthodes de la morphologie mathématique. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n° 53: 221-232.
- Caloz, R., 1992. Télédétection satellitaire. *Notes de cours Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Département Génie Rurale*: 136 p.
- Capot-Rey, R., 1970. Remarques sur les ergs du Trarza. *Annales de géographie*, 18 (1): 2-19.
- Carité, D., 1989. Géologie en Mauritanie. *Edisud, France*: 284p.
- Caruba, R. & Dars, R., 1991. Géologie de la Mauritanie. *CRDP Nice., R.I.M, Institut Supérieur Scientifique de Nouakchott, Univ. Nice-Sophia Antipolis*: 321p.
- Casenave, A., 1991. Spécificité des processus du ruissellement en zone sahélienne. Influence des états de surface. Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. *Ed. AUPELF-UREF, Paris*: 77-86.
- Cayrol, P., 2000. Assimilation de données satellitaires dans un modèle de croissance de la végétation et de bilan d'énergie. Application a des zones semi-arides. *Thèse de doctorat Institut National Polytechnique de Toulouse*: 194p + annexes.
- Chamard, P.C. & Courel, M.F., 1988. Les vents et leur efficacité morphologique dans la région de Nouadhibou (Mauritanie). *Publications de l'A.I.C*, vol.1: 123-130.
- Chamard, P.C. & Courel, M.F., 1999. La forêt sahélienne menacée. *Cahiers sécheresse*, 10(1) : 11-18.
- Chamard, P.C., Courel, M.F., Ducoussou, M., Guénégo, M.-C., Le Rhun, J., Lévassour, J.-E., Loisel, C., Togola, M., 1993. Utilisation des bandes spectrales du vert et du rouge pour une meilleure évaluation des formations végétales actives. *Télédétection et cartographie. Ed. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec*: 203-209.
- Chaperon, P., 1973. Quatre années de sécheresse dans le sahel. Données pluviométriques et hydrologiques en Mauritanie et au Sénégal. Extension géographique et perspectives. In : *la désertification au sud du Sahara. Colloque de Nouakchott, 17-19 dec. 1973*: 6p.
- Chavez, P.S., Jr., 1996. Image-Based Atmospheric Corrections-Revisited and Improved. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 55: 1285-1294.
- Chavez, P.S., Mackinnon, D.J., Reynolds, R.L., Velasco, M.G., 2002. Monitoring dust storms and mapping landscape vulnerability to wind erosion using satellite and ground-based digital images. *Arid Lands Newsletter*, 51. <http://cals.arizona.edu/OALS/ALN/aln51/chavez.html> (dernier accès : 04/09/06).
- Cherr, S.J. & Yadav, S., 1997. Dégradation des sols dans le monde en développement : Questions et options décisionnelles pour 2020. *Pub. International Food Policy Research Institute. Récapitulatif 2020*, n°44. (<http://www.ifpri.org/french/2020/briefs/br44fr.htm> (dernier accès : 04/09/06)).
- Chiapello, I., Bergametti, G., Gomes, L., Chatenet, B., Dulac, F., Pimenta, J., Soares, E.S., 1995. An Additional Low Layer Transport of Sahelian and Saharan Dust over the North-Eastern Tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 22(23): 3191-3194.
- Chiapello, I., Moulin, C., Prospero, J.M., 2005. Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale

- Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110(D18).
- CILSS, 2007. Investir dans la lutte contre la désertification dans les zones arides. 22^{ème} journée du CILSS (12 septembre 2007), Secrétariat exécutif.
- Clark, I., Konaré, A., Bertrand, J.J., 1997. Caractérisation des zones potentielles de déflation dans onze stations en Afrique au sud du Sahara. *Sécheresse*, 8 (4) : 227-239.
- Colleuille, H., 1993. Approches physique et morphologique de la dynamique structurale des sols. Application à l'étude de deux séquences pédologiques tropicales. *Thèse de doctorat, Université Paris VI*: 354p.
- Collinet, J., 1988. Erosion hydrique en Afrique de l'ouest. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol*, XXIV(3): 235-254.
- Cornet, Y., 1999. Imagerie et télédétection RADAR. *Notes de cours, Institut de géographie, Univ. de Liège*: 72p.
- Cornet, Y., 2000. Extraction des caractéristiques du réseau hydrographique à partir de MNT. *Notes de cours, Géomatique appliquée, Université de Liège*: pp.22-29.
- Cornet, Y., Binard, M., Donnay, J.P., 2004. Intérêt de la fusion d'images à haute résolution spatiale pour la classification de l'occupation du sol en milieu urbain. *Géomatique*, 14: 417-439.
- Cornet, Y., Schencke, C., Béthume, S., Binard, M., Muller, F., 2003. Stratégies de fusion d'images P/ XS basées sur les principes colorimétriques et l'égalisation de statistiques locales. *Bull.SFPT*, 169: 35-45.
- Coude-Gaussen, G., 1991. Les poussières sahariennes. Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. *AUPELF, éd..John Libbey Eurotext, Paris*, 475p.
- Courel, M.F., 1986. Variations récentes de l'albédo de surface dans les régions sahéliennes et critique du mécanisme biogéographique de Charney. *INQUA, Dakar symposium. « changements globaux en Afrique »*: 87-90.
- Courel, M.F. & Chamard, P.C., 1988. Apparition de nouvelles formes dunaires dans l'Azawad et le Gourma septentrional (Mali). *Actes des Journées de Climatologie, Mont-Rigi, 5-7 nov 1987. Ercicum, M. Ed. Presses Universitaires de Liège*: 7-28.
- Courel, M.F., Rudant, J.P., Chamard, P.C., 1999. Spot et radar, deux outils complémentaires d'analyse en milieux arides : l'exemple de Nouakchott (Mauritanie). *Publications de l'Assoc. Inter. Clim*, 12 228-236.
- Cyr, L., Bonn, F., Pesant, A., 1995. Vegetation indices derived from remote sensing for an estimation of soil protection against water erosion. *Ecological Modelling*, 79: 277-285.
- Daget, P. & Djellouli, Y., 2002. Une approche écoclimatique des potentialités pastorales en régions sahéliennes. *Sécheresse*, 13(2): 73-79.
- Dai, A.G., Lamb, P.J., Trenberth, K.E., Hulme, M., Jones, P.D., Xie, P.P., 2004. The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, 24(11): 1323-1331.
- Damnati, B., 2000. Holocene lake records in the Northern Hemisphere of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 31(2): 253-262.
- Dauchot, O., Lechenault, F., Gasquet, C., Daviaud, F., 2001. « Barchan » Dunes in the Lab. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.329, Série II B: 1-10.
- Daveau, S., 1970. L'évolution quaternaire au Sud ouest du Sahara (Mauritanie). *Annales de Géographie*, 18(1): 20-38.
- Deckers, J., Raes, D., Ceuppens, J., De Wachter, I., Merckx, R., Diallo, A., 1996. Evolution de l'acidité dans les sols du delta du fleuve Sénégal sous influence anthropogène. *Etude et Gestion des Sols*, 3(3) : 151-166.
- Degoulet, A., 1984. Etude des précipitations journalières de fréquence rare au Mali, en Mauritanie et au Sénégal. *Comité inter-africain d'études hydrauliques (CIEH), série hydrologie*: 129p.
- Delaite, B. & Pastor, M., 1997. Manuel des techniques de Conservation des Eaux et des Sols au Sahel (CES). *RECONS, CILSS*: 345p.
- Demangeot, J., 1999. Tropicalité : Géographie physique intertropicale. *Éd. Armand Colin, Paris*: 340p.
- Demoulin, D., Descamps, C., Hebrard, L., Michel, P., Vieillefon, J., 1969. Bilan des recherches sur le Quaternaire du Sénégal et de la Mauritanie (1968-1969). *Bull. Ass. sénég. Et. Quatern. Ouest afr., Dakar*, n° 22: 91-100.
- Derauw, D., 1999. Phasimétrie par Radar à Synthèse d'Ouverture; théorie et applications. *Thèse de doctorat en Sciences physiques, Univ. de Liège*: 126p.

- Desrosiers, M., 1999. Identification et cartographie des zones de reboisement à l'aide des données TM de Landsat et ROS de RADARSAT dans la vallée centrale de Cochabamba, Bolivie. *Mémoire de Maître ès sciences en géographie, Univ. Sherbrooke*: 60p.
- Devineau, J.L. & Zombre, P.N., 1996. Utilisation de l'indice de rougeur de Madeira pour la reconnaissance des sols de la région de Bondoukuy (ouest burkinabé) à partir d'images satellites SPOT. *ORSTOM, Colloques et Séminaires, Paris (FRA), 1996*: 21-134.
- Dhonneur, G., 1985. L'équateur météorologique : une structure planétaire. In *Climatologie tropicale et établissements humains, 25ème Cong. Int. Géog. Symposium n° 23, Dijon*: 27-40.
- Dia, A.M., 2000. Ecoulements et inondations dans l'estuaire du fleuve Sénégal : le cas de la ville côtière de Saint-Louis. *DEA de géographie, chaire UNESCO, Université de Dakar*: 65p.
- Diagana, B., 2000. État des connaissances des aquifères des grands bassins sédimentaires au sud du Sahara : approche stratégique. *Actes séminaire international sur la lutte contre la désertification, NDjamena, Tchad, 30 oct-4 nov. 2000*
- Diagne, M., 1995. L'enherbement des rizières irriguées de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : situation actuelle et perspectives de recherche. *ORSTOM, Paris (FRA), 1995, Colloques et Séminaires - Nianga, Laboratoire de la Culture Irriguée*: 89-204.
- Diagne, P.S., 1974. Le Delta du fleuve Sénégal (problèmes de développement). *Doctorat de 3ème cycle en économie régionale et aménagement du territoire, Université Paris I*: 201p.
- Diene, R.S., 1998. Riziculture et dégradation des sols en vallée du fleuve Sénégal : analyse comparée des fonctionnements hydro-salins des sols du delta et de la moyenne vallée en simple et double culture. *hèse de Docteur Ingénieur en géologie appliquée, F.S.T, Université de Dakar*: 176p.
- Dieng, B. & Diatta, M., 1998. Impact des barrages de Diama et Manantali sur la recharge des nappes de la vallée du fleuve Sénégal. *Communication à la conférence internationale 'Eau et Développement Durable', Paris, 19-20-21 mars 1998*.
- Dion, E., 2006. Etude diachronique de la dynamique des sables et de l'impact d'un projet de lutte contre l'ensablement (projet « Ceinture Verte ») à Nouakchott Mauritanie) grâce aux apports de la télédétection. *Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Univ. Liège*: 157p + annexes.
- Dione, O., 1995. Déficit pluviométrique et variation de l'écoulement dans le Sahel occidental. *Revue de géographie de Lyon, 70(3-4)*: 199-203.
- Dione, O., 1997. Evolution climatique récente et dynamique fluviale dans les hauts bassins des fleuves Sénégal et Gambie. *Thèse et documents microfichés n° 163, Ed. ORSTOM, Paris*: 427p.
- Diop, E.S. & Sall, M., 1986. Estuaires et mangroves en Afrique de l'ouest : évolution et changements - du Quaternaire à l'actuel -. *INQUA / 1986, Dakar symposium. « changements globaux en Afrique »*: 109-114.
- Diop, S., 1990. La côte ouest-africaine . Du Saloum (Sénégal) à la Méllacorée (Rep. de Guinée). *Ed. ORSTOM, coll. Etudes et Thèses*: 381p.
- Diouf, M., Nonguierma, A., Amani, A., Royer, A., Some, B., 2000. Lutte contre la sécheresse au Sahel : résultats, acquis et perspectives au Centre régional AGRHYMET. *Sécheresse, 11(4)*: 257-266.
- Dobigeon, B., 1987. Sur une question controversée, la périodicité des sécheresses sahéliennes (étude de la pluviométrie à Gao-Mali). *Cahiers géographiques de Rouen, 28*: 5-15.
- Donnay, J.P., 1998. Traitement d'images numériques en télédétection. (Corrections géométriques, classifications). *Notes de cours, Univ. de Liège*: 71-83.
- Dubief, J., 1952. Le vent et le déplacement du sable au Sahara. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes, 8*: 123-162.
- Dubois, J., 1967. Quelques observations utilisables pour la chronologie du Quaternaire au Sénégal et en Mauritanie. *Congrès Panafricain de Préhistoire, Dakar, 1967*.
- Dumay, F., Mainguet, M., Georges, J.C., Fall, O., Guang, H., Lémine, O.H., Lehib, S.A., 2002. End of the Global Wind Action System Saharo-Sahelian in Western Africa. *12th ISCO Conference, Beijing 2002*.
- Durand, D., 2000. Les spatio-cartes, Méthodes et exemples de réalisation. <http://ceos.cnes.fr:8100/cdrom-00b2/ceos1/science/gdta/fr/a1fr/7.htm>(dernier accès : le 26/03/07).
- Duvail, S., Mietton, M., Gourbeville, P., 2001. Gestion de l'eau et interactions société-nature. Le cas du delta du Sénégal en rive mauritanienne. *Nature, Sciences, Sociétés, 9 (2)*: 5-16.
- Elklundh, L. & Sjöström, M., 2005. Analysing vegetation change in the Sahel using sensor data from Landsat

- and NOAA. *Publi. Sté Internatl. Photogrammetrie et Téléd.*, papier 669, www.isprs.org/publications/related/ISRSE/html/papers/669.pdf (dernier accès : 04/09/06).
- Elouard, P., 1962. Etude géologique et Hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. *Mémoires du B.R.G.M.*, 7 :272p.
- Enriquez-Sarano, F., 2000. Les habitants du Sahel face à la déforestation. Activités quotidiennes et lutte des femmes. *Courrier de l'environnement de l'INRA*, 41: 91-96.
- Epiphanio, J.C.N. & Huete, A.R., 1995. Dependence of NDVI and SAVI on Sun/Sensor Geometry and Its Effect on fAPAR Relationships in Alfalfa. *Remote Sensing of Environment*, 51: 351-360.
- Erpicum, M., Binard, M., Peters, J.P., J., A., 1988. Une méthode d'analyse des caractéristiques de la saison des pluies en région sahélienne (exemples pris au Sénégal). *Actes des Journées de Climatologie, 5-7 nov 1987. Erpicum, M. Ed. Presses Universitaires de Liège*: 43-56.
- Escadafal, R., 1990. Les propriétés spectrales des sols. *ORSTOM, Colloques et séminaires, Paris*: 9-42.
- Escadafal, R., Albinet, F., Simonneaux, V., 2005. Arid Land cover change trend analysis with series of satellite images for desertification monitoring in Northern Africa. *31st. Int. Sympo. On Remote Sensing Environment, 20-24 juin, Saint-Petersbourg, Russia*.
- Escadafal, R. & Huete, A., 1991. Etude des propriétés spectrales des sols arides appliquée à l'amélioration des indices de végétations obtenus par télédétection. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T.321, série II: 385-1391.
- Escadafal, R., Mehl, W., Bernard, S., Bacha, S., 1997. Potentialités de l'instrument VEGETATION pour le suivi de la désertification:simulation de la détection des mouvements de sable en Afrique du Nord. *In 'Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing', Guyot et Phulpin (eds.)*, Balkema, Rotterdam: pp. 719-725.
- Escadafal, R. & Pouget, M., 1989. Comparaison des données Landsat MSS et TM pour la cartographie des formations superficielles en zone aride (Tunisie méridionale). *in : Guyenne, T.D. (ed.); Calabresi, G. (ed.) - European coordinated effort for monitoring the earth's environment : a pilot project campaign on Landsat Thematic Mapper applications (1985-87)*: 301-307.
- Evora, N.D., 1997. Modélisation stochastique des débits journaliers: une nouvelle approche adaptée aux écoulements sahéliens. *Thèse de doctorat Université de Montréal. Canada*: 180p.
- Fall, M., 1986. Environnements sédimentaires quaternaires et actuels des tourbières des niayes de la grande côte du Sénégal. *Thèse de doctorat 3^{ème} cycle en Géologie, Université de Dakar*: 130p.
- Fall, R.D., 1996. L'érosion par les vents au nord et au centre du Sénégal. *Bull. Réseau Erosion*, 16 :293-309.
- Faure, H., 1972. Travaux sur l'Afrique de l'ouest (octobre 1969-octobre 1970). *Recherches géologiques en Afrique*, 1: 11-13.
- Faure, H., Barbey, C., Barousseau, J.-P., Diop, E.S., Giresse, P., Hebrard, L., Lézine, A.M., Monteillet, J., Paradis, G., Saos, J.L., Sall, M., C., M., 1983. Evolution du milieu sur les marges du littoral africain au Quaternaire supérieur. *Extrait Contribution aux activités des commissions de l'INQUA*, 3, 7,9,11.
- Faure, H., Leprun, J.-C., Nahon, D., 1973. Activités de -l'Association Sénégalaise pour l'Etude du Quaternaire de l'Ouest Africain (A.S.E.Q.U.A.). *Bulletin de Liaison - ASEQUA (SEN)*, 1973, No 39: p. 27-35.
- Favreau, G., 2002. Le déboisement : origine d'une hausse durable de la recharge et des nitrates en aquifère libre semi-aride (Sahel, Niger). *PANGEA*, n° 37/38, juin/décembre 2002: 25-34.
- Fedoroff, N. & Courty, M.A., 1989. Indicateurs pédologiques d'aridification : exemples du Sahara. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 5(1): 43-53.
- Fitzsimmons, K.E., 2007. Morphological variability in the linear dunefields of the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.004.
- Folk, R.L. & Ward, W.C., 1957. Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 (1): 3-26.
- Foody, G.M., 2003. Geographical weighting as a further refinement to regression modelling: an example focused on the NDVI-rainfall relationship. *Remote Sensing of Environment*, 88: 283-293.
- Fotsing, E. & Padovani, A.L., 1999. Contribution de la morphologie mathématique à la cartographie de l'occupation du sol à partir d'images SPOT (région de l'Extrême Nord Cameroun). *Rapport de stage doctoral en télédétection, Réseau télédétection, A.U.F.*: 90p.
- Fournier, F., 1960. Climat et érosion. Relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. *PUF*: 201p.
- Fournier, F., 1977. Estimation des paramètres de l'érosion et des quantités de sédiments dans les bassins

- fluviaux ou les données sont insuffisantes- Relation entre l'érosion et les quantités de sédiments et leurs facteurs climatiques et les caractéristiques du bassin versant et du lit lui-même. *Bull. des Sciences hydrologiques*, XXII(4) : 521-525.
- Friedman, G.M., 1961. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(4): 514-529.
- Friedman, G.M., 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(2): 327-354.
- Gac, J.Y., 1989. Aérosols-vents de sable. *Atelier-Normalisation-Environnement, 20-23 mars 1989. ORSTOM Dakar*: 8p.
- Gac, J.Y., Carn, M., Cogels, X., Coly, A., Niang, A., Orange, D., 1994. Reconnaissance chimique des eaux de pluies et importance des dépôts de lithométéores au Sénégal, au cours de la période 1984 -1994. *Séminaire IGAC (débits/Afrique) INSET, Yamoussoukro, Côte d'Ivoire déc. 1994*: 21p.
- Gac, J.Y., Carn, M., Diallo, M.I., Orange, D., 1991. Le point sur les observations quotidiennes de brumes sèches au Sénégal de 1984 à 1991. *ORSTOM, Dakar*: 23p.
- Gac, J.Y., Carn, M., Saos, J.L., 1986. L'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal. I. Période 1903-1980. *Rev. Hydrobiol. trop*, 19 (1): 3-17.
- Gac, J.Y. & Faure, H., 1987. Le « vrai » retour à l'humide au Sahel est-il pour demain ? *Comptes Rendus De L'Académie des Sciences, Série II*, 305(9): 777-781.
- Gaye, A., Viltard, A., De Felice, P., 2005. Lignes de grains et pluies en Afrique de l'Ouest : part des lignes de grains à la pluie totale des étés 1986 et 1987. *Sécheresse* 16(4): 269-273.
- Giannico, C., 2007. Remote sensing of vegetation in the calabrian region. *Acta Astronautica*, 60: 119-131.
- Giraudi, C., 2005. Eolian sand in peridesert northwestern Libya and implications for Late Pleistocene and Holocene Sahara expansions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218: 161-173.
- Giresse, P., Barusseau, J.P., Causse, C., Diouf, B., 2000. Successions of sea-level changes during the Pleistocene in Mauritania and Senegal distinguished by sedimentary facies study and U/Th dating. *Marine Geology*, 170(1-2): 123-139.
- Gobert, D., Ozer, A., Cornet, Y., 1996. Etude diachronique de 1948 à 1990 de l'évolution du littoral des plages de Nonza et d'Albo (Cap Corse) par traitement analogique de photographies aériennes. *Photo-interprétation*, 1996/1: 49-57.
- Godard, V., 1992 Évaluation des surfaces naturelles par télédétection et enquête de terrain en Mauritanie. *STATECO*, 71: 27-58.
- Gondolo, A., 1988. Evolution de la structure des précipitations au Mali. *Cahiers géographiques de Rouen*, 30: 5-20.
- Gonzalez, P., 2001. Desertification and a shift of forest species in the West African Sahel. *Climate Research*, 17(2): 217-228.
- Goudie, A.S. & Middleton, N.J., 2001. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 56(1-4): 179-204.
- Goula, A., Savane, I., Konan, B., Fadika, V., Kouadio, G.B., 2005. Etude comparative de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau des bassins du N'zo et du N'zi en Côte d'Ivoire. *Sciences & Nature*, 2(1): 19-34.
- Gregoire, R., 1990. L'expérience communautaire en matière d'utilisation de la télédétection dans la lutte contre la sécheresse et la désertification en Afrique de l'Ouest. *Télédétection et sécheresse, Ed. AUPELF-UREF, Paris 1990*: 95-109.
- Griffin, D., Kellog, C., Garrison, V., Shinn, E., 2003. La mondialisation des poussières. *Pour la Science*, 309 78-85.
- Grojean, R., 1991. Lutte contre l'ensablement en Mauritanie. *Ed. Bureau des Nations Unies pour la région soudano-sahélienne*: 36p.
- Gu, G., Adler, R.F., Huffman, G.J., Curtis, S., 2007. Tropical Rainfall Variability on Interannual-to-Interdecadal and Longer Time Scales Derived from the GPCP Monthly Product *Journal of Climate*, 20(15): 4033-4046.
- Gueye, M., Ozer, A., Sall, M.M., 1999. Sécheresses, ajustements paysannes et crise de l'environnement dans le département de Bignona (Sénégal méridional). *Geo-Eco-Trop*, 23 63-89.
- Gullu, G., Dogan, G., Tuncel, G., 2005. Source regions of dust transported to the Eastern Mediterranean. *Proc. Of the 3rd Intern. Symposium on Air Quality Management at urban, Regional and Global*

- scales, 26-30sep 2005. Istanbul, Turkey.
- Haidu, I., 2006. Comparaison entre test statistiques concernant le changement climatique global. *Publications de l'AIC*, 20: 282-287.
- Hallot, E., 2004. Recherches méthodologiques en vue d'une typologie de cours d'eau. *Mémoire de D.E.A. en Sciences, Université de Liège*: 61p + annexes.
- Hammecker, C. & Maeght, J.L., 1997. Dégradation des sols dans la vallée du fleuve Sénégal. *Rapport d'activités, Pôle de recherche sur les systèmes arides en Afrique soudano-sahélienne. ORSTOM Dakar, oct. 1997*: 14p.
- Handschumacher, P., Hervé, J.-P., Hebrard, G., 1992. Des aménagements hydro-agricoles dans la vallée du fleuve Sénégal ou le risque de maladies hydriques en milieu sahélien. *Sécheresse*, 3(4): 219-226.
- Harari, Z., 1996. Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Journal of applied Geophysics*, 36: 43-52.
- Harrison, S.P., Kohfeld, K.E., Roelandt, C., Claquin, T., 2001. The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3): 43-80.
- Hebrard, L., Elouard, P., Faure, H., 1967. Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Afrique de l'ouest depuis 40000 ans. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 265 :784-787.
- Helgren, D.M. & Prospero, J.M., 1987. Wind velocities associated with dust deflation events in the Western Sahara. *Journal of Applied Meteorology*, 26(9): 1147-1151.
- Henry, J.-B., 2004. Systèmes d'information spatiaux pour la gestion du risque d'inondation de plaine. *Thèse de doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg I*: 192p + annexes.
- Herrmann, H.J., 2005. Dune formation. In *Encyclopedia of Nonlinear Science*. Ed. A.Scott Routledge, New York: pp. 238-240.
- Herrmann, H.J. & Rognon, P., 2002. La physique des dunes. *Bull. de la Société Française de Physique*, 134: 6-7.
- Herrmann, H.J., Sauermann, G., Schwammle, V., 2005b. The morphology of dunes. *Physica a-Statistical Mechanics and Its Applications*, 358(1): 30-38.
- Herrmann, S.M., Anyamba, A., Tucker, C.J., 2005a. Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. *Global Environmental Change-Human and Policy Dimensions*, 15(4): 394-404.
- Herrmann, S.M., Anyamba, A., Tucker, C.J., 2005c. Exploring Relationships between Rainfall and vegetation Dynamics in the Sahel, using Coarse Resolution Satellite Data. *Publi. Sté Internatl. Photogrammétrie et Téléd. , papier 293*.
- Herrmann, S.M. & Hutchinson, C.F., 2005. The changing contexts of the desertification debate. *Journal of Arid Environments*, 63(3): 538-555.
- Hersen, P., 2004. Morphogenèse et Dynamique des Barchanes. *Thèse de doctorat, Univ. Paris VII*: 243p.
- Hersen, P., Andersen, K.H., Elbelrhiti, H., Andreotti, B., Claudin, P., Douady, S., 2004. Corridors of barchan dunes: Stability and size selection. *Physical Review E*, 69: 011304.
- Hervieu, J., 1975. Evolution du milieu naturel en Afrique et à Madagascar. L'interprétation paléoclimatique du Quaternaire. Essai de synthèse. *ORSTOM-Initiations, document technique n°26*: 170p.
- Hervouet, J.-P., 1977. Stratégies d'adaptation différenciées à une crise climatique. L'exemple des éleveurs-agriculteurs du Centre-Sud Mauritanien 1969-1974. *Travaux et Documents de Géographie Tropicale*, n°30: 61-88.
- Heumann, B.W., Seaquist, J.W., Eklundh, L., Jönsson, P., 2007. AVHRR derived phenological change in the Sahel and Soudan, Africa, 1982–2005. *Remote Sensing of Environment*, 108: 385-392.
- Hiernaux, P. & Turner, M.D., 2002. The influence of farmer and pastoralist management practices on desertification processes in the Sahel. In: *Global Desertification: Do Humans cause Deserts ? ed. Reynolds, J.F & Stafford Smith, D.M , 2002, Dahlem University Press*: 135-148.
- Hillel, D. & Rosenzweig, C., 2002. Desertification in relation to climate variability and change, *Advances in Agronomy*, Vol 77, pp. 1-38.
- Hooghiemstra, H., Lézine, A.M., Leroy, S.A.G., Dupont, L., Marret, F., 2006. Late Quaternary palynology in marine sediments : A synthesis of the understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quaternary International*, 148: 29-44.
- Hubert, P., 2005. Sahel : la sécheresse est finie. *Sources Nouvelles, Ed. Spéciale*, No. 16, novembre 2005.

- Hubert, P., Bader, J.-C., Bendjoudi, H., 2005. Un siècle de débits annuels du fleuve Sénégal. In : *Impacts climatiques et anthropiques sur la variabilité des ressources en eau, Séminaire HSM Montpellier, 22-24 novembre 2005*.
- Hubert, P., Bader, J.-C., Bendjoudi, H., 2007. Un siècle de débits annuels du fleuve Sénégal. *Hydrological Sciences Journal / Journal des Sciences hydrologiques*, 52(1): 68-73.
- Hubert, P. & Carbonnel, J.-P., 1986. Approches statistiques de l'étude des séries pluviométriques de longue durée de l'Afrique de l'ouest. *INQUA / 1986, Dakar symposium. « changements globaux en Afrique »*: 199-202.
- Hubert, P., Servat, E., Paturel, J.-E., Kouamé, B., Bendjoudi, H., Carbonnel, J.-P., Lubes-Niels, H., 1998. La procédure de segmentation, dix ans après. *IAHS publ*, 252 :207-214.
- Hubert-Moy, P., 2004. Occupation du sol et Télédétection : De l'inventaire à la modélisation prédictive. *Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Univ. Rennes 2, Texte de Synthèse*: 278p.
- Huete, A. & Jackson, R.D., 1988. Soil and Atmospheric Influences on the Spectra of Partial Canopies. *Remote Sensing of Environment*, 25: 89-105.
- Huete, A., Justice, C., Liu, H., 1994. Development of Vegetation and Soil Indices for MODIS-EOS. *Remote Sensing of Environment*, 49: 224-234.
- Huete, A.R., 1988. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 17: 295-309.
- Huete, A.R., Liu, H.Q., Batchily, K., Leeuwen, V., 1997. A Comparison of Vegetation Indices over a Global Set of TM Images for EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 59: 440-451.
- Hulme, M., 2001. Climatic perspectives on Sahelian desiccation: 1973-1998. *Global Environmental Change-Human and Policy Dimensions*, 11(1): 19-29.
- Hutchinson, C.F., Herrmann, S.M., Maukonen, T., Weber, J., 2005. Introduction: The "Greening" of the Sahel. *Journal of Arid Environments*, 63(3): 535-537.
- Ijumba, J.N. & Lindsay, S.W., 2001. Impact of irrigation on malaria in Africa : paddies paradox. *Medical and Veterinary Entomology*, 15: 1-15.
- Jacqueminet, C., 1990. Des indicateurs morphologiques pour mesurer le changement des milieux sahéliens à partir des images satellitaires à haute résolution. *Télédétection et sécheresse. Ed. AUPELF-UREF. John Libbey Eurotext. Paris*: 129-144.
- Jacqueminet, C., 1991. Analyse de la structure spatiale du couvert ligneux en milieu sahélien sur images satellitaires SPOT : étude appliquée au secteur dunaire d'Oursi au Burkina Faso et au Ferlo sableux au Sénégal. *ORSTOM, Travaux et Documents Microédités*, 85: 225p.
- Jacqueminet, C. & Mering, C., 1989. Définition d'indicateurs morphologiques sur des images satellitaires du Sahel. *Photo-Interprétation*, 28(5-6): 23-28.
- Jensen, A.M. & Hajej, M.S., 2001. La Route de l'Espoir : la lutte contre les dunes mobiles en Mauritanie. *Unasylva 207, Vol. 52* 31-36.
- Juvigne, E., 1999. Géologie et géomorphologie du Quaternaire ; notes de cours. pp : 63-74.
- Kaere, A.B., 2004. Contribution à la prévision des crues dans la vallée du fleuve Sénégal : le cas de Matam. *Mémoire de DES interuniversitaire en gestion des risques naturels, Université de Liège*: 51p.
- Kane, A., 1997. L'Après-Barrages dans la vallée du Sénégal : modifications hydrologiques, morphologiques et sédimentologiques. Conséquences sur le milieu naturel et les aménagements hydro-agricoles. *Thèse de Doctorat d'Etat de géographie physique, Université de Dakar*: 551p.
- Karimoune, S., 1994. Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Zinder et analyse par télédétection de l'évolution de la désertification. *Thèse de doctorat, Université de Liège*: 350p.
- Karimoune, S., Alexandre, J., Ozer, A., 1993. Suivi par télédétection de l'évolution de la désertification dans la région de Zinder (Niger). *Télédétection et cartographie. Ed. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec*: 151-159.
- Karimoune, S. & Ozer, A., 1994. L'apport de la télédétection à l'étude des modelés éoliens du Niger méridional. *Télédétection de l'environnement dans l'espace francophone. Ed. Presses de l'Université du Québec*: 31-54.
- Karimoune, S., Ozer, A., Erpicum, M., 1990. Les modelés éoliens de la région de Zinder (Niger méridional), étude de photogéomorphologie, note préliminaire. *Télédétection et sécheresse. Ed. AUPELF-UREF, Paris* :145-161.
- Kaufman, Y.J., Koren, I., Remer, L.A., Rosenfeld, D., Rudich, Y., 2005. The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proceedings of the*

- National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(32): 11207-11212.
- Kaysers, N., Probst, J.L., Cadet, D., Tardy, Y., 1990. Propagation des ondes de sécheresse et d'humidité à travers le monde. *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences, Série II*, 310(6): 757-763.
- Khatteli, H., 1996. Bilan des principaux travaux de recherche sur l'érosion éolienne en Tunisie aride et désertique. *Revue des régions Arides, Tunisie* p. 43-47.
- Kingumbi, A., Bergaoui, Z., Bourges, J., Hubert, P., Kallel, R., 2001. Etude de l'évolution des séries pluviométriques de la Tunisie centrale. *PHI - V / DTH n° 51, UNESCO, Paris, 2001*: 341-350.
- Kocurek, G. & Ewing, R.C., 2005. Aeolian dune field self-organization - implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns. *Geomorphology*, 72(1-4): 94-105.
- Kohfeld, K.E. & Harrison, S.P., 2001. DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3): 81-114.
- Kundzewicz, Z.W. & Robson, A.J., 2004. Change detection in hydrological records - a review of the methodology. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1): 7-19.
- Laborde, J.P. & Thome, E., 1999. Les précipitations de Mauritanie: modélisation statistique aux échelles journalière, mensuelle et annuelle. *Publications de l'A.I.C*, 12 : 81-89.
- Lamagat, J.P. & Bader, J.C., 2004. Gestion intégrée des ressources en eau du bassin du Sénégal. Programme d'optimisation de la gestion des réservoirs. In : *Le Goulven P., Bouarfa S., Kuper M., 2004. Gestion intégrée de l'eau au sein d'un bassin versant. Actes de l'atelier du PCSI, 2-3 décembre 2003, Montpellier, France*: 14p.
- Lamb, P.J., 1982. Persistence of Sub-Saharan drought. *Nature*, 299 : 46-47.
- Lancaster, N., 1982. Linear dunes. *Progress in Physical Geography*, 6: 476-504.
- Lancaster, N., 1994. Dune morphology and dynamics. In: *Geomorphology of desert environments*. Eds. *Abrahams, A.D. & Parsons, A.J. Publié en 1994 par Chapman & Hall, London*: 474-505.
- Lancaster, N., 1995. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge, London, New York: 290p.
- Lancaster, N., 1996. Aeolian process (Preface) *Geomorphology*, 17 : 1-2.
- Lancaster, N., 2005. Aeolian erosion, transport and deposition. In *Selley, R.C., Robin, L., Cocks, M., and Plimer, I.R. (eds.), Encyclopedia of Geology, Elsevier, Oxford*, Vol. 4: 612-627.
- Lancaster, N., Gaddis, L., Greeley, R., 1992. New airborne imaging radar observations of sand Dunes: Kelso Dunes, California. *Remote Sensing of Environment*, 39(3): 233-238.
- Lancaster, N., Kocurek, G., Singhvi, A., Pandey, V., Deynoux, M., Ghienne, J.F., Lo, K., 2002. Late Pleistocene and Holocene dune activity and wind regimes in the western Sahara Desert of Mauritania. *Geology*, 30(11): 991-994.
- Lancaster, N., Nickling, W.G., Neuman, C.K.M., 2002b. Particle size and sorting characteristics of sand in transport on the stoss slope of a small reversing dune. *Geomorphology*, 43(3-4): 233-242.
- Lancaster, N., Nickling, W.G., Neuman, C.K.M., Wyatt, V.E., 1996. Sediment flux and airflow on the stoss slope of a barchan dune. *Geomorphology*, 17(1-3): 55-62.
- Laporterie, F., 2002. Représentations hiérarchiques d'images avec des pyramides morphologiques. Application à l'analyse et à la fusion spatio-temporelle de données en observation de la terre. *Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure de l'Aéronautique et de l'Espace*: 178p.
- Laurent, B., 2002. Simulation des émissions d'aérosol minéral depuis les déserts de Chine. *DEA Chimie de la pollution atmosphérique et physique de l'environnement, Univ, Paris VI*: 40p.
- Le Barbe, L., Lebel, T., Tapsoba, D., 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate*, 15(2): 187-202.
- Le Borgne, J., 1990. La dégradation actuelle du climat en Afrique, entre Sahara et Equateur. In *Richard, J.F. « La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest. Points de vue et perspectives de Recherches »*. Presses Universitaires de Dakar: p 17-36.
- Le Houérou, H.N., 1997. Climate, flora and fauna changes in the Sahara over the past 500 million years. *Journal of Arid Environments*, 37: 619-647.
- Le Ribault, L., 1977. L'exoscopie des quartz. *Masson, Paris*: 150p.
- Lebel, T., Delclaux, F., Le Barbé, L., Polcher, J., 2000. From GCM scales to hydrological scales : rainfall variability in West Africa. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 14: 275-295.
- Lebel, T., Diedhiou, A., Laurent, H., 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D8).
- Lebel, T., Taupin, J.D., Damato, N., 1997. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel .1. General rainfall

- conditions and climatology. *Journal of Hydrology*, 189(1-4): 74-96.
- Leemans, R. & Kleidon, A., 2002. Regional and Global Assessment of the Dimensions of Desertification. in: *Global Desertification: Do Humans cause Deserts ? ed. Reynolds, J.F & Stafford Smith, D.M , Dahlem University Press: 215-231.*
- Lemaitre, F., 2002. Recensement des tests de détection de tendances ou de ruptures adaptés à l'analyse de stationnarité des régimes de crues en France. *Rapport de fin d'étude TPE Cemagref, Lyon: 94p.*
- Lepers, E., Lambin, E.F., Janetos, A.C., DeFries, R., Archard, F., Ramankutty, N., Scholes, R.J., 2005. A Synthesis of Information on Rapid Land-cover Change for the Period 1981–2000. *BioScience*, 55(2): 105-24.
- Leprun, J.C., 1971. Nouvelles observations sur les formations dunaires sableuses fixées du Ferlo Nord-occidental (Sénégal). *ASEQUA., Bull. Liaison, Sénégal, n° 31.*
- Lericollais, A., 1981. La vallée du Sénégal. *Etudes Scientifiques, 1981: 5-13.*
- Leroux, M., 1983. Le climat de l'Afrique tropicale. *Ed. H. Champion M. Slatkine, Paris - Genève: tome 1: 633p, tome 2, notice bilingue et Atlas de 250 cartes.*
- Leroux, M., 1987. L'Anticyclone mobile Polaire, relais des échanges méridiens : son importance climatique. *Géodynamique, 2 (2): 161-167.*
- Leroux, M., 1995a. La dynamique de la Grande Sécheresse sahélienne. *Revue de géographie de Lyon, 70(3-4): 223-232.*
- Leroux, M., 1995b. La grande sécheresse sahélienne. *Revue de géographie de Lyon, 70(3-4): 179-180.*
- Leroux, M., 2001. The Meteorology and Climate of Tropical Africa. *Springer-Praxis Books in Environmental Sciences, Heidelberg, London, New-York: 548p.*
- Leroux, M., 2003. Le réchauffement global : une imposture scientifique ! *Fusion, n° 95: 36-58.*
- Leroux, M., Aubert, S., Comby, J., Mollica, V., Passerat de la Chapelle, P., Reynaud, J., 1992. Déficit pluviométrique hivernal sur la France : autopsie des agglutinations anticycloniques des hivers de 1988 à 1992. *Sécheresse, 2: 103-113.*
- Leservoisier, O., 1995. Enjeux fonciers et frontaliers en Mauritanie. *ORSTOM. Colloques et séminaires. Dynamique des systèmes agraires, 8: 341-359.*
- Lézine, A.M., 1987. Paléoenvironnements végétaux d'Afrique occidentale nord-tropicale depuis 12000 BP, analyse pollinique de séries sédimentaires continentales (Sénégal, Mauritanie). *Géodynamique 2 (2): 137-138.*
- L'Hôte, Y., Mahe, G., Somé, B., 2003. Reply to "the sahelian drought may have ended during the 1990": the 1990s rainfall in the Sahel : the third driest decade since the beginning of the century. *Journal des Sciences Hydrologiques, 48(3): 493-496.*
- L'Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B., Triboulet, J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal, 47(4): 563-572.*
- Lindskog, P. & Tengberg, A., 1995. Les causes physiques et humaines de l'érosion dans le Sahel. Proposition d'un modèle. *Bull. Réseau Erosion, n°15: 32-246.*
- Liu, Z.Y., Huang, J.F., Wu, X.H., Dong, Y.P., 2007. Comparison of Vegetation Indices and Red-edge Parameters for Estimating Grassland Cover from Canopy Reflectance Data. *Journal of Integrative Plant Biology, 49(3): 299-306.*
- Livingstone, I., 2003. A twenty-one-year record of surface change on a Namib linear dune. *Earth Surface Processes and Landforms, 28: 1025-1031.*
- Livingstone, I., Wiggs, G.F.S., Weaver, C.M., 2007. Geomorphology of desert sand dunes : A review of recent progress. *Earth-Science Reviews, 80: 239-257.*
- Lonergan, S., 2005. The role of UNEP in desertification research and mitigation. *Journal of Arid Environments, 63(3): 533-534.*
- Loyer, J.Y., Mougenot, B., Zante, P., 1986. Changements récents induits par l'intervention humaine sur les sols de la basse vallée du fleuve Sénégal. *INQUA, Dakar symposium. « changements globaux en Afrique »: pp.273-277.*
- Lubès-Niel, H., Masson, J.M., Paturel, J.E., Servat, E., 1998. Variabilité climatique et statistique. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des sciences de l'eau, 11(3): 383-408.*
- Lubès-Niel, H., Masson, J.M., Servat, E., Paturel, J.E., Kouame, B., Boyer, J.F., 1994. Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques - Etude

- bibliographique. *Rapport n° 3 Programme ICCARE, ORSTOM Montpellier*: 21p.
- Mac Donald, R.A., 1995. CORONA : Success for Space Reconnaissance, A Look into the Cold War and a Revolution for Intelligence. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 61(4): 689-719.
- Mahé, G., 1993. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. *ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, Éd. ORSTOM*: 438p.
- Mahé, G. & Olivry, J.C., 1991. Changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale du mensuel à l'interannuel. *Hydrology for the Water Management of Large River Basin. IAHS Publi*, n°201: 163-171.
- Mahé, G. & Olivry, J.C., 1999. Evaluation des apports d'eau douce à l'Atlantique depuis les côtes de l'Afrique intertropicale (1951-1989). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, Fascicule a -Sciences de La Terre et des Planètes*, 328(9): 621-626.
- Maïga, H.A., 1998. Effets des sécheresses et étiages dans le bassin moyen du fleuve Niger au Mali. *IAHS publ*, n°252: 437-443.
- Mainguet, M., 1982. Les dunes d'érosion : signification morphodynamique et climatique de leur existence. *Wüzb. Geogr. Arb*, 56 79-92.
- Mainguet, M., 1983. Dunes vives, dunes vêtues : une classification selon le bilan d'alimentation, le régime éolien et la dynamique des édifices sableux. *Z. Geomorph. N. F., suppl*, 45: 265-285.
- Mainguet, M., 1984a. Le vent, mécanisme d'érosion, de dégradation, de désertification. *Trav.Inst. Géogr. Reims*, n° 59-60.
- Mainguet, M., 1984b. Un mécanisme de désertification méconnu : le "Wala-Wala". *Trav.Inst. Géogr. Reims*, n°59-60: 31-142.
- Mainguet, M., 1984c. Cordons longitudinaux (sandridges) dunes allongées à ne plus confondre avec les sifs, autres dunes linéaires. *Trav.Inst. Géogr. Reims*, n°59-60: 61-83.
- Mainguet, M., 1991. Desertification : natural background and human mismanagement. Berlin, Springer-Verlag: 306p.
- Mainguet, M., 1992a. Système expert pour l'évaluation de la dynamique éolienne et la protection contre les effets traumatisants du vent. *Rev.Géom. Dyn.*, 41 :113-146.
- Mainguet, M., 1992b. Stratégies de combat contre la dégradation de l'environnement dans les écosystèmes secs ; les réponses des nations unies, de la C.E.I., de la Chine et du Sahel. *Bull. Assoc. Géogr. Franç., Paris*, 5 :422-433.
- Mainguet, M., 1994. Désertification : quels sont les vrais problèmes ? *L'Information Géographique*, 58 :58-62.
- Mainguet, M., Canon, L., Le Merrer, J.Y., 1976. Recherche, sur les photographies aériennes et les images-satellite, d'indices de désertification dans le Sahel, à l'est du Niger. *Photo-interprétation* n°3, fasc. 3-4-5b.
- Mainguet, M. & Chemin, M.C., 1987. Nappes vives et nappes. Quantification de leur vulnérabilité vis-à-vis des actions éoliennes. *Processus et mesure de l'érosion. Ed CNRS*: 101-112.
- Mainguet, M. & Dumay, F., 1996. Pourquoi le réseau Erosion doit-il faire une place à l'érosion éolienne ? *Bull. Réseau Erosion*, n°16: 281-292.
- Mainguet, M. & Dumay, F., 2006. Combattre l'érosion éolienne : un volet de la lutte contre la désertification. *Dossier thématique du CSFD*, n° 3.
- Mainguet, M., Dumay, F., Ould El Hacem, M.L., Maefouh, A., 2001. Diagnostic par la télédétection d'un changement de rythme de la dynamique éolienne : période d'amorce de la désertification en Mauritanie saharo-sahélienne. *Télédétection*, 2(2): 129-136.
- Mainguet, M. & Jacqueminet, C., 1984. Le grand erg occidental et le grand erg oriental. Classification des dunes, balance sédimentaire et dynamique d'ensemble. *Trav.Inst. Géogr. Reims*, n°59-60: 29-48.
- Mané, L.K., Richard, J.-F., Defourny, P., 2001. Diagnostic des unités morpho-pédologiques de la vallée du fleuve Sénégal sur le terrain et à partir des données satellitaires. *Sécheresse*, 12(1) : 7-14.
- Manzanera, A., 2005. Cours de morphologie mathématique. *Notes de cours, Université Pierre & Marie Curie, Paris*: 97p.
- Martin, A. & Williams, M.A.J., 2001. Interactions of desertification and climate: Present understanding and future research imperatives. *Arid lands Newsletter*, 49 (<http://cals.arizona.edu/OALS/ALN/aln49/williams.html> (dernier accès : 04/09/06)).

- Mauz, B. & Felix-Henningsen, P., 2005. Palaeosols in Saharan and Sahelian dunes of Chad: archives of Holocene North African climate changes. *The Holocene*, 15(3): 453-458.
- Maynard, J., 1954. Reconnaissance de la région du lac Rkiz : rapport préliminaire. *ORSTOM*, Dakar: 20p.
- Mbodje, A., 1978. Le bassin du fleuve Sénégal : étude géographique. *Thèse de 3ème cycle. Université de Dakar*: 268p.
- Mc Tainsh, G. & Strong, C., 2007. The role of aeolian dust in ecosystems. *Geomorphology*, 89: 39-54.
- McDonald, A.J., Gemmell, F.M., Lewis, P.E., 1998. Investigation of the Utility of Spectral Vegetation Indices for Determining Information on Coniferous Forests. *Remote Sensing of Environment*, 66: 250-272.
- McGwire, K., Minor, T., Fenstermaker, L., 2000. Hyperspectral Mixture Modeling for Quantifying Sparse Vegetation Cover in Arid Environments. *Remote Sensing of Environment*, 72: 360-374.
- MDRE, 1998. Politiques et stratégies générales pour le développement du secteur rural (horizon 2010). 80p.
- Météo-France, 2005. Messages d'observations et de prévisions d'aérodromes. Guide d'utilisation des codes. Ed. 2005. D2I/MO/CODESAERO version 2. 94p.
- Michel, P., 1959. L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. *Rev. Geom. Dyn. Fr*, t.10 ; n° 5-12: 117-143.
- Michel, P., 1968. Genèse et évolution de la vallée du Sénégal de Bakel à l'embouchure (Afrique Occidentale). *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 12 :318-349.
- Michel, P., 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : étude géomorphologique. *Mémoires ORSTOM, Paris* n° 63: 752 p.
- Michel, P., 1978. La dynamique actuelle de la géomorphologie dans le domaine soudanien de l'ouest africain : exemples du Mali occidental et du Sénégal occidental. *Géo-Eco-Trop*, 2 (1) : 1-20.
- Michel, P., 1984. Les variations du climat au Quaternaire récent dans le sahel d'Afrique occidentale et leurs conséquences sur les formations superficielles, l'hydrographie et la pédogenèse. *Bull.Soc. Languedoc. Géog.*, T. 18(3-4): 125-138.
- Michel, P., 1985. Sécheresse, et transformation de la morphodynamique dans la vallée et le delta du Sénégal. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 34 113-130.
- Michel, P., 1990. La dégradation des paysages au Sénégal . In Richard, JF. « La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest.. Points de vue et perspectives de Recherches ». *Presses Universitaires de Dakar*: pp 37-53.
- Michel, P. & Assemien, P., 1969. Etude sédimentologique et palynologique des sondages de Boghé (basse vallée du Sénégal) et leur interprétation morphoclimatique. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 19 :97-113.
- Michel, P., Barusseau, J.-P., Richard, J.F., Sall, M., 1993. L'Après-Barrages dans la vallée du Sénégal. Modifications hydro-dynamiques et sédimentologiques. Conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles. *Coll. Etudes, Presses Universitaires de Perpignan*: 152p.
- Michel, P. & Sall, M., 1984. Dynamique des paysages et aménagements de la vallée alluviale du Sénégal. *Mémoires ORSTOM, Paris*, 106 :89-109.
- Miskovsky, J.C., Amblard, S., Khattar, M.O., Nguer, M., 1989. Un aspect de l'aridification et du peuplement ancien en Mauritanie. *Bull. de La Soc. Géol. de France*, 5(1): 109-115.
- Miskovsky, J.C., Saos, J.L., Bonkel, A., 1991. Paléohydrologie et paléoclimatologie des bassins endoréiques du sud de la Mauritanie depuis 18000 BP. *Bull. de La Soc. Géol. de France*, 162(6): 1141-1150.
- Moiola, R.J. & Weiser, D., 1968. Textural parameters: an evaluation *Journal of Sedimentary Petrology*, 38(1): 45-53.
- Monod, T., 1984. Le vent et les êtres vivants au Sahara. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°59-60: 137-142.
- Morel, R., 1995. La sécheresse en Afrique de l'Ouest. *Revue de géographie de Lyon*, 70(3-4): 215-222.
- Mortimore, M., 2000. Profile of rainfall change and variability in the Kano-Maradi region, 1960-2000. *Drylands Research, Working Paper*, 25: 16p.
- Mortimore, M. & Turner, B., 2005. Does the Sahelian smallholder's management of woodland, farm trees, rangeland support the hypothesis of human-induced desertification? *Journal of Arid Environments*, 63(3): 567-595.
- Mougenot, R. & Cailleau, D., 1996. Identification par télédétection des sols dégradés d'un domaine sahélien au Niger. *ORSTOM, Colloques et Séminaires Paris (FRA)*: pp.169-179.

- Moulin, C. & Chiapello, I., 2004. Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979-2000). *Geophysical Research Letters*, 31(2).
- Moulin, S., 1995. Assimilation d'observations satellitaires courtes longueurs d'onde dans un modèle de fonctionnement de culture. *Thèse de doctorat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse*: 262p.
- Nahid, A., 2001. Six décennies d'évolution des idées sur les méthodes et concepts en chronostigraphie du Quaternaire continental marroccain : entre les difficultés, les incertitudes et le progrès. *Rev. C. & G.*, 15(1-2): 135-160.
- Naizot, T., Auda, Y., Dervieux, A., Thioulouse, J., Bellan, M.F., 2004. Une nouvelle analyse multi-temporelle d'images satellitaires, les résidus de l'Analyse en Composantes Principales. Un cas d'étude : une série d'images Landsat Thematic Mapper de la Camargue, France. *Int. J. Remote Sensing*, 25(10): 1925-1938.
- Nakolendousse, S., Nindaoua Savadogo, A., Rouleau, A., 1993. Les facteurs de productivité des aquifères du socle cristallin du Burkina Faso : l'exemple de Pobé-Mengao. *Ed. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec*: 95-107.
- Ndiaye, A., 2000. Sécheresse et aménagements hydrauliques sur le Sénégal : impacts sur l'environnement de la basse vallée. *Publications de l'A.I.C.*, 13 :203-212.
- Ndong, J.-B., 1995. L'évolution de la pluviométrie au Sénégal et les incidences de la sécheresse récente sur l'environnement. *Revue de géographie de Lyon*, 70(3-4): 193-198.
- Ndour, T., 2001. La dégradation des sols au Sénégal : l'exemple de deux communes rurales (Kaymor et Mont Rolland). *Thèse de 3ème cycle, Université de Dakar (UCAD)*: 311p.
- Nguer, M. & Rognon, P., 1989. Homogénéité des caractères sédimentologiques des sables ogoliens entre Nouakchott (Mauritanie) et Mbour (Sénégal). *Géodynamique*, 4 (2): 19-133.
- Niang, A.J., 1998. Connaissance du réseau hydrographique mauritanien : géodynamique et perspectives d'exploitation dans la zone de l'image Landsat MSS de 1986. *Mémoire de maîtrise en géographie, Université de Nouakchott, Mauritanie*: 73p.
- Niang, A.J., 2000. La moyenne vallée du Sénégal : évolution morphodynamique et transformation des paysages. Apport de la télédétection. *Mémoire de D.E.S, Université de Liège*: 91p.
- Niang, A.J., Ould Sidi Cheikh, M.A., Ozer, P., 2006b. Boat people d'aujourd'hui. *Jeune Afrique*, n° 2390: p. 44.
- Niang, A.J., Ozer, A., Ozer, P., 2004. Analyse par télédétection des modifications environnementales dans le sud-ouest de la Mauritanie. *Mémoires du colloque international : "Désertification, Sécheresse et lutte contre la pauvreté" Bruxelles, 15 Juin 2004. Ed. de Dixmude*
- Niang, A.J., Ozer, A., Ozer, P., 2006a. Fifty years of landscape evolution in southwestern Mauritania by means of aerial photos. Desertification continues. *Proc. Of the 1st. Intern. Conf. on Remote sensing and Geoinformation Processing in the Assesment and Monitoring of Land Degradation and Desertification, Trier, Germany 7-9 sept. 2005*: 199-206.
- Niang, A.J., Ozer, A., Ozer, P., 2008. Fifty years of landscape evolution in Southwestern Mauritania by means of aerial photos. *Journal of Arid Environments*, 72(2): 97-107.
- Nicholson, S.E., 1981. The Historical Climatology of Africa. *Climate and History (T.M.L. Wigley, M.J. Ingram, G. Farmer, eds.)*, Cambridge Press: 249-270.
- Nicholson, S.E., 1989. Long-term changes in African Rainfall. *Weather*, 44: 47-56.
- Nicholson, S.E., 1993. An Overview of African Rainfall Fluctuations of the Last Decade. *Journal of Climate*, 6(7): 1463-1466.
- Nicholson, S.E., 1995. Sahel, West Africa. *Encyclopedia of Environmental Biology*, vol. 3: 261-275.
- Nicholson, S.E., 2000a. The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Global and Planetary Change*, 26(1-3): 137-158.
- Nicholson, S.E., 2000b. Land surface process and Sahel climate. *Review of Geophysics*, 38 (1): 117-139.
- Nicholson, S.E., 2001. Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research*, 17(2): 123-144.
- Nicholson, S.E., 2002. What are the key components of climate as adriver of desertification? . In: *Global Desertification: Do Humans cause Deserts ? ed. Reynolds, J.F & Stafford Smith, D.M , 2002, Dahlem University Press*: 41-57.
- Nicholson, S.E., 2005. On the question of the "recovery" of the rains in the West African Sahel. *Journal of*

- Arid Environments*, 63(3): 615-641.
- Nicholson, S.E., Davenport, M.L., Malo, A.R., 1990. A Comparison of the Vegetation Response to Rainfall in the Sahel and East-Africa, Using Normalized Difference Vegetation Index from NOAA AVHRR. *Climatic Change*, 17(2-3): 209-241.
- Nicholson, S.E. & Flohn, H., 1980. African Environmental and Climatic changes and the general atmospheric circulation in late Pleistocene and Holocene. *Climate Change*, 2: 313-348.
- Nicholson, S.E., Kim, J., Hoopingarner, J., 1988. Atlas of African rainfall and its interannual variability. *Department of Meteorology, The Florida State University, Tallahassee, Florida*: 237p.
- Nicholson, S.E. & Palao, I.M., 1993. A Reevaluation of Rainfall Variability in the Sahel .I. Characteristics of Rainfall Fluctuations. *International Journal of Climatology*, 13(4): 371-389.
- Nicholson, S.E., Some, B., Kone, B., 2000. An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years. *Journal of Climate*, 13(14): 2628-2640.
- Nicholson, S.E., Tucker, C.J., Ba, M.B., 1998. Desertification, drought, and surface vegetation: An example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5): 815-829.
- Nickling, W.G., 1994. Aeolian sediment transport. in: K. Pye (Ed.), *Sediment Transport and Depositional Processes*, Blackwell, Oxford, 1994: pp.293-350.
- Nouaceur, Z., 1995. Disparités pluviométriques régionales, sécheresse et modification des équilibres de l'environnement mauritanien. *Revue de géographie de Lyon*, 70(3-4): 239-245.
- Nouaceur, Z., 1998. Sécheresse climatique, érodibilité des sols et dynamique éolienne en Mauritanie : essai de synthèse cartographique du risque éolien. *Publications de l'AIC*, vol.11: 200-207.
- Nouaceur, Z., 2001. L'évolution des lithométéores en Mauritanie confirme une plus grande efficacité de l'action éolienne. *CYBERGEO (bulletin électronique)*, n°203: <http://www.cybergegeo.presse.fr/paysenvi/nouaceur/nouaceur1.htm>, dernier accès : 04/09/06.
- Nouaceur, Z., 2002. Les lithométéores : des types de temps caractéristiques des régions arides et semi-arides. *Sécheresse*, 13(2) : 87-93.
- Nouaceur, Z., 2003. Crise climatique et mutation des paysages en Afrique sub-saharienne : la dynamique des paysages autour de la ville de Nouakchott et dans la région de Rosso (Mauritanie). *Sécheresse*, 1 E(bulletin électronique: http://www.secheresse.info/article.php3?id_article=221 ; dernier accès: 31/08/06).
- N'Tchayi Mbourou, G.N., Bertrand, J.J., Nicholson, S.E., 1997. The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the equator. *Journal of Applied Meteorology*, 36(7): 868-882.
- Nuttal, C., 1988. L'Après-Barrages : désenclavement et redéploiements des populations dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. *Cahiers géographiques de Rouen*, 30: 25-33.
- Oberlander, T.M., 1994. Global deserts: a geomorphic comparison. In: *Geomorphology of desert environments*. Eds. Abrahams, A.D. & Parsons, A.J. Publié en 1994 par Chapman & Hall, London: 13-35.
- Oberlin, G. & Hubert, P., 1999. Refondation du concept de régime hydrologique. *Comité National français de Géodésie et Géophysique*, Rapport Quadriennal 1995-1998. Ed. Barriot, J.P.: p.269-277.
- Olago, D.O., 2001. Vegetation changes over palaeo-time scales in Africa. *Climate Research*, 17(2): 105-121.
- 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 (débits et précipitations). *Cah ORSTOM série hydrologie*, XX(1) : 47-69.
- Olivry, J.C., 1993. Evolution récente des régimes hydrologiques en Afrique intertropicale. In : *L'eau, la Terre et les Hommes, hommage à René Frécaut*. Ed. Madeleine Griselin, Press Universitaires de Nancy: 181-190.
- Olivry, J.C., 1994. De l'évolution de la puissance des crues des grands cours d'eaux intertropicaux d'Afrique depuis deux décennies. *Les dossiers de la Revue de Géographie Alpine*, n°12: 101-108.
- Olivry, J.C., 1996. Etudes régionales sur les basses eaux; les effets durables du déficit des précipitations sur les étiages et les tarissements en Afrique de l'ouest et du centre. *XIIèmes journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier 10-11 oct 1996*: 14p.
- Olivry, J.C., Briquet, J.P., Mahé, G., 1998. Variabilité de la puissance de crue des grands cours d'eau d'Afrique intertropicale et incidence de la baisse des écoulements de base au cours des deux dernières décennies. *IAHS publ*, n°252.

- Olsson, L., Eklundh, L., Ardo, J., 2005. A recent greening of the Sahel - Trends, patterns and potential causes. *Journal of Arid Environments*, 63(3): 556-566.
- Omar-Haroun, S., 1995. Impact de la sécheresse récente soudano-sahélienne sur l'écoulement du Nil. *Revue de Géographie de Lyon*, 70(3-4): 205-213.
- OMM., 1966. Vocabulaire Météorologique international. n° 182. TP.91. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva-Switzerland: 276p.
- OMM., 1983. Meteorological aspects of certain processes affecting soil degradation, especially erosion. *Tech. note*, n° 178, WMO 591, Genève: 149p.
- OMM., 1996. Guide des instruments et des observations météorologiques. n°8, 6ème Edition. Secretariat OMM, Geneva-Switzerland.
- OMM., 2005. Le climat et la dégradation des sols. *Temps. Climat. Eau. OMM-N°989*: 32p.
- OMVS, 2006. Rapport annuel sur l'Etat de l'Environnement et des Ressources Naturelles du Bassin du Fleuve Sénégal. *Rapport du SOE sur l'état de l'Environnement-2006*: 50p.
- OMVS, PNUD, FAO., 1969. Etude hydro-agricole du bassin du fleuve Sénégal. Cartes d'aptitudes culturales des terres de la vallée et du delta du Sénégal au 1/50 000.
- Orange, D., Feizoure, C., Camara, G., 1998. Erosion éolienne et apport géochimique au sol par les poussières atmosphériques en Afrique de l'Ouest et centrale. *ORSTOM, actualités : Spécial érosion*, n°56: 11-12.
- Orange, D. & Gac, J.Y., 1987. Vers une prévision des flux annuels exportés par le fleuve Sénégal à Bakel. *ORSTOM, Dakar*: 22p.
- Orange, D. & Gac, J.Y., 1990. Bilan géochimique des apports atmosphériques en domaines sahélien et soudano-guinéen d'Afrique de l'ouest (bassins supérieurs du Sénégal et de la Gambie). *Géodynamique*, 5 (1): 51-65.
- Ortlieb, L., 1975. Recherches sur les formations plio-quadernaires du littoral ouest-saharien (28° 30' -20° 40' Lat. N.). *Travaux et documents de l'ORSTOM. n°48. Ed. ORSTOM, Paris*: 267p.
- Ouadba, J.-M., 1990. Un exemple de suivi diachronique des milieux soudano-sahéliens au Burkina Faso par télédétection. *Télédétection et sécheresse. Ed. AUPELF-UREF, Paris*: 209-218.
- Ould Cheikh, I., 1996. Ensablement en Mauritanie. In « *La lutte contre l'ensablement et la stabilisation des dunes* ». *Actes du séminaire-atelier, ISESCO, ACCT, 18-21 sep 1996, Médenine, Tunis* pp : 105-110.
- Ould El Hadj, E., Ould Jiddou, E.H., Ould Mohamed El Hacem, S.E., Le Priol, J., Mairey, G., Sasmayoux, J.-P., 1998. Le secteur de l'hydraulique rurale en Mauritanie. *Communication à la conférence internationale 'Eau et Développement Durable', Paris, 19-20-21mars 1998*.
- Ould Sidi Baba, M.L., 1996. Problèmes liés à la remise en mouvement des sables dans le sud-ouest de la Mauritanie. *Mémoire de Maîtrise en géologie des terrains superficiels. Univ. de Liège*: 92p.
- Ould Taleb, N., 1999. Ressources Forestières en Mauritanie. *Rapport Programme de partenariat CE-FAO (1998-2002) GCP/INT/679/EC Collecte et analyse de données pour l'aménagement durable des forêts*: 43p.
- Ould Tar, B., 1997. L'expérience du Projet de Lutte contre l'Ensablement et Mise en Valeur Agro-Sylvo-Pastorale (PLEMVASP). In *Décentralisation et approche participative pour l'application des mesures de CES/DRS au sahel. Atelier régional d'échange, Sao Jorge dos Orgaos, Cap-Vert, 18-20 fév. 1997*.
- Ozer, A. & Ozer, P., 2005. Désertification au Sahel : crise climatique ou anthropique? *Bull. Séanc. Acad. R. Sci. Outre-Mer*, 51(4): 395-423.
- Ozer, P., 2000. Les lithométéores en région sahélienne : un indicateur climatique de la désertification. *GEO-ECO-TROP*, 24: 1-317.
- Ozer, P., Bodart, C., Tychon, B., 2005. Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental : récentes modifications et impacts environnementaux. *Cybergeo, Environnement, Nature, Paysages*, article 308 (URL : <http://www.cybergeo.eu/index3338.html>).
- Ozer, P. & Erpicum, M., 1995. Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Sècheresse*, 6 :103-108.
- Ozer, P., Erpicum, M., Demarée, G., Vandiepenbeeck, M., 2003. DISCUSSION of "Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues" The Sahelian drought may have ended during the 1990s. *Hydrological Sciences Journal*, 48(3): 489-492.
- Ozer, P., Gassani, J., Hountoundji, Y.-C., Niang, A.J., Ambouta, K., 2007. La désertification est-elle en recul

- au Sahel ? *Bois et forêts des tropiques*, n° 293(3): 23-28.
- Pakhomov, M.M., 2006. Glacial–Interglacial cycles in arid regions of northern Eurasia. *Quaternary International*, 152-153: 70-77.
- Paloc, H., 1962. Carte hydrogéologique du bassin sédimentaire Sud-Ouest Mauritanien au 1 : 500000 et notice explicative. *BRGM, Dakar*: 35p.
- Pancrati, O., 2003. Détection de l'aérosol désertique depuis le sol par radiométrie infrarouge thermique multibande. *Thèse de doctorat. USTL, Lille*: 203p.
- Paquet, J.-Y., 2002. L'homme, le riz et la nature : « un ménage à trois » possible dans le delta de l'Ebre ? *Parcs et réserves*, 57(1) : 15-19.
- Parrot, J.-F. & Taud, H., 1993. Connexion directionnelle de contours. *Ed. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec*: 335-343.
- Pastoré, L., 2003. Imagerie radar par synthèse d'ouverture en basse fréquence. *Thèse de doctorat, Univ. Paris X Nanterre*: 218p.
- 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. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 43(6): 937-946.
- Péguy, C.P., 1970. Précis de climatologie. 2e Edition revue et corrigée. *Masson & Cie, Paris*: 468.
- Perez, P. & Sène, M., 1995. Evolution des structures agraires et érosion dans le sud-Saloum (Sénégal). *ORSTOM, Bull Réseau Erosion*, n°15: p. 59-68.
- Petit, S., 2000. Analyse quantitative du réseau hydrographique de la Meuse : Exploitation d'un modèle numérique de terrain. *Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Univ. Liège*: 78p + annexes.
- Petit-Maire, N., 1994. Les variations climatiques au Sahara : du passé au futur. *GEO-ECO-TROP*, 16 (1-4): 149-166.
- Pettitt, A.N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28(2) : 126-135.
- Pion, J.-C., Besnus, Y., Yesou, H., Deynoux, M., 1990. Essai de caractérisation géométrique des différentes unités d'un erg actif à l'aide des données satellitaires panchromatiques SPOT ; application à l'erg Akchar (Mauritanie Occidentale). *Téledétection et sécheresse. Ed AUPELF-UREF, Paris 1990* :229-240.
- Pontius, Jr. R.G., 2000. Quantification error versus location in comparison of categorical maps. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 66 (8):1011–1016.
- 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): 87-194.
- Pouget, M., Madeira, J., Le Floch, E., Kamal, S., 1991. Caractéristiques spectrales des surfaces sableuses de la région côtière Nord-Ouest de l'Egypte : application aux données satellites SPOT. *ORSTOM, Colloques et Séminaires, Paris (FRA), 1991*: p. 27-38.
- Prevost, Y., 1990. Analyse spatiale de la pression animale comme facteur de désertification dans le nord du Sénégal. *éledétection et sécheresse. Ed AUPELF-UREF, Paris, 1990*: 241-251.
- Prince, S.D., 2002. Spatial and Temporal Scales for Detection of Desertification. *In: Global Desertification: Do Humans cause Deserts ? ed. Reynolds, J.F & Stafford Smith, D.M , 2002, Dahlem University Press*: 23-25.
- Prince, S.D., Brown de Colstoun, E., Kravitz, L.L., 1998. Evidence from rain-use efficiencies does not indicate extensive Sahelian desertification. *Global Change Biology* 4: 359-374.
- Probst, J.L., 1989. Hydroclimatic Fluctuations of Some European Rivers since 1800. *in: Historical Change of Large Alluvial Rivers : Western Europe*, Edited by G.E. Petts: pp. 41-50.
- Prospero, J.M., 1999. Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of African dust on the environment of the southeastern United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 96(7): 3396-3403.
- Pye, K., 1994. Properties of sediment particles. *in: K. Pye (Ed.), Sediment Transport and Depositional Processes, Blackwell, Oxford, 1994*: pp. 1–24.
- R.I.M., 1999. Lettre de politique de développement de l'agriculture irriguée horizon 2010. 11p.
- Rajot, J.-L., 1998. Erosion éolienne au Niger. *ORSTOM, actualités : Spécial érosion*, n°56: 10-11.
- Ram, A. & Aaron, Y., 2007. Negative and positive effects of topsoil biological crusts on water availability

- along a rainfall gradient in a sandy arid area. *Catena* (2007),doi:10.1016/j.catena.2006.11.012.
- Rasmussen, K., Fog, B., Madsen, J.E., 2001. Desertification in reverse? Observations from northern Burkina Faso. *Global Environmental Change*, 11(4): 271-282.
- Reid, I., 1994. River landforms and sediments : evidence of climatic change. In: *Geomorphology of desert environments*. Eds. Abrahams, A.D. & Parsons, A.J. Publié en 1994 par Chapman & Hall, London: 571-592.
- Renssen, H., Brovkin, V., Fichefet, T., Goosse, H., 2006. Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa : The termination of the African Humid Period. *Quaternary International*, 150: 95-102.
- Retaille, D., 1995. Sécheresse, migration, aménagement du territoire en Mauritanie. *Revue de géographie de Lyon*, 70(3-4): 233-238.
- Reynard, E., 2003. Géomorphologie des régions désertiques. Cours de géomorphologie générale, 2002-2003. *Université de Fribourg*, <http://student.unifr.ch/geosciences/fcadre.htm>: pp 80-84.
- Reynolds, J.F. & Stafford Smith, D.M., 2002. Do Humans Cause Deserts ? In: *Global Desertification: Do Humans cause Deserts ? ed. Reynolds, J.F & Stafford Smith, D.M , 2002, Dahlem University Press: 1-24.*
- Ribolzi, O., Hermida, M., Karambiri, C., Delhoume, J.P., Thiombiano, L., 2006. Effects of aeolian processes on water infiltration in sandy Sahelian rangeland in Burkina Faso. *CATENA*, 67(3): 145-154.
- Richards, J.A., 1986. Remote Sensing : Digital Image Analysis. An introduction. *Springer-Verlag, New York, London, Paris Tokyo, 1986: 281p.*
- Rigourd, C., Hermiteau, I., De Villemarceau, A.N., Vidal, A., 2002. La riziculture irriguée en Afrique sahélienne : rompre avec le pessimisme. *Cahiers d'études et recherches francophones/Agriculture*, 11(1): 59-64.
- Roche, M., 1972. Problèmes méthodologiques relatifs à la connaissance des crues. *Cah. ORSTOM, sér. Hydro*, IX (2) : 53-63.
- Rocheleau, M., 1997. Sédimentologie des paléoplages de la plaine d'Old Crow, territoire du Yukon, Canada. *Thèse de maître ès arts*, Université d'Ottawa, Canada: 168p.
- Rochette, C., 1974. Le bassin du fleuve Sénégal. *Coll. Monographies hydrologiques de l'ORSTOM, Paris, Vol. n°1: 450p.*
- Rognon, P., 1986. Oscillations actuelles et variations depuis 30 000 ans BP des limites du Sahara. *INQUA, Dakar symposium. « changements globaux en Afrique »*: pp. 403-406.
- Rognon, P., 2007. Quel avenir pour les déserts face aux progrès de la désertification? *Sécheresse*, 18(4): 349-353.
- Rognon, P., Arrue, J.-L., Coude-Gaussen, G., 1997. Paramètres pédologiques intervenant dans l'érosion éolienne en régions sèches méditerranéennes. *Sécheresse*, 8 :109-116.
- Roose, E., 1977. Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest. *ORSTOM, sér. Travaux et documents*, 78: 108p.
- Rosenfeld, D., 2001. Smoke and desert dust stifle rainfall, contribute to drought and desertification. *Arid Lands Newsletters*, 49.
- Rosenfeld, D., Rudich, Y., Lahav, R., 2001. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 98(11): 5975-5980.
- Rubin, D.M., Tsoar, H., Blumberg, D.G., 2008. A second look at western Sinai seif dunes and their lateral migration. *Geomorphology*, 93 (3-4): 335-342.
- Sadio, S., Dione, M., Ngom, M.S., 2000. Région de Diourbel : gestion des ressources forestières et de l'arbre. *Drylands Research Working Paper 17: 35p.*
- Sagna, P., 1999. Particularités pluviométriques de la façade ouest du Sénégal. *Publications de l'A.I.C*, 12 :132-140.
- Sagna, P. & Lake, L.A., 2002. Dynamique de la variabilité climatique dans les communautés rurales du Nord-Ouest du Sénégal. *Publications de l'Assoc. Internat. Climatol*, 14 :143-152.
- Sall, M., 1986. Environnements sédimentaires quaternaires et actuels des tourbières des Niayes de la Grande Côte du Sénégal. *Thèse de 3ème cycle en géologie, Faculté des Sciences, Université de Dakar: 153p.*
- Sall, M.M., 1971. Dynamique et morphogenèse actuelles. Contribution à l'étude géomorphologique du Sénégal occidental. *Thèse de 3ème cycle, Université de Dakar: 290p.*

- Sambou, S., 2004. Modèle statistique des hauteurs de pluies journalières en zone sahélienne : exemple du bassin amont du fleuve Sénégal. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 49(1): 115-129.
- Sambou, S. & Thirriot, C., 1998. Effet de la variabilité du régime hydrologique du fleuve Sénégal sur la prévision des crues ; application du filtre de Kalman. *IAHS publ*, n° 252: 207-214.
- Sandholt, I., Nyborg, L., Fog, B., Lô, M., Bocoum, O., Rasmussen, K., 2003. Remote Sensing Techniques for Flood Monitoring in the Senegal River Valley. *Danish Journal of Geography*, 103(1): 71-81.
- Santoir, C., 1973. La région du lac Rkiz : approche géographique et cartographique. *ORSTOM, Dakar*: 166p.
- Santoir, C., 1993. Des pasteurs sur les périmètres. *Ateliers ORSTOM-ISRA, Saint-Louis, 19-21 oct. 1993*: 15p.
- Sarr, D., 1987. Monographie de l'Oued Ketchi à Tachounda. *Mémoire d'Ingénieur des travaux en hydrologie, Niamey, Niger*.
- Sarr, R., Debenay, J.-P., Sow, E.H., 2007. Enregistrement des fluctuations du niveau marin dans l'Holocène supérieur du lac Retba (Sénégal) par les foraminifères. *Revue de micropaléontologie*, doi:10.1016/j.revmic.2007.01.00: 11p.
- Schwämmle, V. & Herrmann, H., 2004. Modelling transverse dunes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(6): 769-784.
- Schwämmle, V. & Herrmann, H.J., 2005. A model of Barchan dunes including lateral shear stress. *European Physical Journal E*, 16(1): 57-65.
- Séguis, L., 1986. Recherche, pour le Sahel, d'une fonction de production journalière (lame précipitée-lame écoulée), et sa régionalisation. *Thèse de doctorat, Univ. Sci. et tech. du Languedoc*: 326p.
- Séguis, L., Chevillotte, H., Gascuel, C., Boivin, P., Braudeau, E., 1993. Contribution de l'imagerie satellitaire à l'optimisation des aménagements hydro-agricoles dans la moyenne vallée du Sénégal. *Téledétection et cartographie. Ed. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec*: 129-137.
- Sene, S. & Ozer, P., 2002. Evolution pluviométrique et relations inondations-événements pluvieux au Sénégal. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 42: 27-33.
- Servant, M., 1974. Les variations climatiques des régions intertropicales du continent africain depuis la fin du Pléistocène. *Soc. Hydrotechnique de France, XIIIèmes Jnées de l'hydraulique, Paris*: 10p.
- Servat, E., Paturel, J.E., LubesNiel, H., Kouame, B., Masson, J.M., 1997. Variabilité des régimes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et centrale non sahélienne. *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Série II, Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes*, 324(10): 835-838.
- Simonson, R.W., 1995. Airborne Dust and Its Significance to Soils. *Geoderma*, 65(1-2): 1-43.
- Sircoulon, J., 1985. La sécheresse en Afrique de l'ouest. Comparaison des années 1982 et 1984 avec les années 1972-1973. *Cah. ORSTOM, série hydrologie*, XXI(1): 75-86.
- Sivakumar, M.V.K., 2007. Interactions between climate and desertification. *Agricultural and Forest Meteorology*, 142: 143-155.
- Song, C., Woodcock, C.E., Seto, K.C., Lenney, M.P., Macomber, S.A., 2001. Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects ? *Remote Sensing of Environment*, 75: 230-244.
- Sourdat, M., Mahé, J., Delaune-Mayère, M., 1975. Etudes granulométriques par les méthodes classiques et par l'analyse factorielle des correspondances aux formations superficielles du Sud Ouest de Madagascar. *Cah. ORSTOM, sér. Géol*, VII(2): 125-143.
- Steven, M.D., Malthus, T.J., Baret, F., Xu, H., Chopping, M.J., 2003. Intercalibration of vegetation indices from different sensor systems. *Remote Sensing of Environment*, 88: 412-422.
- Stokes, S., Bailey, R.M., Fedoroff, N., O'Marah, K.E., 2004. Optical dating of aeolian dynamism on the West African Sahelian margin. *Geomorphology*, 59: 281-291.
- Sultan, B. & Janicot, S., 2004. La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. I: mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection. *Sécheresse* 15 (4): 321-330.
- Swezey, C., 1998. L'identification des sables et grès éoliens *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 327: 513-518.
- Swezey, C., 2001. Eolian sediment responses to late Quaternary climate change : temporal and spatial patterns in the Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 119-155.
- Szabo, B.J., Haynes Jr, C.V., Maxwell, T.A., 1995. Ages of Quaternary pluvial episodes determined by uranium-series and radiocarbon dating of lacustrine deposits of Eastern Sahara. *Palaeogeography*,

- Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 227-242.
- Taïbi, A.N., Gassani, J., Elghadi, A.V., Ballouche, A., Moguedet, G., Ould Baba, M.L., Ould Jiddou, M., 2005. Diagnostic de la dynamique des ressources hydriques de surface et des processus de « désertification » du lac d'Aleg et de son bassin versant (Brakna, Mauritanie) par télédétection multitemporale. *Télédétection*, Vol. 5 (1-2-3): 123-137.
- Tangara, A., 1997. Les systèmes dunaires de la côte nord du Sénégal : de l'instabilité climatique originelle à la pénétrabilité par le reboisement, secteur sud (Cap-Vert, Thiès). *Thèse de 3ème cycle, Université de Dakar, Sénégal*: 291p.
- Tappan, G.G., Hadj, A., Wood, E.C., Lietzow, R.W., 2000. Use of Argon, Corona, and Landsat Imagery to Assess 30 Years of Land Resource Changes in West-Central Senegal. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 66(6): 727-735.
- Tardy, Y. & Probst, J.L., 1992. Sécheresses, crises climatiques et oscillations téléconnectées du climat depuis cent ans. *Sécheresse*, 3 :25-36.
- Taud, H. & Parrot, J.-F., 1993. Reconnaissance de formes appliquée aux systèmes dunaires. *Ed. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec* :345-353.
- Taupin, J.D., Amani, A., Lebel, T., 1998. Variabilité spatiale des pluies au sahel : une question d'échelle. 1 Approche expérimentale. *IAHS pub n°252*: 143-151.
- Taylor, C.M., 2001. Feedbacks between the land surface and the atmosphere in the Sahel. *Arid Lands Newsletter*, 49(<http://cals.arizona.edu/OALS/ALN/aln49/taylor.html> ; dernier accès : 04/09/06).
- Tchakerian, V.P., 1994. Paleoclimatic interpretations from desert dunes and sediments. *In: Geomorphology of desert environments. Eds. Abrahams, A.D. & Parsons, A.J. Publié en 1994 par Chapman & Hall, London*: 631-643.
- Thiam, A., 1989a. L'Etat et la lutte contre la désertification en Mauritanie. *Cahiers géographiques de Rouen*, n°32: 61-65.
- Thiam, A., 1989b. « Le nomadisme en Mauritanie » : l'agonie d'une civilisation. *Cahiers géographiques de Rouen*, n°32: 13-14.
- Thiam, A.K., 1985. Les ensembles dunaires du sud ouest de la Mauritanie (Trarza sud-occidentale). Approche par la télédétection et les sédiments. *Thèse de doctorat de 3ème cycle, Univ. Dakar*: 181p.
- Thiebaut, J.P., Saos, J.L., Bader, J.C., 1992. Variations des hauteurs d'eau du fleuve Sénégal de 1986 à 1992. *ORSTOM, Dakar. Projet CEE (EQUESEN) TS 2 0198 EDB*: 88p.
- Thomas, D.S.G. & Middleton, N.J., 1994. Desertification, exploding the Myth. *Ed. John Wiley & Sons*: 194p.
- Topsoba, D., 1997. Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques ouest Africains et de leur récent changement. *Thèse Doctorat, Univ. Paris XI (ORSAY)*: 148p.
- Toupet, C., 1973. L'évolution de la notion d'espace dans un pays du tiers monde. L'exemple de la Mauritanie. *Bull. Assoc. Géogr. Franç. (Paris)*, n°410: 595-605.
- Toupet, C., 1976. L'évolution du climat de la Mauritanie, du moyen âge jusqu'à nos jours. *Colloque de Sur la désertification au Sud du Sahara, NEA Dakar*.
- Toupet, C., 1995. La crise sahélienne. *Revue de géographie de Lyon*, 70(3-4): 181-186.
- Toupet, C. & Michel, P., 1979. Sécheresse et aridité : l'exemple de la Mauritanie et du Sénégal. *Geo-Eco-Trop*, 3 (2): 137-157.
- Touzi, S., 1998. Formalisation des échanges fleuve-nappe en présence de zones d'inondation, cas de la régularisation des crues du fleuve Sénégal. *Mémoire de DEA, Université de Montpellier*: 108p + annexes.
- Tracol, Y., 2004. Etudes des variations interannuelles de la production herbacée des pâturages sahéliens : exemple du Gourma malien. *Thèse de Doctorat, Univ. Toulouse III*: 262p.
- Tricart, J., 1956a. Aspects géomorphologiques du delta du Sénégal. *Revue de géomorphologie dynamique*, 5-6: 65-85.
- Tricart, J., 1956b. Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal. *Mémoires du BRGM*, 8: 137p.
- Tricart, J., 1965. Principes et méthodes de la géomorphologie. *Coll. Masson et Cie*: 496p.
- Tricart, J., 1981. Géomorphologie et Quaternaire d'après une image RBV : la vallée du Sénégal entre Bogué et Podor (Sénégal, Mauritanie). *Annales de géographie*, 90 (18-1) : 311-323.
- Tricart, J. & Brochu, M., 1955. Le grand erg ancien du Trarza et du Cayor (sud ouest de la Mauritanie et nord du Sénégal). *Revue de Géomorphologie Dynamique, Paris*, 4: 145-176.

- Tricart, J. & Cailleux, A., 1959. Initiation à l'étude des sables et des galets (tome I) 376p. Valeurs numériques Morphoscopie des sables (tome II) Ed. CDU Paris, 194p.
- Tsoar, H., 2001. Types of Aeolian Sand Dunes and Their Formation. *Lecture Notes in Physics -New York Then Berlin-*, 582: 403-429.
- Tsoar, H., 2004. Sand Dunes. *Encyclopedia of soils in the Environment*: p. 462-471.
- Tsoar, H., 2005. Sand dunes mobility and stability in relation to climate. *Physica a-Statistical Mechanics and Its Applications*, 357(1): 50-56.
- Tsoar, H., Blumberg, D.G., Stoler, Y., 2004. Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphology*, 57(3-4): 293-302.
- Tucker, C.J., Grant, D.M., Dykstra, J.D., 2004. NASA's Global Orthorectified Landsat Data Set. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 70(3): 313-322.
- Turner, M.D. & Williams, T.O., 2002. Livestock Market Dynamic sand Local Vulnerabilities in the Sahel. *World Development*, 30(4): 683-705.
- UHEA, 1952. Aménagement du lac de R'kiz, notice explicative (étude technique et économique). *Dakar*, 30 juillet 1952.
- USAID, 1982. Inventaire des ressources du sud-ouest mauritanien: géologie, sols, forêts, pâturages, gestion des ressources renouvelables. *Remote Sensing Institut (Dakota)*: 391 p. + cartes 1/ 500 000.
- Vaché-Grandet, C., 1959. L'erg du Trarza ; Notes de géomorphologie dunaire. *Travaux de l'institut de Recherches sahariennes*, T. XVIII: 161-171.
- Vachier, C., 2002. Morphologie mathématique et analyse d'image. *Notes de cours, UFR Sciences et Technologie, Univ. Paris 12*: 60p.
- Valentin, C., 1994. Sécheresse et érosion au Sahel. *Sécheresse*, 5 :191-198.
- Valentin, C., 1998. Encroûtement superficiel au Sahel. *ORSTOM , actualités : Spécial érosion*, n°56: 16-17.
- Van Lavieren, B. & Vanwetten, J.C.J., 1990. Profil environnemental de la Vallée du fleuve Sénégal. *Euroconsult, Institut National de la Recherche pour la Conservation de la Nature (RIN), Arnhem, Pays Bas*: 68p.
- Vandiepenbeeck, M., 2006. Résumé climatologique de l'année 2006. http://www.kmi.be/francais/index.php?menu=Menu1_3_3 (dernier accès 06-02-07).
- Vannitsem , S. & Demaree, G., 1991. Détection et modélisation des sécheresses au Sahel. *Hydrol. Continent*, 6(2) : 155-171.
- Verheye, W.H., 1995. Impact of Climate and Soil-Conditions on Conception and Implementation of Irrigation Schemes in the Senegal River Basin. *Agricultural Water Management*, 28(1): 73-94.
- Vernet, R., 2000. Plaines inondables du Sahel préhistorique. In "*Vers une gestion durable des plaines d'inondation sahéliennes*", Ed. Groupe d'Experts sur les plaines d'inondations, UICN: 214p.
- Visser, S.M., Sterk, G., Karsenberg, D., 2005. Wind erosion modelling in a Sahelian environment. *Environmental Modelling & Software*, 20(1): 69-84.
- Visser, S.M., Sterk, G., Ribolzi, O., 2004. Techniques for simultaneous quantification of wind and water erosion in semi-arid regions. *Journal of Arid Environments*, 59: 699-717.
- Von Hardenberg, J., Meron, E., Shachak, M., Zarmi, Y., 2001. Diversity of Vegetation Patterns and Desertification. *Physical Review Letters*, 87(19): 198101.
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J., Zhao, A., 2003. Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan sand sea. *Sedimentology Geology*, 161: 1-14.
- Warren, A., 2002. Land degradation is contextual. *Land Degradation & Development*, 13(6): 449-459.
- Warren, A., 2005. The policy implications of Sahelian change. *Journal of Arid Environments*, 63(3): 660-670.
- Washington, R., Todd, M., Middleton, N.J., Goudie, A.S., 2003. Dust-storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations. *Annals of the Association of American Geographers*, 93(2): 297-313.
- Wauthy, B., 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanogr. trop*, 18 (2): 103-138.
- Wiggs, G.F.S., 2001. Desert dune processes and dynamics. *Progress in Physical Geography*, 25(1): 53-79.
- Wilmet, J., 1996. Télé-détection aérospatiale. Méthodes et applications. Ed *SIDES*: 300p.
- Xue, Y. & Fennessy, M.J., 2002. Under what conditions does land-cover change impact regional climate? In: *Global Desertification: Do Humans cause Deserts ? ed. Reynolds, J.F & Stafford Smith, D.M*, 2002, *Dahlem University Press*: 59-74.
- Yoshioka, H., Miura, T., Huete, A.R., Canopol, B.D., 2000. Analysis of Vegetation Isolines in Red-NIR

- Reflectance Space. *Remote Sensing of Environment*, 74: 313-326.
- Zine, S., 2000. Déconvolution des signatures spectrales de séries d'images satellitaires : application à la surveillance écologique des milieux arides. *DEA, Sciences de l'Information Géographique, Univ. Marne la vallée*: 50p.
- Zine, S., 2004. Contribution de la télédétection satellitaire radar pour le suivi des paramètres de surface d'une zone sahélienne agro-pastorale. *Thèse de Doctorat, Univ. Marne La Vallée*: 163p.
- Zouari, K., Gilbert, E., Causse, C., 1998. Chronologie (14C et Th/U) des épisodes humides majeurs du Quaternaire récent au Sahara : sites choisis du programme PALHYDAF. In *Causse C.; Gasse, F. (ed.). Hydrologie et géochimie isotopique, ORSTOM, Paris (Colloques et séminaires)*: 177-195.

Table des matières

Chapitre 1 : Introduction générale	1
1.1. La zone d'étude	1
1.2. Justification de l'étude	3
1.2.1. Intérêt	4
1.2.2. Objectifs	4
1.3. Moyens utilisés et méthodologie	5
1.3.1. Données de télédétection et documents cartographiques	5
1.3.2. Données hydroclimatiques et données de terrain	6
Chapitre 2 : Synthèse bibliographique	8
2.1. Les changements climatiques au Quaternaire	8
2.1.1. Les modifications environnementales au Quaternaire	9
2.1.2. Chronologie des formations dunaires	10
2.1.2.1. L'erg ancien	10
2.1.2.2. L'erg ogolien	11
2.1.2.3. Les formations post-ogoliennes	12
2.1.3. Transgressions marines et morphogenèse de la vallée du Sénégal	13
2.1.3.1. Les principales transgressions marines en Mauritanie Atlantique	13
2.1.3.2. Morphogenèse de la vallée alluviale du Sénégal	15
2.2. La crise climatique des années 70	17
2.2.1. L'évolution des précipitations	18
2.2.1.1. Répartition annuelle	18
2.2.1.2. Répartition mensuelle et journalière	20
2.2.2. Les caractéristiques de l'écoulement	21
2.3. Les processus et les formes liés à la désertification	22
2.3.1. L'érosion éolienne	23
2.3.1.1. Les phénomènes éoliens (lithométéores)	23
2.3.1.2. Rôle des poussières atmosphériques sur la dégradation du milieu	26
2.3.1.3. Les formations éoliennes	27
2.3.2. La dégradation des sols	32
2.3.3. L'érosion hydrique	33
2.3.4. Dynamique de la couverture végétale	34
2.3.5. Suivi de la dynamique des écosystèmes par télédétection	35
2.4. Dynamique fluviale et morphogenèse	36
2.4.1. Morphodynamique sous régime naturel (avant 1985-1987)	36
2.4.2. Morphodynamique sous régime artificialisé (à partir de 1987)	39
1^{ère} Partie : LES FACTEURS DE LA MORPHOGENESE	42
Chapitre 3 : Le milieu physique et ses contraintes	43
3.1. Les grands traits de la structure	43
3.1.1. Esquisse géologique	43
3.1.1.1. Le Cambrien et/ou Pré-Cambrien	43
3.1.1.2. L'Eocène	43
3.1.1.3. Le Continental terminal	45
3.1.1.4. Le Quaternaire	45
3.1.1.5. Le bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien (fig.3.3)	47

3.1.2. L'hydrogéologie	48
3.1.3. Les sols et la couverture végétale	49
3.1.3.1. Les sols (fig.3.4)	49
3.1.3.2. La couverture végétale (fig.3.5)	51
Chapitre 4 : Aspects humains et socio-économiques	53
4.1. Quelques caractéristiques démographiques	53
4.1.1. Evolution de la population	53
4.1.2. Les mouvements de la population	56
4.2. Les activités socio-économiques	57
4.2.1. Les aménagements hydro-agricoles	57
4.2.2. L'agriculture	59
4.2.3. L'élevage	60
Discussion et conclusion	62
Chapitre 5 : Les conditions climatiques	63
5.1. La circulation atmosphérique dans la zone intertropicale	64
5.1.1. Généralités	64
5.1.2. Le rôle des AMP	65
5.1.3. Les centres d'action	65
5.1.4. Les flux de surface	66
5.1.5. Les discontinuités	66
5.1.6. Conditions de la pluviogenèse	67
5.2. Les précipitations	68
5.2.1. Les données pluviométriques	68
5.2.2. Les caractéristiques des précipitations	68
5.2.2.1. La répartition interannuelle des précipitations	69
5.2.2.2. La répartition mensuelle des précipitations	74
5.2.2.3. Les précipitations journalières	76
5.3. Les vents	78
5.3.1 Généralités	78
5.3.2. Les données utilisées	79
5.3.3. La vitesse du vent	80
5.3.3.1. Détermination de la vitesse du vent efficace	80
5.3.3.2. Répartition annuelle de la fréquence des vents efficaces 1951-2001	82
5.3.3.3. Répartition mensuelle de la fréquence des vents efficaces	83
5.3.4. La direction des vents efficaces	84
5.4. Les lithométéores	86
5.4.1. Définitions	86
5.4.2. Les données utilisées	87
5.4.3. Répartition interannuelle des lithométéores	88
5.5.4. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores	90
5.5.5. Répartition mensuelle de la fréquence des lithométéores de 1960-2004	93
5.6. Conclusion et discussion	94
Chapitre 6 : Le contexte hydrologique	97
6.1. Présentation du bassin du fleuve Sénégal	97
6.1.1. Le régime du fleuve Sénégal	99
6.1.2. La vallée alluviale du Sénégal	99
6.2. Evolution du régime hydrologique du Sénégal	101
6.2.1. Les données utilisées	101
6.2.2. Variabilité des débits du Sénégal à Bakel	102
6.2.2.1. Répartition interannuelle des débits à Bakel	102
6.2.2.2. Evolution des débits moyens mensuels à Bakel	105
6.2.2.3. L'évolution des débits journaliers à Bakel	106

6.2.2.4. Analyse des débits maximums journaliers _____	108
6.2.3. Les hauteurs limnimétriques du Sénégal _____	112
6.2.3.1. Evolution interannuelle des hauteurs d'eau _____	113
6.2.3.2. Distribution des hauteurs d'eau journalières _____	115
Conclusion et discussion _____	120
2^{ème} Partie : PROCESSUS MORPHODYNAMIQUES _____	121
Chapitre 7: suivi des processus morphodynamiques par télédétection _____	122
7.1. Analyse de l'évolution morphodynamique par photographies _____	123
aériennes et satellitaires de 1954 à 2003 _____	123
7.1.1. Caractéristiques des données utilisées _____	123
7.1.2. Méthodologie _____	125
7.1.2.1. Mosaiquage et superposition _____	125
7.1.2.2. Digitalisation _____	126
7.1.2.3. Seuillage et compositions colorées _____	127
7.1.3. Résultats et interprétations _____	128
7.1.3.1. Analyse des photographies de 1954 _____	128
7.1.3.2. Analyse des photographies de 1972 _____	130
7.1.3.3. Analyse des photographies de 1992 _____	132
7.1.3.4. Analyse des photographies de 2003 _____	134
7.1.3.5. Superposition des photographies et mesures de surfaces _____	136
Dynamique des formations dunaires entre 1954 et 1992 _____	136
Evolution dans la plaine alluviale du Sénégal entre 1954 et 2003 _____	139
7.2. Mise en évidence des changements environnementaux et des caractéristiques morphogénétiques par imagerie satellitale _____	146
7.2.1. Les données images utilisées _____	146
7.2.2. Traitements et interprétation des résultats _____	147
7.2.2.1. Calibration des images _____	147
7.2.2.2. Fusion d'images _____	147
7.2.2.3. Compositions colorées _____	148
Les formations dunaires _____	148
La dépression de l'Aftout Chergui _____	150
La plaine alluviale du fleuve Sénégal _____	151
7.2.2.4. Classifications _____	153
Méthodologie _____	153
Contrôle de la qualité de la classification _____	153
Comparaison des classifications _____	155
7.2.3. Les indices _____	160
7.2.3.1. Les indices de végétation _____	160
L'indice normalisé de Végétation (NDVI) _____	161
L'indice de végétation ajusté pour le sol (SAVI) _____	161
Evolution des indices de végétation _____	162
7.2.3.2. L'indice de rougeur ou ' Redness index' (RI) _____	167
7.2.3.3. L'indice de changement diachronique _____	169
Indices de changement entre 1987 et 1999 _____	170
7.3. Etude de la morphodynamique par imagerie radar _____	172
7.3.1. Les données utilisées et méthodologie _____	172
7.3.2. Morphodynamique éolienne à travers les produits de cohérence radar _____	174
7.3.2.1. Analyse de la paire tandem des 05 et 06 novembre 1995 _____	174
7.3.2.2. Analyse de la paire tandem des 18 et 19 février 1996 _____	176
7.4. Analyse des principaux traits morphologiques des ensembles dunaires _____	183
7.5. Conclusion et discussion _____	189

Chapitre 8 : Etude sédimentologique	192
8.1. Le contexte géomorphologique	192
8.2. Méthodologie	193
8.2.1. Choix et prélèvement des échantillons	193
8.2.2. Granulométrie	193
8.2.3. Morphoscopie	195
8.3. Représentation et interprétation des résultats	195
8.3.1. Les histogrammes de fréquence	195
8.3.2. Les courbes cumulatives	197
8.3.2.1. Analyse comparative des courbes cumulatives	197
Les différentes parties d'une même dune	197
Les mêmes parties des différentes dunes	206
8.3.3. Les indices granulométriques	206
Analyse statistique des échantillons	208
8.4. La morphoscopie	213
8.4.1. La fraction > 595 et 420 μm	214
8.4.2. La fraction > 212 μm	216
8.5. Conclusion et discussion	217
Chapitre 9 : Morphodynamique actuelle : aires de dégradation et nouvelles formes de l'érosion hydrique et éolienne	219
9.1. Morphodynamique fluviale et érosion hydrique	219
9.1.1. Morphodynamique fluviale	219
9.1.2. Manifestations de l'érosion hydrique	226
9.2. Aires de dégradation et érosion éolienne	228
9.2.1. Analyse des aires de dégradation	228
9.2.2. Autres manifestations de l'érosion éolienne	234
Conclusion	237
Chapitre 10 : Conclusions générales	238
10.1. Les facteurs de la morphogénèse	239
10.2. Les processus morphodynamiques	241
Références bibliographiques	245

Liste des figures

Fig. 1.1. Présentation de la zone d'étude	2
Fig. 2.1. Présentation du bassin du fleuve Sénégal.	8
Fig. 2.2. Changements climatiques sur la bordure sahélienne depuis 20 000 ans BP (Rognon, 1986)	9
Fig. 2.3. Transgressions (encadré) et dépôts du Quaternaire en Mauritanie atlantique Giresse <i>et al.</i> , 2000, modifié).	14
Fig. 2.4. Fluctuation des précipitations au Sahel, 1901-1997 (Indices pluviométriques de Lamb – cf. chapitre 5 -réalisés sur plus d'une centaine de stations réparties dans tous les pays du Sahel - Nicholson, 2005).	19
Fig. 2.5. Evolution des débits moyens annuels des fleuves Sénégal de 1903 à 2004 à la station de Bakel et identification des tendances par la procédure de segmentation (Hubert <i>et al.</i> , 2007).	21
Fig. 2.6. Evolution des précipitations et des lithométéores à Nouakchott de 1960 à 2000 (Dumay <i>et al.</i> , 2002)	24
Fig. 2.7. Concentration moyenne des poussières atmosphériques au dessus de la Barbade. Comparaison avec l'indice pluviométrique de Lamb. On peut noter l'augmentation dans la décennie 80 en relation avec la dégradation environnementale dans la région saharo-sahélienne (<i>in</i> Nicholson, 2001).	25
Fig. 2.8. Indice d'aérosol moyen annuel pour le Sahara d'après les données de TOMS. L'indice signale l'intensité de la concentration de poussière, le plus élevé au monde se trouve au Sahara central (Goudie & Middleton, 2001).	25
Fig. 2.9. Interaction entre le climat/activités humaines et la poussière (Arimoto, 2001).	27
Fig. 2.10. Morphodynamique dunaire (sud-ouest de la Mauritanie - Courel <i>et al.</i> , 1999).	28
Fig. 2.11. Images satellites et photographies aériennes des principaux types de dunes (Lancaster, 2005).	29
Fig. 2.12. Relation entre la taille d'une barkhane et sa vitesse de déplacement. Les barkhanes de 3 m de hauteur peuvent se déplacer de 15 à 60 m/an, celles de 15 m de haut peuvent avancer de 4 à 15m/an (Andreotti <i>et al.</i> , 2002).	30
Fig. 2.13. Profil en long du fleuve Sénégal en aval de Bakel (Michel, 1973)	37
Fig. 2.14. Inondation du lit majeur entre Bakel et Dagana. Stockage dans les lits majeur et mineur du Sénégal lors de la crue de 196 ; <i>in</i> Michel, 1973).	38
Fig.2.15. Variations des concentrations moyennes journalières des matières en suspension avec les débits à Diama en 1989 (Michel <i>et al.</i> , 1993).	40
Fig. 3.1. Carte géologique schématique de la Mauritanie (Carité, 1989, modifié).	44
Fig. 3.2. Extrait de la carte géologique du Sénégal au 1 : 200.000 (Source BRGM, 1967).	46
Fig.3.3. Carte et coupe géologique schématiques de la Mauritanie occidentale (Carité 1989).	47
Fig. 3.4. Coupe schématique de la vallée du Sénégal dans la région de Podor (d'après Michel, 1967).	49
Fig.3.5. Principales formations végétales de la vallée du fleuve Sénégal et espèces dominantes (Coupe schématique Nord-Sud - Michel, 1973).	51
Fig.4.1. Evolution de la population de la Mauritanie et du Trarza (Source : O.N.S).	53
Fig. 4.2. Extension la ville de R'kiz (encadré en rouge) entre 1972 et 2002.	54
Fig. 4.3. Extension la ville de Rosso (encadré en rouge- même échelle) entre 1972 et 2004	55
Fig.4.4. Evolution du mode de résidence de la population du Trarza (Source : O.N.S).	56
Fig.4.5. Les établissements humains du sud du Trarza (<i>in</i> Retailié, 1995).	56
Fig.4.6 : Migrations autour de Boutilimit (Retailié, 1995).	57
Fig.4.7. Répartition des activités socio-économiques dans la zone étudiée (Retailié, 1995).	58
Fig.4.8. Evolution du cheptel au Trarza de 1990 à 2000 (Source : MDRE, Direction de l'élevage).	61
Fig.5.1. Dynamique de la circulation atmosphérique en Afrique occidentale (Leroux, 1995a).	64
Fig.5.2. Evolution interannuelle de la pluviométrie dans les trois stations	69

Fig.5.3. Indices pluviométriques et courbes lissées sur 9 ans pour les trois stations.	71
Fig. 5.4.Représentation du test de Pettitt appliqué aux données de précipitations des 3 stations	73
Fig. 5.5. Evolution mensuelle des précipitations de la saison des pluies dans les trois stations	75
Fig.5.6. Les fortes précipitations journalières de 1940 à 2005.	77
Fig. 5.7. Evolution des précipitations maximales journalières 1940-2002.	78
Fig. 5.8. Fréquence des cas de déflation (observés) selon la vitesse du vent à Boutilimit lors des Période Humide, Période de Sécheresse et Période Post-Sécheresse (Source : Niang <i>et al.</i> , 2008).	81
Fig. 5.9. Evolution annuelle de la fréquence des vents efficaces à Boutilimit et à Podor 1951-2001.	82
Fig.5.10. Répartition mensuelle de la fréquence des vents efficaces à Boutilimit et à Podor 1951-2001.	83
Fig. 5.11. Evolution de la direction des vents efficaces depuis la période humide à Boutilimit et Podor	85
Fig. 5.12. Direction des vents efficaces à Boutilimit et Podor de 1991 à 2001.	86
Fig. 5. 13. Indices normalisés des précipitations et des lithométéores dans les trois stations.	89
Fig.5.14. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores à Boutilimit et Rosso 1960-2005	90
Fig.5.15. Manifestations de lithométéores vues par Satellite Aqua /MODIS (Source : NASA).	92
Fig. 5.16. Cas de lithométéores enregistrés en 2007 (vues par Satellite Aqua /MODIS - NASA).	93
Fig. 5.17. Fréquence mensuelle des lithométéores à Boutilimit et Rosso 1960-2004.	93
Fig. 6.1. Présentation du réseau hydrographique du fleuve Sénégal dans le secteur étudié (mosaïque d'images SPOT 5-fausses couleurs infrarouge- des 28-11-2002 et 29-12-2002).	98
Fig.6.2. Profil en long du fleuve Sénégal en aval de Bakel (d'après, Rochette 1974, modifié).	100
Fig. 6.3. Résultats du test de Pettitt pour la station de Bakel. Les traits épais indiquent les ruptures dans les sous-séries.	103
Fig.6.4. Variabilité interannuelle des débits moyens annuels du Sénégal à Bakel 1904-2002.	103
Fig. 6.5. Méthode de Probst (filtrage et standardisation) appliquée aux débits de Bakel 1904-2002.	105
Fig. 6.6. Répartition mensuelle des modules du Sénégal à Bakel 1949-2003.	106
Fig.6.7. Débits journaliers de la station de Bakel 1904-2002	107
Fig. 6.8 Variabilité des débits journaliers de la période récente.	108
Fig. 6.9. Evolution du débit maximum journalier du module et de la moyenne mobile sur 5 ans.	109
Fig. 6.10. Extension de l'inondation de 1999 dans le lit majeur du Sénégal (composition fausses couleurs image Landsat ETM+ du 13/11/1999.	110
Fig. 6.11. Ajustement des débits maximales du Sénégal (à Bakel) à la loi de Gumbel pour les périodes 1904-1969 (a) et 1970-2002 (b).	111
Fig. 6.12. Cotes moyennes annuelles du Sénégal à Bakel et Podor.	113
Fig.6.13. Méthode de Probst (1989) appliquée aux cotes moyennes annuelles de Podor et Bakel.	115
Fig. 6.14. Cotes moyennes journalières à Podor 1903-2002	116
Fig. 6.15. Cotes moyennes journalières à Bakel 1904-2002.	117
Fig. 6.16. Hauteurs d'eau journalières à Dagana et à Rosso	118
Fig. 6.17. Cotes maximales et moyenne mobile de 5 ans à Bakel et Podor 1904-2002.	119
Fig. 7.1. Plan d'assemblage et zones couvertes par les différentes séries de photographies utilisées.	124
Fig. 7.2. Réalisation de la composition colorée entre images de dates différentes.	127
Fig.7.3. Mosaïque des photographies de 1954 (a) et extraction de la couverture végétale par seuillage (b).	129
Fig.7.4. Mosaïque des photographies satellitaires CORONA de 1972 (a) et extraction de la couverture végétale par seuillage (b).	131
Fig.7.5. Mosaïque des photographies aériennes de 1992 (a) et extraction de la couverture végétale en 1992 (b). Les rizières ne sont pas figurées sur le seuillage.	133

Fig. 7.6. Analyse des photographies de 2003, cartographie par interprétation de l'occupation du sol. Les agrandissements sur 3 secteurs (a,b et c) montrent certains aspects de la morphodynamique actuelle.	135
Fig. 7.7. Dynamique des formations dunaires entre 1954 et 1992. La figure montre le passage progressif de dunes fixées par la végétation, à des dunes remaniées et remises en mouvement, avec l'apparition de crêtes vives.	137
Fig. 7.8. Superposition des digitalisations de 1954 et 1992	138
Fig. 7.9. Evolution de la végétation entre 1954 et 2003 (le rouge indique la végétation qui a disparu depuis 1954, les rizières ont été masquées).	139
Fig.7.10. Dynamique de la végétation entre 1954 et 1992 et des rizières de 1992 à 2003	140
Fig.7.11. Présentation de la zone commune entre les photographies de 1972 et de 2003.	141
Fig.7.12. Evolution de l'occupation du sol entre 1972 et 2003	142
Fig. 7.13. Evolution du lit mineur du Sénégal au niveau d'un méandre entre 1972 et 2003	143
Fig. 7.14. Dynamique des écosystèmes entre 1972 et 2003	145
Fig. 7.15. Phénomènes de ravinement entre 1972 et 2003.Extrait de la figure 7.14	145
Fig. 7.16. Composition vraie couleur (RVB) de l'image Landsat TM du 04/01/1987 (la valeur des histogrammes a été modifiée).	149
Fig. 7.17. Composition vraies couleurs de l'image Landsat ETM+ du 29/11/1999.	149
Fig. 7.18. Plaine alluviale du fleuve Sénégal : composition fausse couleur image SPOT 3 du 07/10/1995	152
Fig. 7.19. Mosaïque de composition fausses couleurs image SPOT 4 - 10/1997	152
Fig. 7.20 Classification supervisée de l'image Landsat MSS du 12/10/1973.	156
Fig. 7.21 Classification supervisée de l'image Landsat ETM+ du 29/11/1999.	157
Fig. 7.22. Comparaison des classifications supervisées de la zone-test 3 des images Landsat MSS 1973, TM 1987 et ETM+ 1999.	158
Fig. 7.23. NDVI des images Landsat MSS de 1973 et TM de 1987.	163
Fig. 7.24. Résultat des indices SAVI et NDVI de l'image Landsat ETM+ du 29-11-1999.	164
Fig. 7.25. Image des NDVI différentiels entre 04/01/1987 et 29/11/1999.	165
7.26. Evolution saisonnière et interannuelle des NDVI en 2003, 2004 et 2005.	166
Fig. 7.27. RI calculés sur les images Landsat TM du 04-01-87 et ETM+ du 29-11-99.	168
Fig.7.28. Image des RI différentiels entre 1987 et 1999.	169
Fig.7.29. Indices de changements diachroniques calculés sur les bande rouge et proche infrarouge, entre les imagesLandsat du 04/01/1987 et du 29/11/ 1999.	171
Fig. 7.30. Réalisation d'une composition colorée à partir d'une paire tandem ERS	173
Fig. 7.31. Composition colorée obtenue à partir des modules et l'image de cohérence de la paire tandem ERS des 05 et 06 novembre 1995.	174
Fig. 7.32. Composition colorée obtenue à partir des modules et l'image de cohérence de la paire tandem ERS des 18 et 19 février 1995	176
Fig. 7.33. Identification des zones en mouvements en 24h (cohérences ERS ½ des 18 et 19 février 1996) sur les images satellitales optiques	178
Fig. 7.34. Extrait de la superposition de la carte topographique à l'image des produits de cohérence radar des 18 et 19 février 1996 et localisation des villages.	179
Fig. 7.35. Morphodynamique éolienne et caractérisation de la surface du sol au départ des paires tandems des images radar ERS des 05 et 06 novembre 1995 et des 18 et 19 février 1996.	180
Fig. 7.36 MNS extrait des images Radar ERS des 05 et 06 novembre 1995.	182
Fig. 7.37. Extraction des crêtes et sommets à partir du MNS Radar. Zone encadrée est agrandie à la figure 7.38.	182
Fig. 7.38. Morphodynamique récente des formations éoliennes à partir du MNS généré à partir de la paire tadem ERS des 05 et 06 novembre 1995	183

Fig. 7.39. Filtrage directionnel N-S de l'image Landsat ETM+ fusionnée (canal 3).	185
Fig. 7.40. Comparaison des filtres directionnels N-S appliqués à différentes images Landsat, canal 2 pour l'image Landsat MSS et canal 3 pour les Landsat TM et ETM+.	187
Fig. 7.41. Filtres directionnels E-O appliqués aux images Landsat de 1987 et 1999, canal 3.	188
Fig. 8.1. Localisation des sites de prélèvement à Boutilimit (a) et à proximité de la vallée du Sénégal (b).	194
Fig.8.2. Histogrammes de fréquence des différents échantillons.	196
Fig.8.3. Comparaison des courbes de différentes dunes vives.	206
Fig. 8.4. Diagrammes de distribution des paramètres statistiques (a,b : digrammes de Friedman, 1961; c : Moiola & Weiser, 1968) .	212
Fig. 8.5. Table d'éroussé des cailloux de 4 à 6 cm, selon Krumbein (1941),	214
Fig. 9.1. Présentation des différentes unités morphologiques de la plaine alluviale du Sénégal.	220
Fig. 9.2. Carte morphologique schématique de la plaine alluviale du Sénégal	221
Fig. 9.3. Réseau hydrographique du Sénégal (a) et cartographie de la zone inondée en 1999 (b), réalisée par seuillage, au départ de l'image Landsat ETM+ du 13/11/1999.	222
Fig. 9.4. Colonisation des berges du Koundi par la végétation (en rouge) dans les environs de Mboul. La superficie occupée par les végétaux est d'environ 1 ha pour un linéaire de 1,5 km (Photographies couleur 2003).	224
Fig. 9.5. Aires de dégradation dans les environs de Méderdra.	229
Fig. 9.6. Localisation des aires de dégradations étudiées entre 1972 et 2002.	230
Fig. 9.7. Dégradation autour du village de Taguilalet entre 1972 et 2005	233

Liste des tableaux

Tableau 2.1. Stratigraphie du bassin sénégal-mauritanien au Quaternaire. Les différentes phases arides sont soulignées. La partie gauche du tableau présente les anciennes datations obtenues par Elouard (1976), la partie droite illustre les âges datés par Uranium-Thorium par divers auteurs cités par Giresse <i>et al.</i> , (2000).	11
Tableau. 2.2 : Principales étapes de la morphogenèse de la vallée du Sénégal (Michel, 1968).	16
Tableau 2.3. Estimations de l'émission annuelle de poussière pour le Sahara (Goudie & Middleton, 2001).	26
Tableau 2.4. Classification morphologique des dunes éoliennes (Lancaster, 2005).	28
Tableau 2.5. Processus et type de dégradation des sols (vitesse, réversibilité et surfaces affectées (Leemans & Kleidon, 2002).	33
Tableau 2.6. Recul des berges aux divers intervalles chronologiques en m (avant la construction des barrages - Michel & Sall, 1984).	37
Tableau 2.7. Temps de propagation de la crue de Bakel à Dagana (Michel, 1973).	38
Tableau 2.8. Recul des berges en m pour quelques stations de la vallée en 1989 et 1992 (Michel <i>et al.</i> , 1993).	39
Tableau 2.9. Variation annuelle du niveau piézométrique (Dieng & Diatta, 1998).	40
Tableau 4.1 : Evolution de la population entre 1977 et 2000.	54
Tableau 5.1. Stations synoptiques de la zone d'étude.	68
Tableau 5.2. Résultats du test de Pettitt.	72
Tableau 5.3. Récurrence des précipitations maximales journalières en mm (loi de Gumbel) de 1940-1990	76
Tableau 6.1. Caractéristiques des stations et données utilisées	101
Tableau 6.2. Résultats du test de Pettitt sur les débits de Bakel	102
Tableau 6.3. Débits maxima journaliers à la station de Bakel de 1904 à 2002 (m^3/s^{-1}).	109
Tableau 6.4. Débits estimés des crues selon leurs périodes de retour.	111
Tableau 6.5. Définitions des niveaux d'anormalité selon Vandiepenbeeck (2006).	112
Tableau 6.6. Cotes estimées selon leurs périodes de retour à Bakel et Podor.	119
Tableau 7.1. Données iconographiques utilisées.	123
Tableau 7.2. Systèmes photographiques KH de CORONA (d'après Mac Donald, 1995).	125
Tableau 7.3. Evolution de la végétation et des rizières de 1954 à 2003.	140
Tableau 7.4. Occupation du sol dans la vallée du Sénégal entre 1972 et 2003.	141
Tableau 7.5. Images satellitaires utilisées.	145
Tableau 7.6. Matrice de confusion pour le contrôle de la classification de l'image Landsat ETM+ du 29-11-1999	154
Tableau 7.7. Valeur de l'indice Kappa pour la classification de l'image Landsat ETM+ du 29-11-1999.	154
Tableau 7.8. Résultats statistiques des classifications de la zone-test 3 des images Landsat	159
Tableau 7.9. Caractéristiques des différents indices de végétations (source : Brun, 2004).	161
Tableau 7.10. Données radar utilisées	172
Tableau 7.11. Codage des couleurs et intensité des coefficients de rétrodiffusion des deux modules.	175
Tableau 8.1. Résumé des indices de triage Qd phi et Hé.	208
Tableau 8.2. Les indices granulométriques de la dune n°1.	209
Tableau 8.3. Les indices granulométriques de la dune n°2.	209
Tableau 8.4. Les indices granulométriques de l'interdune	209
Tableau 8.5. Les indices granulométriques de la dune remaniée.	210
Tableau 8.6. Les indices granulométriques de la grande dune vive.	210
Tableau 8.7. Les indices granulométriques de la dune vive de Boutilimit.	211

Liste des photos et planches

Photo 5.1. La station synoptique de Podor (Cliché : Niang, 2005)	79
Photo 9.1. Sapement latéral des berges (effondrement)	223
Photo 9.2. Déchaussement d'arbre suite à l'érosion des berges.	223
Photo 9.3. Evolution des végétaux envahissants dans le lit entre 1998 (a) et 2006 (b)	225
Photo 9.4. Prolifération des roseaux (<i>Typha Australis</i>) dans le Koundi	225
Photo 9.5. L'érosion en griffes	227
Photo 9.6. L'érosion en rigoles	227
Photo 9.7. Dynamique des cordons dunaires.	234
Photo 9.8. Etouffement des arbres par le sable dunaire	234
Photo 9.9. Déchaussement des arbres par la déflation sur les berges du koundi.	234
Photo 9.10. Destruction de la végétation pour le bois (a) ou pour la culture (b)	236
Planche 8.1. 1 ^{ère} dune (localisation : voir fig.8.1).	199
Planche 8.2. Interdune (localisation : voir fig.8.1).	200
Planche 8.3. Dune fixée (localisation : voir fig.8.1).	201
Planche 8.4. Dune remaniée (localisation : voir fig.8.1).	202
Planche 8.5. 2 ^{ème} dune vive (localisation : voir fig.8.1).	203
Planche 8.6. Grande dune vive (localisation : voir fig.8.1).	204
Planche 8.7. Boutilimit dune vive (localisation : voir fig.8.1).	205
Planche 9.1 : Illustrations de phénomènes de ravinement apparentés aux badlands	226
Planche 9.2. Erosion en ravines (Clichés : Niang, 2006).	227
Planche 9.3. Aires de dégradation entre 1972 et 2002.	232
Planche 9.4. Illustrations de diverses formes de l'érosion éolienne.	235