

**THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE PERPIGNAN**

**SPECIALITE : Océanologie - Géologie**

Présentée par :

**Mariline DIARA**

**FORMATION ET EVOLUTION FINI-HOLOCENES ET DYNAMIQUE ACTUELLE  
DU DELTA SALOUM - GAMBIE (SENEGAL - AFRIQUE DE L'OUEST)**  
Géomorphologie, stratigraphie, sédimentologie et dynamique sédimentaire

Soutenue le 16 décembre 1999, devant le jury composé de :

- |   |            |
|---|------------|
| M. Pierre GIRESSE, Professeur, Université de Perpignan                    | Président  |
| Mme Bernadette TESSIER, Chargée de Recherche CNRS, Université de Caen     | Rapporteur |
| M. Edward J. ANTHONY, Professeur, Université du Littoral « Côte d'Opale » | Rapporteur |
| M. Jean-Paul BARUSSEAU, Professeur, Université de Perpignan               | Examineur  |
| M. Cyr DESCAMPS, Maître de Conférences, Université de Perpignan           | Examineur  |
| M. Jean-Luc SAOS, Chargé de Recherche, IRD Conakry (Guinée)               | Examineur  |

La vie est parsemée de bonheurs et de peines ....

Bonheur est un mot trop faible pour parler d'eux

Je dédie cette thèse à Seydi et Antoine

Peine est un mot trop faible pour parler d'eux

Je la dédie aussi à Marité et Jeannot

## REMERCIEMENTS

La réalisation de ce mémoire n'a pu se faire que grâce au travail de toute une équipe et au concours de nombreuses personnes d'organismes divers auxquelles je veux rendre hommage.

Je remercie tout d'abord les membres du jury qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail.

Madame Bernadette Tessier et Monsieur Edward Anthony ont accepté d'être rapporteurs. Je les en remercie très sincèrement, d'autant qu'ils ont dû travailler dans des délais très courts.

Monsieur Pierre Gresse a su me conseiller efficacement chaque fois que cela fut nécessaire. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Monsieur Jean-Luc Saos, depuis de longues années, m'a guidée sur les divers systèmes côtiers du Sénégal. Sa connaissance aiguë du terrain, son sens critique ont été pour moi un atout majeur dans l'élaboration de ce travail. Son appui sans cesse renouvelé s'est également concrétisé par une collaboration extrêmement fructueuse avec l'IRD de Dakar (Institut de Recherche et de Développement - ex ORSTOM). Je le remercie très sincèrement.

Monsieur Cyr Descamps m'a fait bénéficier de son expérience et de ses connaissances approfondies tant humaines que scientifiques du milieu saloumien. Sa disponibilité et son engagement infailibles ont été pour moi un soutien considérable sur lequel j'ai toujours pu compter. Je l'en remercie vivement.

A Monsieur Jean-Paul Barusseau j'adresse mes très sincères remerciements. Par son énergie et son dévouement sans cesse déployés au service du domaine littoral, par son expérience, par sa rigueur alliée à une grande souplesse d'esprit, il m'a montré le chemin de cette science si passionnante qu'est la Sédimentologie marine. Il symbolise l'exemple que tout élève souhaite suivre. Qu'il soit assuré de mon indéfectible gratitude et de ma plus profonde reconnaissance.

Mes recherches sur le terrain et une grande partie du travail en laboratoire n'auraient pu se faire sans l'IRD (Institut de Recherche et de Développement - ex ORSTOM), par son centre de Dakar, qui m'a offert un statut de chercheuse associée au sein de ses divers laboratoires. Je remercie Jean-René Durand (Représentant de l'IRD à Dakar), Jean Citeau du Laboratoire UTIS (Unité de Traitement d'Image Satellitaires - IRD/ISRA-CRO Dakar Thiaroye) ainsi que Michel Carn, André Pesin, Aminata MBow et Ousmane Bâ ; Jean Dupré et Gilles Ciornei du laboratoire d'hydrologie-sédimentologie ; MM. Masoyer et Sileye du garage IRD et tout le service administratif.

Je tiens à remercier M. Nouhoum Diop du Service des Phares et Balises du Port Autonome de Dakar pour l'amabilité et l'efficacité dont il a toujours fait preuve à mon égard.

Au moment d'achever ce mémoire, mes pensées se dirigent tout naturellement vers mes collègues du Département de Géologie de Dakar ainsi que ceux de l'EPEEC-Sénégal (Equipe Pluridisciplinaire d'Etudes des Ecosystèmes Côtiers). Elles se dirigent en particulier vers Bachir Diouf. Bachir, nous avons souffert ensemble, ri aussi souvent, très souvent, sur nos troncs d'arbre en guise de pirogue ou dans la boue jusqu'aux genoux. Je t'ai tourmenté, tu ne m'as pas épargnée non plus ... par ta gentillesse, tes idées lumineuses, tes encouragements sans cesse renouvelés. Grâce à toi également, j'ai découvert l'endroit le plus charmant, le plus paisible du monde, ce delta du Saloum (ou plutôt Saloum-Gambie) qui cache si bien son jeu pour notre plus grand plaisir. Sans toi, sois en sûr, cette thèse n'aurait jamais vu le jour. Te dire merci me paraît trop petit, alors, diérédieuf Bassirou !

Le laboratoire CEFREM-LSM de l'Université de Perpignan m'a ouvert ses portes. J'en remercie tous les membres, en particulier Jean Benkhelil, pour son efficacité et Laurent Jallet. Une pensée très amicale pour Muriel qui m'a soutenue au cours de moments parfois si difficiles ainsi que pour Raphaël. A tous deux, je souhaite plein succès pour leur thèse. Mes plus sincères remerciements à Maud qui, par son passage au laboratoire, a illuminé de mille gentillesse notre bureau commun.

Je tiens à remercier également Laurent Autrique du laboratoire de physique de l'Université de Perpignan pour sa sympathique disponibilité, Solange et Sylviane du service administratif de l'Université de Perpignan.

Que Françoise et Cyr soient assurés de ma plus profonde reconnaissance. Leur hospitalité à nulle autre pareille, leur sincère amitié ont été un soutien idéal sur lequel je me suis toujours appuyée.

J'ai une pensée particulièrement chaleureuse pour mes autres amis de l'ARESMAR, Michel, Jean, Charly, Georges et Sabine, René, Hélène, qui m'ont fait partager leur soif de connaissance et leur expérience sur terre comme sous l'eau.

Josiane Ausseil-Badie par son amitié et sa compétence scientifique m'a souvent éclairée de son jugement pertinent et objectif. Je lui adresse mes remerciements les plus sincères.

Un grand merci à mes amis de Dakar : Anne, Mouhamadou, Xavier. Qu'Arielle, envers qui j'ai une dette insolvable, trouve dans ces quelques mots l'expression de mon amitié à jamais acquise.

Je remercie ma formidable famille qui s'est surpassée jusqu'au bout : mes parents, mes frères Camille et Michel et leurs adorables familles, Maurice et Arlette , Mylène et Pauline, tous enfin.

# SOMMAIRE

	Page
<b>INTRODUCTION</b>	1
<b>CHAPITRE I : FACTEURS GENERAUX DE L'ENVIRONNEMENT</b>	5
<b>1- Cadre géologique</b>	5
1.1- Contexte géologique général	5
1.2- Littoral et plateau continental	7
<b>2- Cadre climatique</b>	12
2.1- Circulation atmosphérique	12
2.2- Sécheresse et pluie	14
<b>3- Conditions océanographiques</b>	15
3.1- Circulation générale	15
3.2 - Hydrodynamique littorale	17
3.2.1- La marée	17
3.2.2- Les courants de compensation	19
3.2.3- Les courants dus à la houle	19
<b>4- Hydrologie continentale</b>	21
4.1- Régime fluvial	21
4.2- Salinité	21
4.3- Marée dynamique	22
<b>5- Conclusion</b>	24
<b>CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE ET TECHNIQUES D'ETUDE</b>	25
<b>1- Les études de terrain</b>	25
1.1- Localisation et description des stations	25
1.2- Analyse topobathymétrique	25
1.3- Mesure de la ligne de rivage	27
1.4- Les prélèvements	27
1.5- Marnage et zéro de référence	30
1.6- Vérifications terrains	30
<b>2- Méthodes de laboratoire</b>	30
2.1- Télédétection	31
2.2- Données de vent et de houle	31
2.3- Données de marée	31
2.4- Données topobathymétriques	31
2.5- Transport littoral	31
2.7- Analyses sédimentologiques	32
2.7.1- Analyse granulométrique	34
2.7.2- Teneur en carbone	34
2.7.3- Exoscopie des grains de quartz	34
2.8- Minéralogie	35
2.8.1- Les minéraux lourds	35
2.8.2- Les argiles	35
2.9- Datations au <sup>14</sup> C	35
2.10- Micropaléontologie	35

	Page
<b>CHAPITRE 3 : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE</b>	37
<b>1- Géomorphologie du delta</b>	37
1.1- Description générale	37
1.2- Identification et localisation des différentes unités	40
1.3- Typologie morphologique	40
<b>2- Stratigraphie et caractères sédimentaires des différentes unités</b>	53
2.1- Les chenaux	53
2.2- Les cordons	57
2.3- Les vasières	69
2.4- Les tannes	76
2.5- Le littoral	81
<b>3- Comparaisons des successions stratigraphiques et des caractères sédimentaires des unités</b>	84
3.1- Stratigraphie	84
3.2- Caractères sédimentaires	84
<b>4- Conclusion</b>	85
<b>CHAPITRE 4 : ANALYSE DYNAMIQUE ET EVOLUTION ACTUELLE</b>	87
<b>1- Facteurs physiques intervenant sur la dynamique sédimentaire</b>	87
1.1- Le vent	87
1.2- La houle	90
1.3- La marée	93
<b>2- Morphodynamique du littoral et des embouchures de chenaux</b>	95
2.1- Le littoral	95
2.1.1- Evolution de la ligne de rivage au cours du siècle	95
2.1.2- Morphodynamique saisonnière et interannuelle du littoral	100
2.2- Evolution morphobathymétrique des embouchures de chenaux	104
2.2.1- Morphologie	104
2.2.2- Bathymétrie	106
<b>3- Dynamique sédimentaire</b>	110
3.1- Transit littoral	110
3.2- Volumes sédimentaires	112
<b>4- Conclusion</b>	112
<b>CHAPITRE 5 : INTERPRETATION ET DISCUSSION</b>	115
<b>1- Dualité du delta Saloum-Gambie</b>	115
1.1- Origine des sédiments	115
1.1.1- La granulométrie des sédiments	116
1.1.2- La nature et la répartition quantitative des pélites	118
1.1.3- L'exoscopie des sables	120
1.1.4- L'analyse des minéraux lourds	121
1.1.5- Conclusion	122
1.2- Morphologie et stratigraphie des unités	122
<b>2- Morphodynamique actuelle du littoral deltaïque</b>	124
2.1- Dynamique des plages	124
2.1.1- L'incidence des tempêtes	124
2.1.2- La morphodynamique saisonnière et pluriannuelle	125
2.2- Formation et mobilité des cordons littoraux	126
2.3- Dynamique des flux sédimentaires littoraux	127
2.3.1- Bilans volumétriques	128
2.3.2- Facteurs morphosédimentaires	128

	Page
<b>3- Histoire fini-holocène du delta Saloum-Gambie</b>	130
3.1- Chronologie	130
3.1.1- Bilan des données chronologiques	130
3.1.2- Régime climatique	130
3.1.3- Régime hydrocontinental et niveau marin	130
3.2- Les modalités du fonctionnement	132
3.2.1- Les vasières	132
3.2.2- Les cordons sableux	132
3.2.3- Formation de la flèche de Sangomar	133
3.3- Reconstitution de la formation et de l'évolution fini-holocènes du delta	134
3.3.1- Le stade de vasière ouverte	134
3.3.2- Le stade de baie abritée	134
<b>CONCLUSIONS GENERALES</b>	137
<b>LISTE DES FIGURES ET PHOTOS</b>	139
<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	143
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	145

## INTRODUCTION

Par rapport à la classification bien connue des deltas (Galloway, 1975), le delta du Saloum - Gambie (fig.1 - Photo 1) représente un dispositif fortement dominé par l'énergie des houles, plus faiblement par les apports fluviaux et la marée. En fonction de ce positionnement, il représente un type mixte, ni nettement lobé comme le delta du Sénégal, ni cuspidé comme le delta du Rhône. Pour déterminer le rôle des facteurs ayant permis la mise en place du delta dans sa position actuelle, il est nécessaire d'approfondir cette notion.

La classification a, cependant, le mérite de mettre en évidence des voies dans lesquelles s'inscrivent les différents agents de dynamique sédimentaire :

- le climat et la houle,
- la marée et le niveau marin,
- l'origine des sédiments et le débit des apports fluviaux.

Le Sénégal se situe sous un climat soudanien caractérisé par l'alternance de deux saisons contrastées, mais ce concept reste trop vague et nous aurons à déterminer avec plus de précisions les caractéristiques qui prévalent. En effet, au nord du pays, le fleuve Sénégal se situe en zone sahélienne aride à semi-aride ; la Gambie, parmi les "Rivières du sud", s'écoule en zone tropicale. Le delta du Saloum, situé à la limite de ces deux zones, bénéficie d'une bipolarité qui lui confère aussi une spécificité climatique. Ceci justifie sa nouvelle appellation de delta « Saloum - Gambie » utilisée tout au long de ce travail.

Ces particularités ont retenu de longue date l'attention des chercheurs dans les domaines variés de la morphologie (Michel, 1973; Sall, 1983 ; Diop, 1990), l'hydrologie (Barusseau *et al.*, 1985 ; Saos et Pagès, 1985), la pédologie (Kalck, 1978 ; Marius, 1985), la sédimentologie (Ausseil-Badie *et al.*, 1991 ; Barusseau *et al.*, 1983, 1985, 1995). Ces études ont permis d'esquisser une ébauche du fonctionnement estuarien. Les différentes unités constituant le delta ont été déterminées par ces auteurs et un premier canevas de mise en place de ces formations a été décrit grâce, notamment, à diverses datations et à la stratigraphie des dépôts.

Il est apparu nécessaire, à la suite de ces travaux souvent réalisés sur la partie nord, de reprendre de manière plus exhaustive une étude sur l'ensemble du delta en effectuant des prélèvements, des mesures et des observations de manière plus globale, plus systématique. C'est pourquoi une approche synoptique associée à une grande diversité méthodologique a été déterminante dans l'élaboration de ce travail.

Ce mémoire montre dans un premier chapitre, le cadre général dans lequel évolue le delta. Le contexte géologique permet de déterminer les sources sédimentaires et de comprendre la mise en place des réseaux hydrographiques. L'accent est ensuite mis sur la description climatique et océanographique, indispensable à la compréhension de la dynamique sédimentaire. L'hydrologie continentale, particulière dans le système estuarien du Saloum, est abordée. L'ensemble des méthodes utilisées sur le terrain et en laboratoire sont présentées dans le chapitre 2. Les résultats obtenus au cours de cette étude ont été rassemblés dans les chapitres 3 et 4. Le chapitre 3 décrit les caractères morphologiques, stratigraphiques et sédimentologiques des différentes unités. Les facteurs physiques déterminant la dynamique sédimentaire actuelle et la quantification des stocks sédimentaires déplacés font l'objet du chapitre 4.

Dans un dernier chapitre, ces résultats sont confrontés aux connaissances antérieures. Les interprétations sont organisées suivant différentes lignes de lecture. Tout d'abord, la dualité multifactorielle du delta est mise en évidence, d'une part, en fonction des apports sédimentaires, de leurs sources et de leur évolution pédogénétique et, d'autre part, en fonction de l'analyse du climat qui conditionne les caractères principaux de l'hydrodynamique marine. Cette dualité apparaît particulièrement dans le fonctionnement hydrodynamique et la dynamique sédimentaire actuelle. La mise en évidence du fonctionnement actuel permet, en dernier lieu, de mieux interpréter la mise en place des formations au cours de l'Holocène.

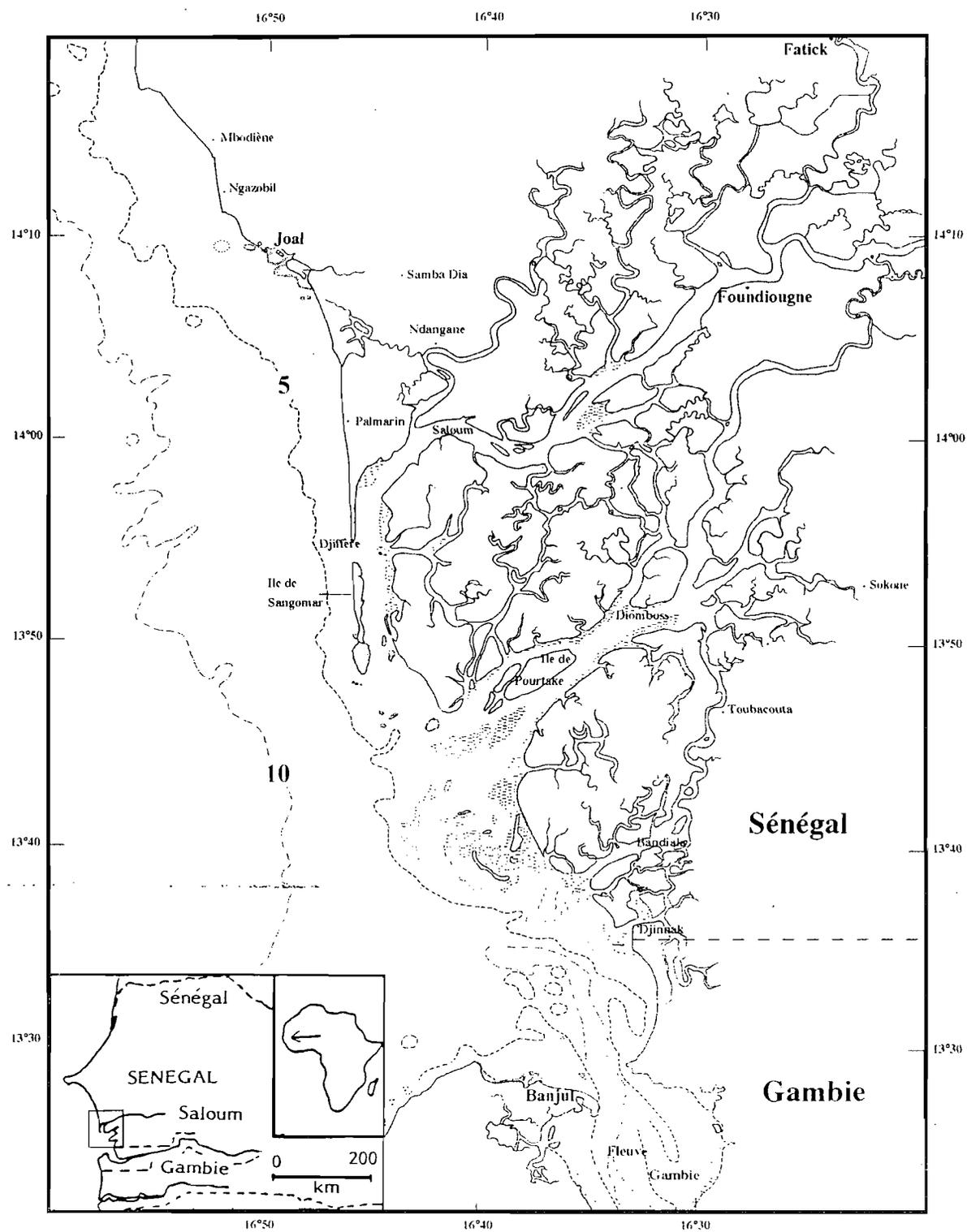


Fig.1 : Carte de localisation du delta Saloum - Gambie (Sénégal)

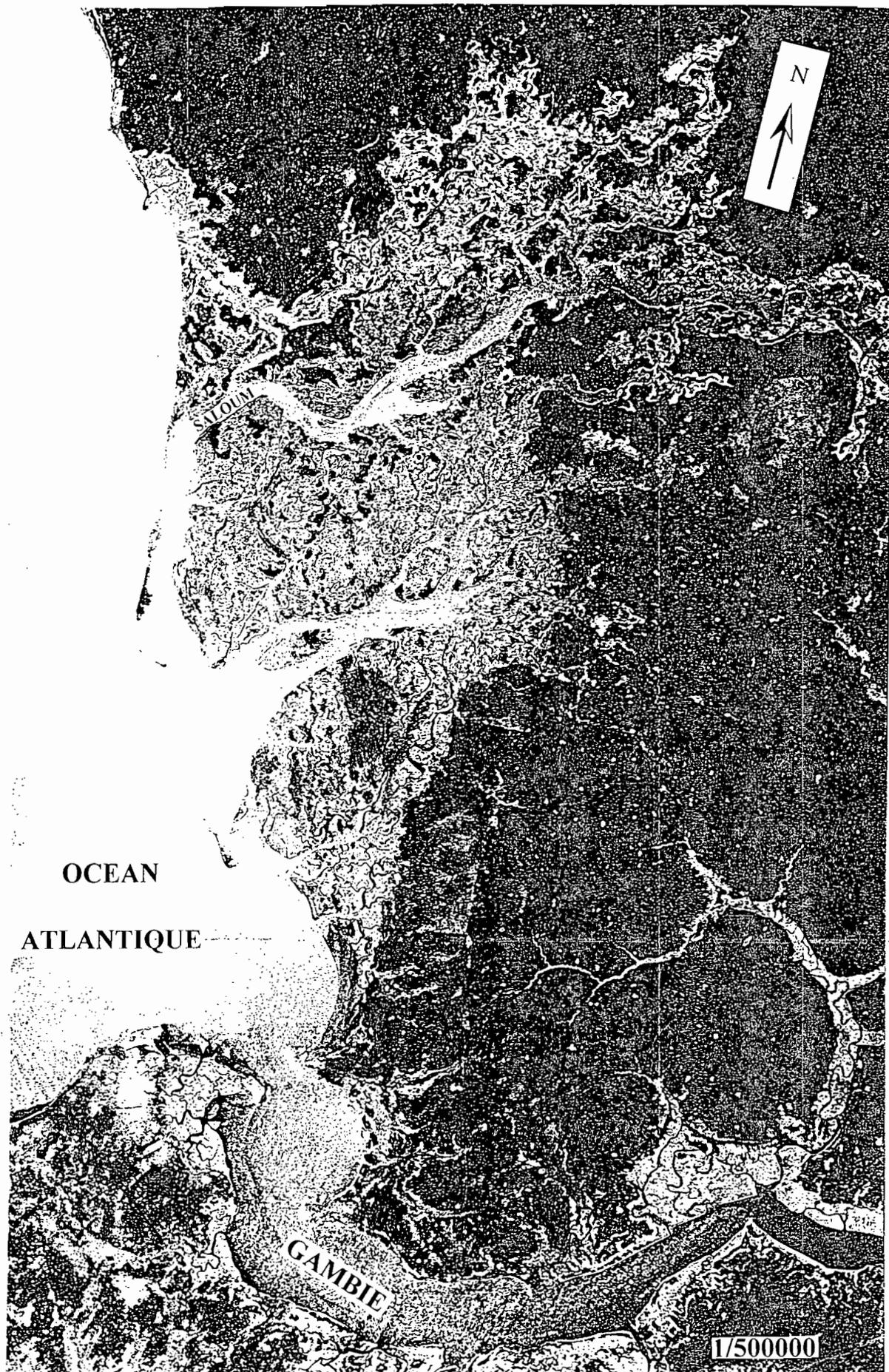


Photo 1 : Vue d'ensemble du delta Saloum - Gambie  
(image satellitaire ERS 1 du 24/05/94 - Source : CEGN/DTA)



## CHAPITRE I

### FACTEURS GÉNÉRAUX DE L'ENVIRONNEMENT DU DELTA SALOUM - GAMBIE

#### 1- Cadre géologique

##### 1.1- Contexte géologique général

Le delta du Saloum s'est mis en place dans une marge atlantique passive caractérisée par une relative stabilité tectonique. Il s'est développé en bordure du bassin sénégalo-mauritanien, subsident à l'échelle géologique, avec des formations sédimentaires mésozoïques, cénozoïques et quaternaires, vastes séries monoclinales à pendage ouest s'ennoyant sous l'océan (Castelain, 1965 ; Bellion *et al.*, 1984) (fig.2). Ce bassin au relief modeste (moins de 200 m d'altitude) englobe l'ensemble des estuaires du Saloum, de la Gambie, de la Casamance, de l'extrême nord-ouest de la Guinée-Bissau et des archipels Bissagos caractérisés par des côtes sédimentaires basses. Par opposition, le craton côtier ouest-africain constitue, au sud, l'essentiel des affleurements rocheux littoraux et détermine des côtes à falaises, du sud de la Guinée-Bissau jusqu'au-delà de la Sierra-Leone (Reyre, 1966).

Au Précambrien, le craton ouest - africain, métamorphisé et granitisé, subit des phases de plissement et de fracturation NO-SE (Sheridan *et al.*, 1969 ; Mac Master *et al.*, 1970 a et b, 1973, 1975 ; Emery *et al.*, 1975 ; Jones et Mgbatogu, 1977, 1982) dont témoigne le Fouta-Djalou qui culmine à 1538 m, dans la chaîne des Mauritanides. Au cours du Paléozoïque, une importante phase transgressive affecte toute l'Afrique de l'Ouest et dépose une série sédimentaire à dominante gréseuse dans les différents bassins. Cette série, disparue au Sénégal, connaît une grande extension en Guinée où elle forme le bassin de Bowé. Au cours du Mésozoïque, ces ensembles sont affectés par l'ouverture de l'Atlantique. Celle-ci s'accompagne de formation et de réactivation de failles et de zones de fractures dessinées selon les orientations panafricaines et libériennes du Précambrien, respectivement NO-SE et NE-SO (Marinho *et al.*, 1988 ; Mac Master *et al.*, 1973, 1975). Lors de l'ouverture de l'Atlantique, c'est le jeu de failles transformantes qui provoque l'effondrement de la marge et la mise en place des bassins sédimentaires côtiers (Jacobi et Hayes, 1982 ; Jones et Mgbatogu, 1982). Le plus ancien, d'âge mésozoïque, est le bassin sénégalo-mauritanien. Au Crétacé, le bassin est bien développé sur l'arrière pays. La subsidence et la sédimentation sont alors intenses. La transgression s'achève au Maestrichtien. La réactivation des zones de fractures permet, ultérieurement, l'écoulement du fleuve Gambie à partir du Fouta-Djalou. Au Sénégal, les cours d'eau suivent les structures libériennes NE-SO. La sédimentation marine tertiaire se termine par le dépôt d'une formation fortement transformée par l'altération continentale appelée "Continental Terminal" (Tessier *et al.*, 1975 ; Lappartient, 1978 ; Kogbe, 1980, 1981)

Au Mio-Pliocène, une phase tectonique tardive favorise la reprise de l'érosion. Un cycle de pénéplation, intéressant toute l'Afrique occidentale (Michel, 1973), favorise la mise en place d'une cuirasse ferrugineuse sus-jacente aux sédiments du "Continental Terminal".

La configuration actuelle du delta du Saloum résulte aussi de l'histoire quaternaire de cette région, marquée par des variations du niveau marin et des changements climatiques. Le Quaternaire ancien est probablement constitué par des niveaux transgressifs très faiblement étagés, disposés le long des rivages des anciens golfes (Barusseau *et al.*, 1999). C'est au Quaternaire récent (postglaciaire et Holocène) que la morphogenèse littorale des systèmes estuariens est déterminante.

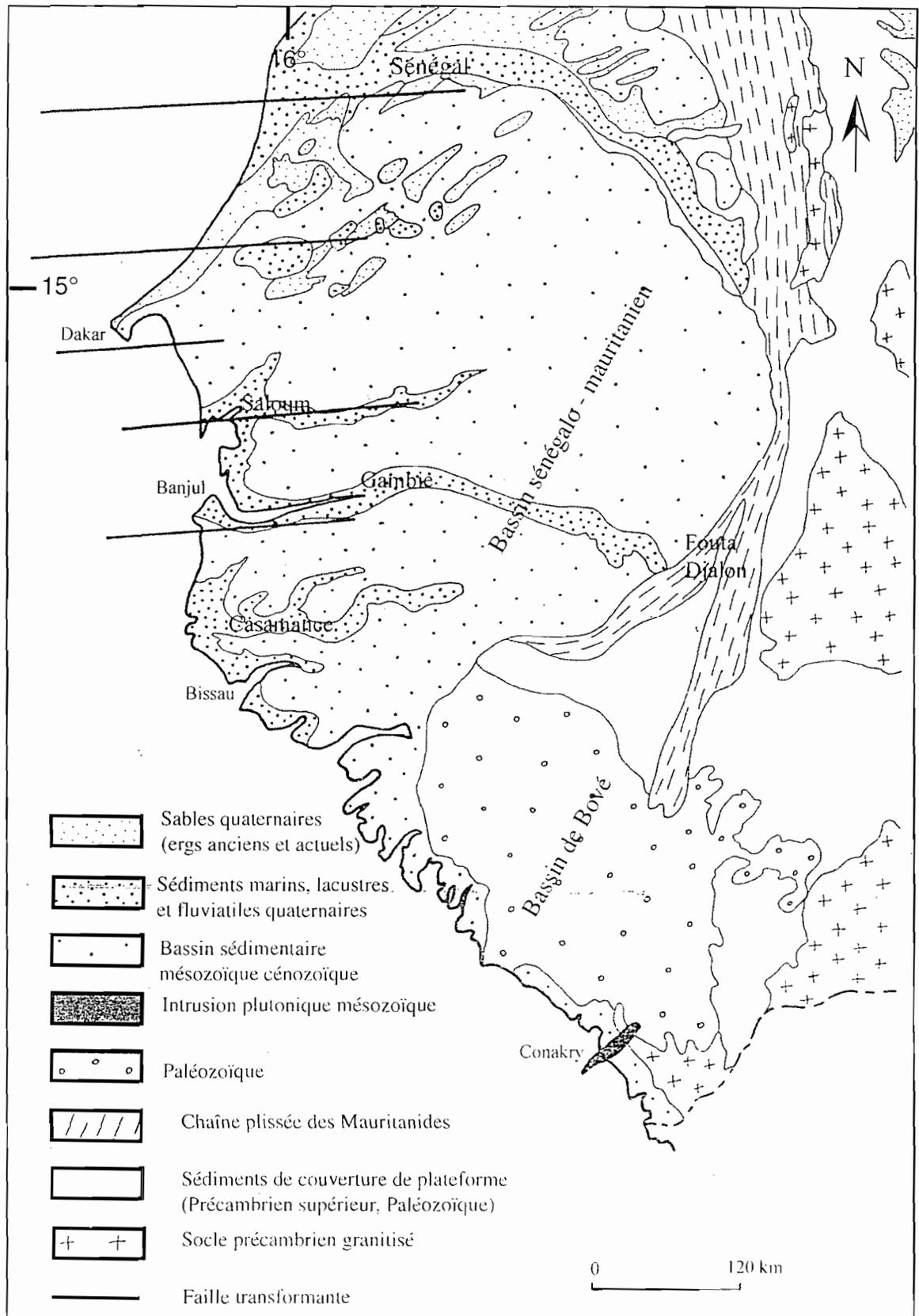


Fig.2 : Esquisse géologique du Sénégal, de la Guinée et de la Guinée-Bissau (d'après Nahon, 1976 et Bellion et Crévola, 1991, modifié)

Le plus bas niveau marin (#120 mètres), atteint vers 18000 ans B.P., correspond à une période aride. La remontée progressive du niveau marin s'accompagne d'un climat de plus en plus humide. Les réseaux hydrographiques du Sénégal se constituent de la fin du Pléistocène au début de l'Holocène après plusieurs phases d'entailles dans les basses terrasses, appelées phases de recreusement par Michel (1973).

A l'Holocène moyen, période humide généralisée en Afrique de l'Ouest (Barbey, 1982), la remontée marine crée des golfes. Le plus haut niveau marin est atteint vers 5500 ans B.P. ; c'est le maximum transgressif du Nouakchottien. Au cours de la transgression nouakchottienne, la sédimentation marine comble les vallées (Michel, 1973 ; Kalck, 1978 ; Monteillet, 1986). L'apport des fleuves se limite alors à des sables fins et à des limons provenant des dépôts de couverture des régions de bordure et notamment du plateau du Continental Terminal (Diop, 1990).

Au Tafolien, de 4000 ans à 2000 ans B.P., le climat devient plus sec (Elouard *et al.*, 1977 ; Faure et Elouard, 1967 ; Lézine *et al.*, 1985). Une dérive littorale N-S se met en place entraînant l'édification de flèches sableuses. La formation de cordons littoraux dans les anciens golfes marque cette phase, tandis que des sédiments vaseux se déposent dans les zones abritées, en arrière des cordons.

L'aridification croissante dans la partie septentrionale de l'Afrique de l'Ouest a, d'une part, inversé le fonctionnement du système estuarien du Saloum et, d'autre part, favorisé une sédimentation plus grossière, point qui sera repris plus en détails dans ce qui suit.

## 1.2- Littoral et plateau continental

Le littoral sénégalais, qui s'étend sur 700 km, se caractérise par des côtes sédimentaires basses réparties en deux secteurs côtiers à morphologie différente séparés par la presqu'île volcanique du Cap-Vert:

- une côte sableuse, « la Grande Côte », de direction nord-nord-est / sud-sud-ouest, limitée au nord par la flèche sableuse appelée "Langue de Barbarie" et au sud par la presqu'île rocheuse du Cap-Vert,
- une côte sud, de direction nord-nord-ouest / sud-sud-est, avec alternance de falaises, de pointes rocheuses, de plages sableuses et de systèmes estuariens.

Cette côte est stable bien que, selon Faure *et al.* (1974), une subsidence de l'ordre de 0,5 mm / an ait été mesurée dans la partie septentrionale. Il semble que cette subsidence, faible, épargne la région du Saloum.

Des flèches sableuses, dont la dynamique sédimentaire dépend de la dérive littorale (Gülcher, 1954 ; Verger, 1971 ; Sall, 1983 ; Bâ *et al.*, 1995), jalonnent la côte. Des phénomènes d'alluvionnement actuels marquent la sédimentation des systèmes estuariens avec un taux moyen estimé à 0,68 mm / an (Faure *et al.*, 1974).

Le long des côtes, le plateau continental s'élargit progressivement de la presqu'île du Cap-Vert vers la Gambie où sa largeur dépasse 70 km (fig.3).

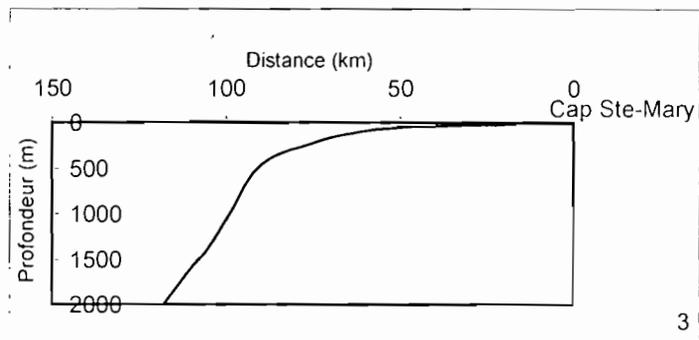
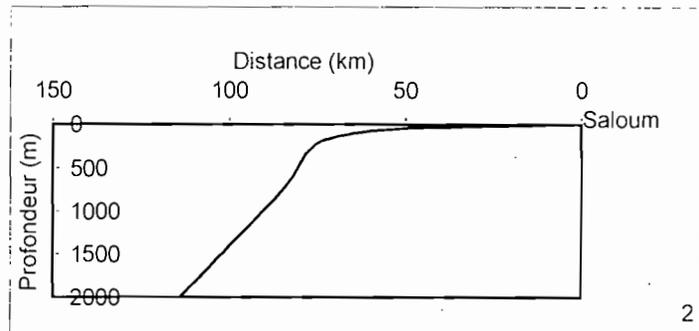
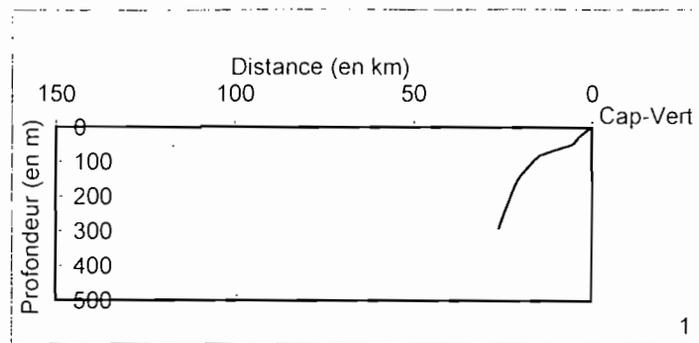


Fig.3 : Le plateau continental et son talus : 1- au droit du Cap-Vert 2- au droit de la pointe de Sangomar (Saloum) 3- au droit du cap Ste Mary (Gambie)

Le talus continental s'amorce vers -130/-150 m (Riffault, 1980). La pente de la partie supérieure du talus, faible, varie de 2 à 3° seulement (Masse, 1968). Comme l'indique la carte bathymétrique (fig.4) établie par Ruffman *et al.* (1977), des ruptures de pente, à la hauteur de bancs rocheux sous-marins de 10 à 15 mètres de haut (fig.5), se situent vers -50 et -70 m (Masse 1968, Domain 1977). Des canyons sous-marins, qui entaillent parfois le plateau continental sur plusieurs centaines de mètres de profondeur, semblent influencer la dynamique sédimentaire du littoral au nord de Dakar (Horn *et al.*, 1971 ; Barusseau, 1983). Le canyon de Cayar, au nord de la presqu'île du Cap-Vert, est le plus développé : il s'amorce à moins de 100 m de la plage et s'allonge sur plusieurs centaines de kilomètres vers le large (Koukoku, 1993).

Le substratum rocheux est constitué de marnes et de calcaires n'apparaissant sur le plateau continental qu'à la faveur d'accidents topographiques locaux (Legigan *et al.*, 1983). Les faciès de recouvrement décrits par Domain (1977 a et b), Riffault (1980), Barusseau (1983) et Diop (1990), correspondent à des faciès sableux, moyens à fins, contenant de nombreux débris coquilliers divers. Ce dépôt hétérogène a une teneur en carbonate de calcium élevée (parfois supérieure à 60%), en particulier lorsque ce faciès évolue vers un sable plus grossier (Diop, 1978). La distribution des pélites

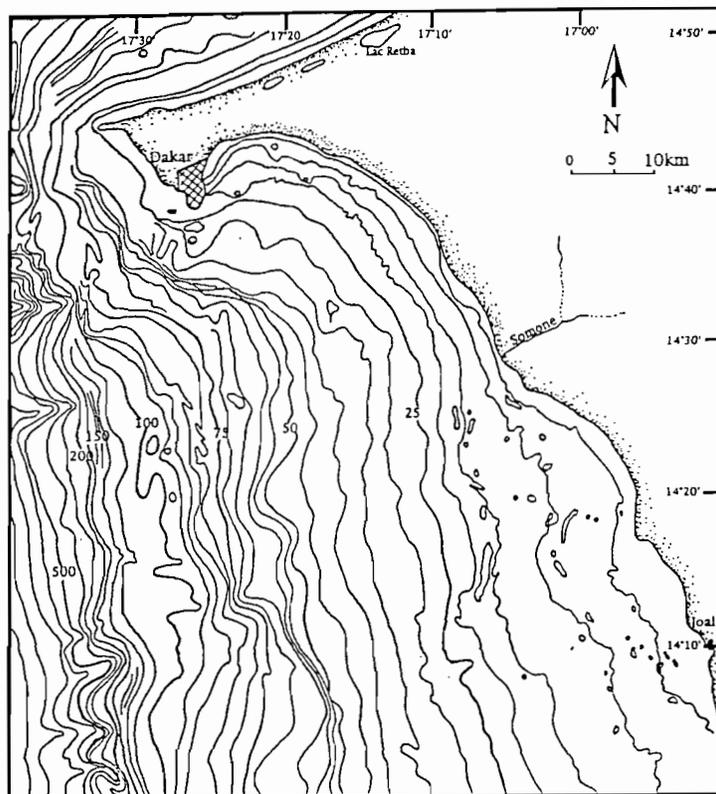


Fig.4 : Carte bathymétrique du plateau continental - Petite Côte - Sénégal (d'après Ruffman *et al.*, in Baffin, 1977, modifié)

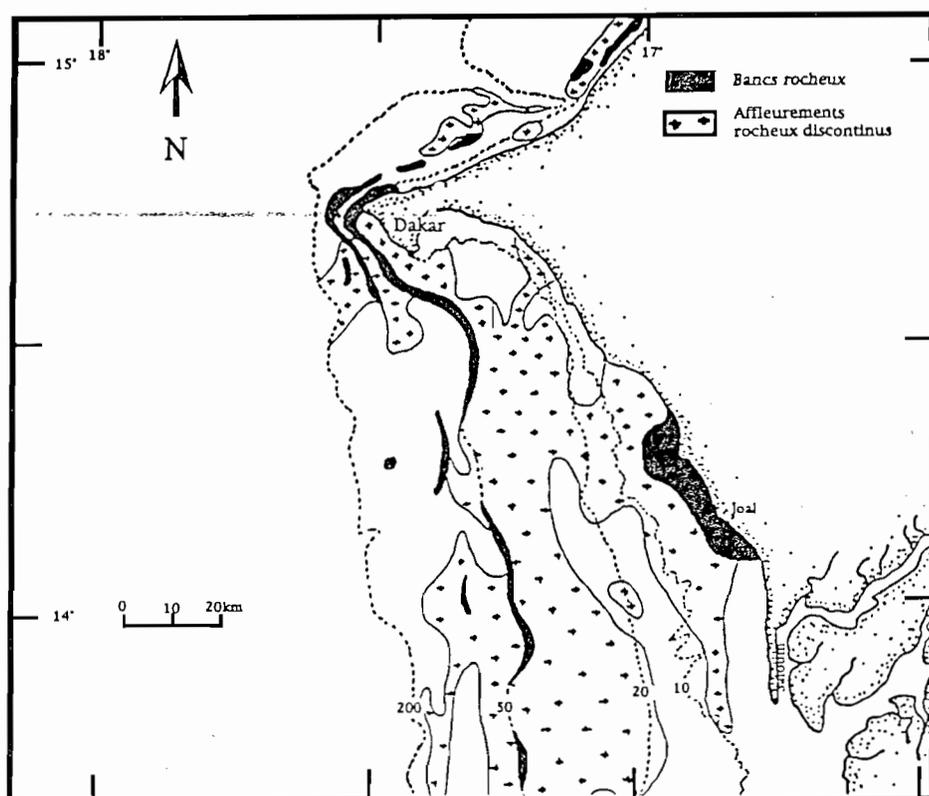


Fig.5 : Bancs et affleurements rocheux sur le plateau continental - Petite Côte Sénégal (d'après Domain, 1977)

décrite par Masse (1968) et Barusseau (1983) montre une rareté générale de ce sédiment quelque peu en contradiction avec la description de Domain (1977) qui cartographie une large bande de pélites parallèlement à la côte, en bordure de talus. Barusseau attribue cette divergence à une différence de limite supérieure de taille de grains qui amènerait Domain à intégrer aux pélites la fraction comprise entre 50 et 63  $\mu\text{m}$ , généralement rapportée aux sables. Les auteurs s'accordent, cependant, sur une certaine abondance des pélites au débouché du Saloum mais surtout de la Gambie qui conduit à proposer la carte synthétique de la figure 6. Dans ce secteur, les sables moyens et fins, populations granulométriques dont les valeurs modales sont respectivement comprises dans les intervalles 175 et 500  $\mu\text{m}$ , et 105 et 175  $\mu\text{m}$  (fig.7) sont bien triés avec une teneur en carbonate inférieure à 25% (fig.8). Barusseau (1983) remarque que, sur le plateau continental de la Petite Côte, les sables sont mieux triés lorsqu'il y a réduction de la fraction carbonatée.

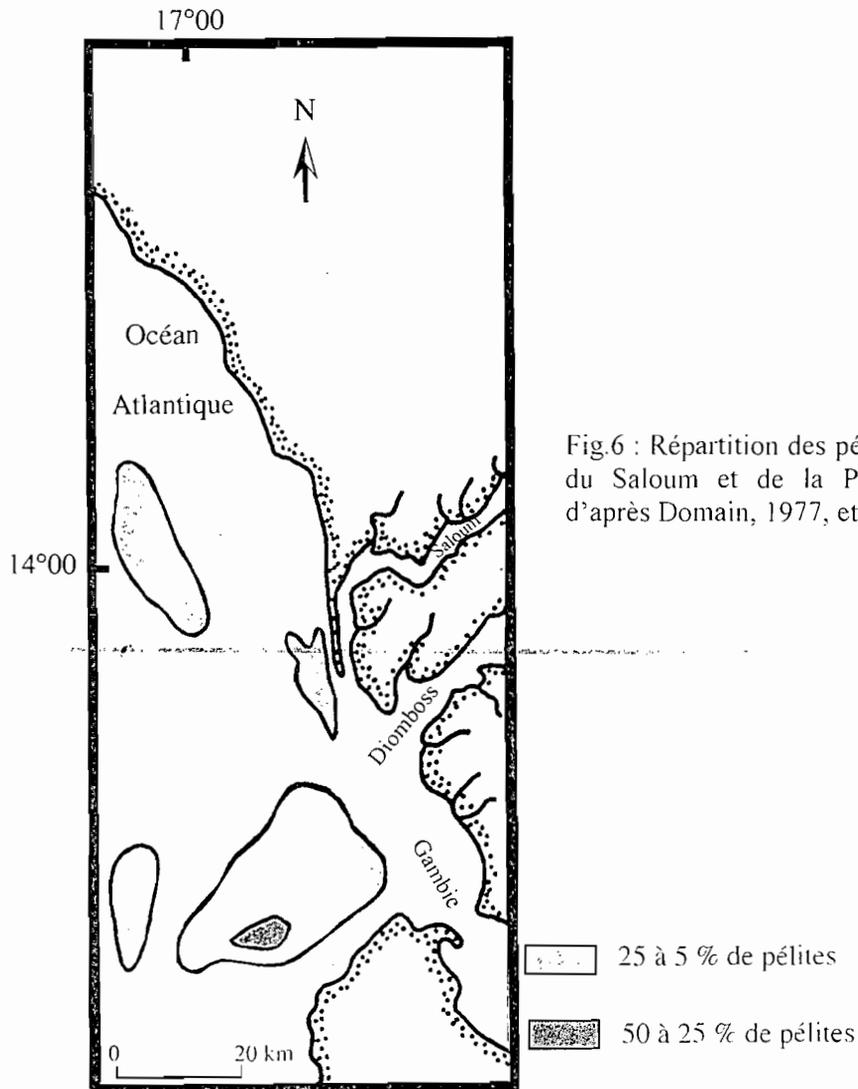


Fig.6 : Répartition des pélites à l'embouchure du Saloum et de la Petite Côte (modifié d'après Domain, 1977, et Barusseau, 1983)

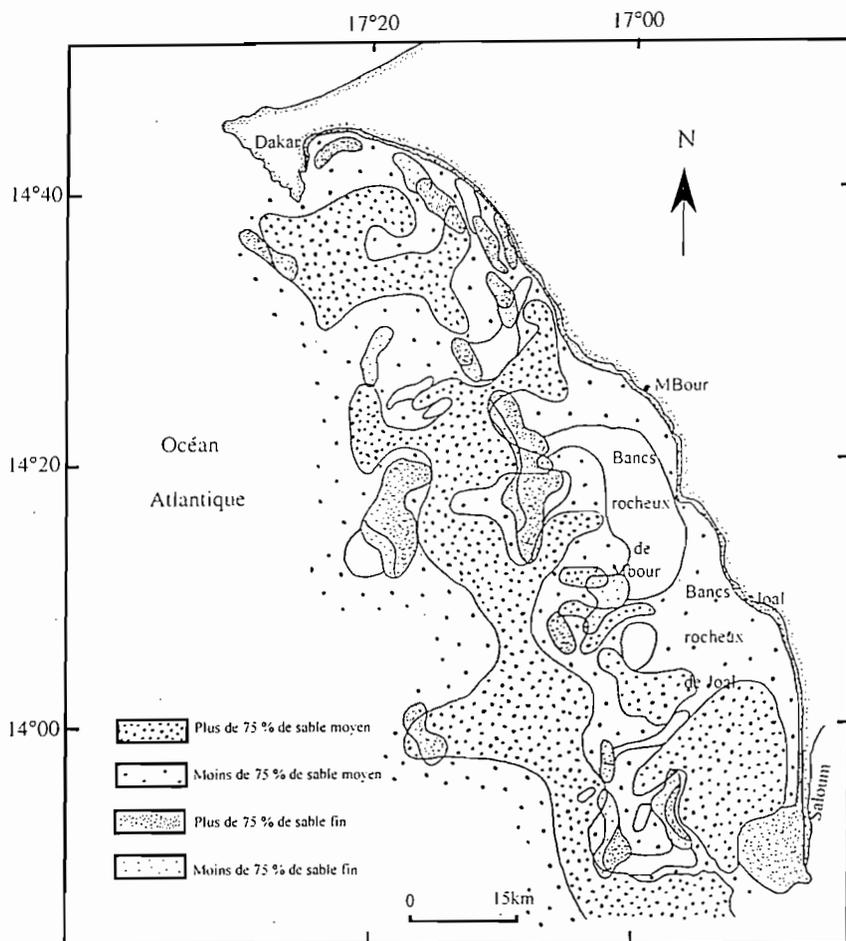


Fig.7 : Répartition des sables sur la Petite Côte - Sénégal (D'après Barousseau, 1983, modifié)

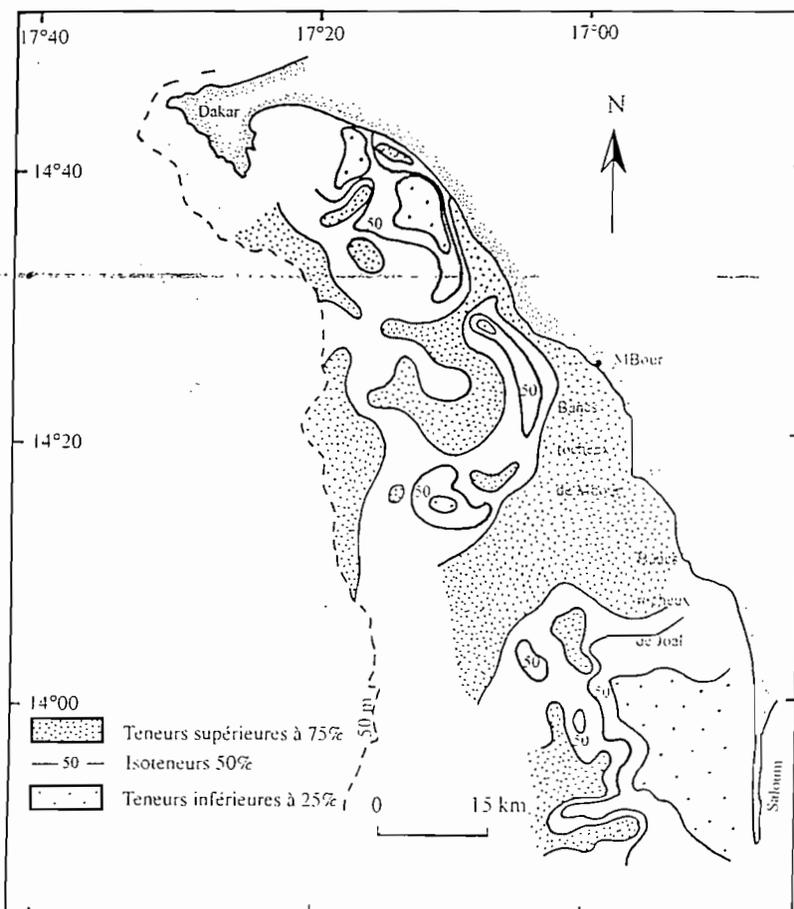


Fig.8 : Répartition des carbonates sur la Petite Côte - Sénégal (d'après Barousseau, 1983, modifié)

## 2- Cadre climatique

Le contexte climatique du Sénégal est celui d'un pays tropical chaud et sec au nord, chaud et humide au sud. Ce climat soudanien est caractérisé par l'alternance de deux saisons bien contrastées. Dans la zone côtière, on distingue la saison sèche et froide, de novembre à juin, de la saison humide et chaude, de juillet à octobre, appelée hivernage. Ces saisons sont déterminées par l'influence de différentes masses d'air circulant dans la troposphère.

### 2.1- Circulation atmosphérique

La circulation atmosphérique a été décrite pour la première fois par Hadley (1735) en terme de cellules de circulation. De nombreux climatologues ont repris cette conception (Palmen, 1950 ; Dhonneur, 1985 ; Leroux, 1980 ; Citeau *et al.*, 1989) qui s'appuie sur un modèle de convection équatoriale. L'air, chauffé à l'équateur, se répand en altitude vers les pôles. Il y perd de sa chaleur, devient dense et descend vers les latitudes 30°, d'où, retournant vers l'équateur, il se recharge en humidité en passant au-dessus des océans. A l'équateur, l'air ascendant est remplacé en surface par de l'air plus froid et humide venant des hautes et moyennes latitudes. Du fait de la rotation de la terre, la force de Coriolis dévie vers l'ouest les masses d'air se déplaçant vers l'équateur : c'est le flux d'alizés. L'équateur météorologique étant situé en général au nord de l'équateur géographique, le flux d'alizés du sud-est est dévié une seconde fois, du fait du changement de signe de la force de Coriolis, et se dirige vers le nord-est : c'est la mousson (fig.9) (Mahé, 1993).

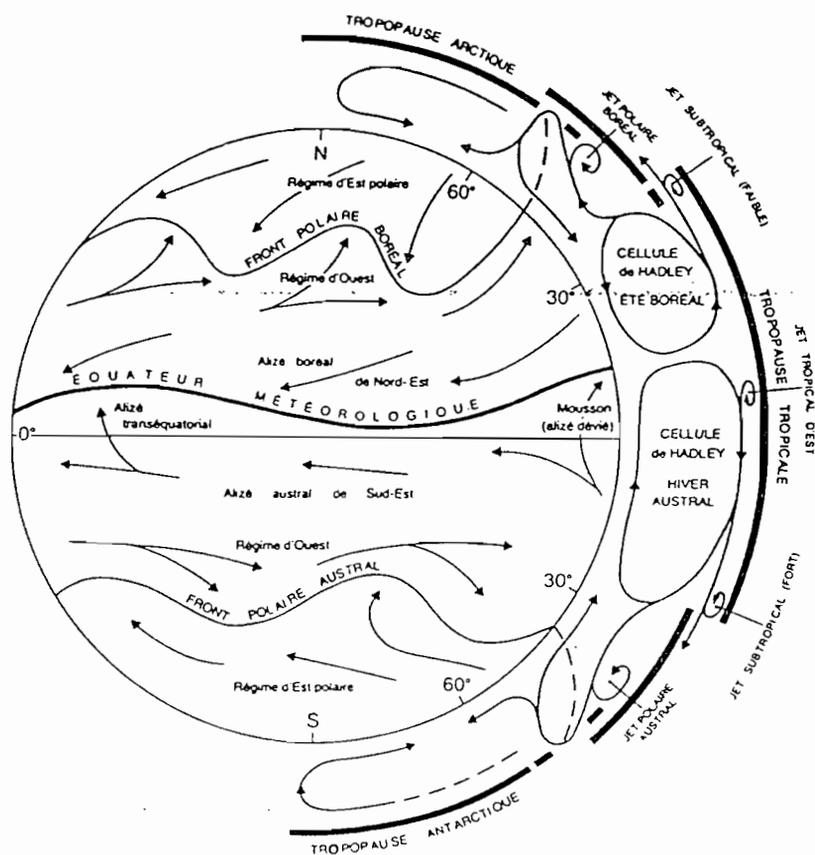


Fig.9 : Schéma de circulation atmosphérique générale de Palmen (1950), d'après Dhonneur (1985)

La migration de la trace au sol de l'équateur météorologique (EM), appelé front intertropical (FIT) au-dessus du continent, et zone inter-tropicale de convergence (ZITC) au-dessus des océans et dans la haute troposphère au-dessus des continents, dépend du mouvement zénithal du soleil. Cette ligne théorique se déplace approximativement entre 6° et 15° N avec des positions extrêmes en janvier et en août. La migration de l'EM se fait principalement suivant les saisons et avec elle, les vents générés dans la troposphère changent (fig.10).

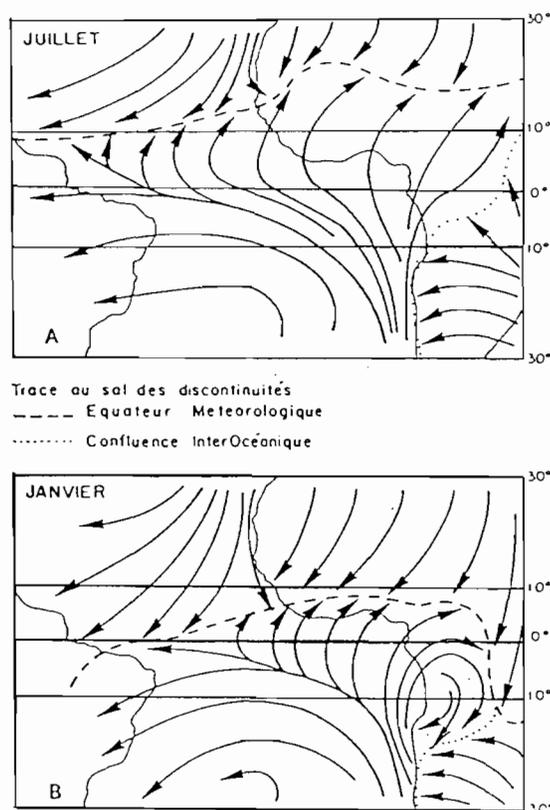


Fig.10 : Position de l'équateur météorologique et des vents sur l'Afrique et l'Atlantique intertropical (Wauthy 1983, d'après Leroux , 1980)

Durant la saison sèche, la zone étudiée se situe au nord de l'EM et les vents, d'origine boréale, proviennent, soit de l'anticyclone des Açores au-dessus de l'Atlantique nord, soit de l'anticyclone égypto-libyen, centres de hautes pressions tropicales. L'anticyclone des Açores engendre un flux d'alizé maritime, frais et humide, de secteur nord-ouest ; l'anticyclone égypto-libyen crée un flux d'alizé continental sec et chaud de secteur nord-est, connu sous le nom d'harmattan (Mahé, 1993). Cette masse d'air continental qui véhicule des brumes sèches (Prospero et Carlson, 1972) ne se trouve en zone côtière qu'entre les mois de décembre et de février. Sa limite avec la masse d'air maritime forme une ligne nord-sud proche de la côte qui recoupe la presqu'île du Cap-Vert.

Amorçant la saison des pluies, l'EM se déplace au nord de la région étudiée, et les vents austraux, de secteurs ouest et sud-ouest, proviennent alors du centre de hautes pressions tropicales de Sainte-Hélène sur l'Atlantique sud. Ils amènent la mousson, de juillet à octobre, dans le delta du Saloum.

## 2.2- Sécheresse et pluie

L'équateur météorologique constitue la structure pluviogène fondamentale de la zone tropicale (Leroux, 1996) et détermine de fortes variations pluviométriques entre le nord du pays, aride (taux pluviométrique annuel entre 100 et 200 mm) et le sud pluvieux (taux pluviométrique annuel entre 1200 et 1400 mm). La durée des pluies de mousson est également restreinte dans le nord où elles s'étalent sur moins de deux mois, de la fin juillet à la mi-septembre, alors qu'elles débutent en mai, dans le sud, pour se terminer en octobre. Se surimposant aux pluies de mousson, les lignes de grains sont des événements pluvieux importants dans la mesure où ils sont les seuls à apporter de l'humidité le long du FIT, dans la partie septentrionale du pays. Ils prennent naissance le long de la trace au sol de l'EM (Mahé, 1993). L'augmentation de la moyenne pluviométrique entre les différentes stations du nord vers le sud du delta, reflète tout à fait la tendance générale en Afrique de l'Ouest avec des pluviométries de plus en plus élevées vers le sud (cf tabl.1 ci-dessous).

Depuis la fin des années 60, la pluviométrie est anormalement faible au Sénégal même si, à partir de 1998, elle semble revenir à une norme antérieure. Au cours des années 1970, les déficits pluviométriques sont particulièrement prononcés. Depuis que l'on dispose de mesures, jamais la zone sahélienne n'a connu une telle sécheresse qui se caractérise par son intensité et son extension vers le sud (Ndong, 1996). Dans le Saloum, la baisse de la pluviométrie est générale sur l'ensemble du bassin (fig.11).

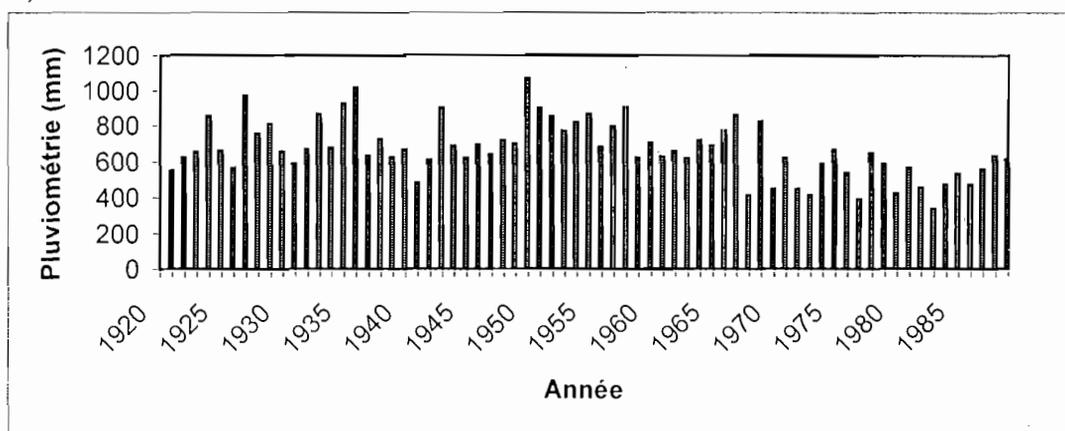


Fig.11 : Répartition des pluies moyennes annuelles sur le bassin Saloum depuis 1920 (d'après des données ASECNA, extraites de Dacosta, 1989)

Les écarts de la pluviométrie d'une année par rapport à la pluviométrie moyenne sont donnés à Kaolack de 1919 à 1993 sur la figure 12. Il est remarquable de voir que depuis 1970 la pluviométrie accuse toujours un déficit par rapport à la moyenne (719 mm) établie de 1919 à 1993.

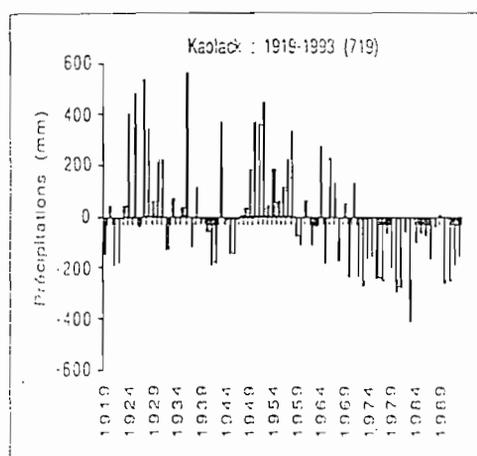


Fig.12 : Ecart de la pluviométrie d'une année par rapport à la pluviométrie moyenne à Kaolack (d'après Ndong, 1996)

Dans la zone étudiée, les précipitations moyennes annuelles ont été calculées sur plusieurs années en trois stations différentes réparties de la façon suivante : Fatick au nord du delta, Kaolack à l'ouest et Touba Couta au sud.

Années / Stations	Fatick	Kaolack	Touba Couta
1927	1048	1238	
1936	1114	1276	
1950 - 1959		922,1	
1960 - 1970		775,5	
1971 - 1983		449,5	
1986 - 1992	484,6	560,0	716,68

Tabl.1 : Moyenne pluviométrique annuelle (en mm) pour différentes périodes

Dans le tableau 1, la baisse pluviométrique apparaît clairement à Fatick et à Kaolack entre 1927, 1936 et les années 50 jusqu'à nos jours. Une petite augmentation s'observe à Kaolack pour les années 86-92 mais elle n'est pas significative d'une amélioration de la pluviométrie. En effet, la moyenne reste très inférieure à celles des années 1927, 1936 et même celle des années 50.

La péjoration du régime des pluies a une influence directe sur la dynamique des estuaires :

- la remontée saline se fait de plus en plus haut vers l'amont dans les grands cours d'eau comme le fleuve Sénégal et le fleuve Gambie, tandis que le Saloum, n'ayant plus de débit d'eau douce, est un estuaire inverse dont la salinité croît vers l'amont sous l'effet d'une évaporation intense,
- la salinisation des eaux entraîne une dégradation des mangroves allant parfois jusqu'à la mortalité et, en conséquence, une augmentation des surfaces de tannes,
- l'appauvrissement de la végétation sur les cordons sableux favorise l'extension et l'intensité des phénomènes éoliens qui provoquent une déflation de plus en plus active dans la dynamique sédimentaire.

### 3- Conditions océanographiques

#### 3.1- Circulation générale

Les travaux de Domain (1972, 1976, 1977), de Merle (1978) et de Rebert et Prive (1974) ont considérablement amélioré l'état des connaissances sur la circulation océanique au large du Sénégal.

Le courant dominant le long de la partie septentrionale de l'Afrique est le courant des Canaries (fig.13). Il est issu du tourbillon subtropical nord-atlantique, descend vers le sud le long des côtes de la Mauritanie et du Sénégal et se sépare, à hauteur de la côte sud sénégalaise, en deux branches opposées :

- le courant nord équatorial, dirigé vers l'ouest,
- le courant de Guinée, enraciné principalement dans le contre-courant équatorial. Il affecte des eaux chaudes, alors que les eaux froides du courant des Canaries ne descendent plus depuis longtemps.

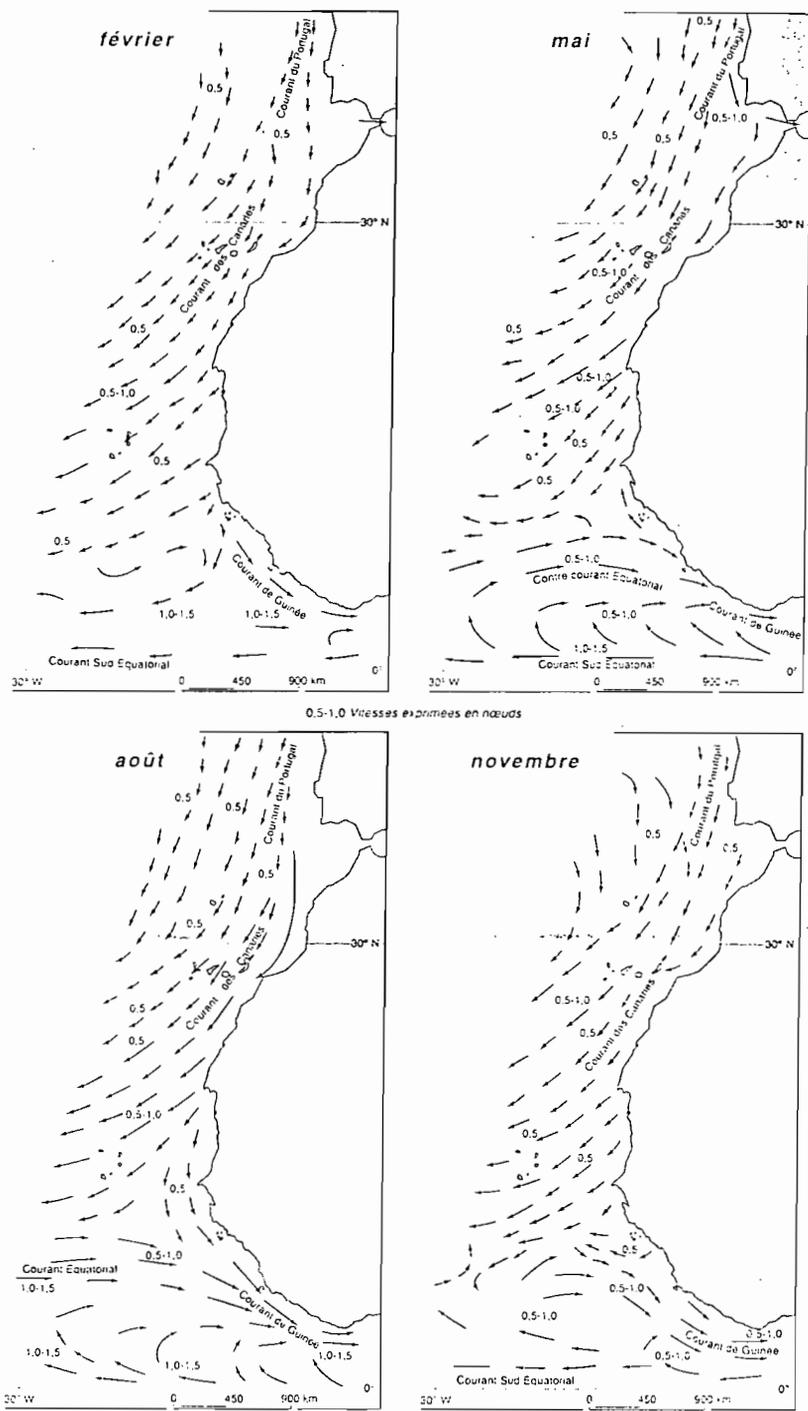


Fig.13 : Variation saisonnière des courants océaniques généraux en Afrique de l'ouest (source : SHOM, 1981)

La circulation océanique sur le plateau continental varie suivant la topographie du plateau, l'orientation de la côte et les variations climatiques saisonnières. Ainsi, de décembre à avril, des eaux froides (<17°C) (Merle, 1973) et salées (>35,5‰) provenant du courant des Canaries mais aussi des *upwellings*, conséquents des alizés, circulent sur le littoral sénégalais (Rebert, 1977). De mai à juillet, les eaux tropicales chaudes et salées (température <24°C, salinité >35‰) sont portées vers le nord sous l'influence des vents de mousson. D'août à novembre, le courant de Guinée draine des eaux chaudes (24°C) et dessalées (<35,5‰).

Les courants de surface ont été mesurés jusqu'à une profondeur de 9 m sur la côte nord du Sénégal (15°08'27''N, 16°58'12''W) par la SOGREAH, en 1980-1981. Les vitesses moyennes mensuelles de 2 à 10 cm/s s'échelonnent de décembre à janvier, période pendant laquelle elles sont les plus fortes, à avril – mai, période de faible vitesse de courant. Sur l'ensemble de la période, qui correspond à la saison sèche et froide, des maximums de 17 à 32 cm/s étaient relevés suivant la même répartition que les valeurs moyennes.

### 3.2 - Hydrodynamique littorale

L'hydrodynamique littorale est conditionnée par des courants engendrés par les variations du niveau de l'eau provoquées par la marée (flot et jusant) et les surcotes et décotes éolo-barométriques (courants de compensation : *upwelling* et *downwelling*), mais aussi et surtout par la houle, elle-même engendrée par les vents. Ainsi, phénomènes atmosphériques et phénomènes océaniques sont étroitement liés et en interdépendance permanente. C'est ce qui en fait la complexité.

#### 3.2.1- La marée

La marée est de type semi-diurne sur l'ensemble du littoral. Le marnage moyen ou amplitude tidale moyenne est de l'ordre d'un mètre, mais il varie d'un point à l'autre de la côte sénégalaise (tabl.2).

Localisation	Amplitudes des marées en mètres	
	Vives eaux	Mortes eaux
St-Louis (fleuve Sénégal)	1,25	0,60
Dakar	1,20	0,60
Djifère (Saloum)	1,10	0,50
Banjul (fleuve Gambie)	1,60	0,70
Diogué (Casamance)	1,40	0,90

Tabl.2 : Variation du marnage du nord au sud sur la côte sénégalaise

Le marnage varie suivant le relief sous-marin : il est faible dans les zones de grands fonds océaniques mais il a tendance à augmenter lorsque l'onde de marée franchit le talus continental ; il augmente encore au fur et à mesure que les fonds diminuent en se rapprochant des côtes. Au Sénégal, le régime de la marée est microtidal (Einsele *et al.*, 1974 ; Ruffman *et al.*, 1977) mais il change brutalement au sud immédiat du Sénégal, en Guinée-Bissau (fig.14) et devient alors rapidement macrotidal avec un marnage moyen pouvant dépasser six mètres, sous l'influence d'une plateforme continentale exceptionnellement large et une pente très faible (Cram, 1979 ; Clarke et Battisti, 1981).

L'onde de marée se propage, au Sénégal, depuis un point amphidromique situé à l'est de l'océan Atlantique, près des Antilles. Cependant, alors que sur l'ensemble de la côte-ouest africaine la propagation se fait du sud vers le nord, sur la côte sud du Sénégal, elle se fait du nord vers le sud (fig.15). L'onde de marée arrive ainsi plus tôt au nord du Saloum qu'au sud.

Masse (1968) souligne que les courants résultant de l'onde de marée sont faibles sur la côte par rapport à ceux créés par la houle. Le rapport de la SOGREAH (1981) indique que les courants de marée, mesurés sur la côte nord à -9 m de profondeur, sont faibles et ne suffisent pas à modifier l'orientation du courant général ; cependant des vitesses de courant de marée de 35 cm/s ont été observées occasionnellement.

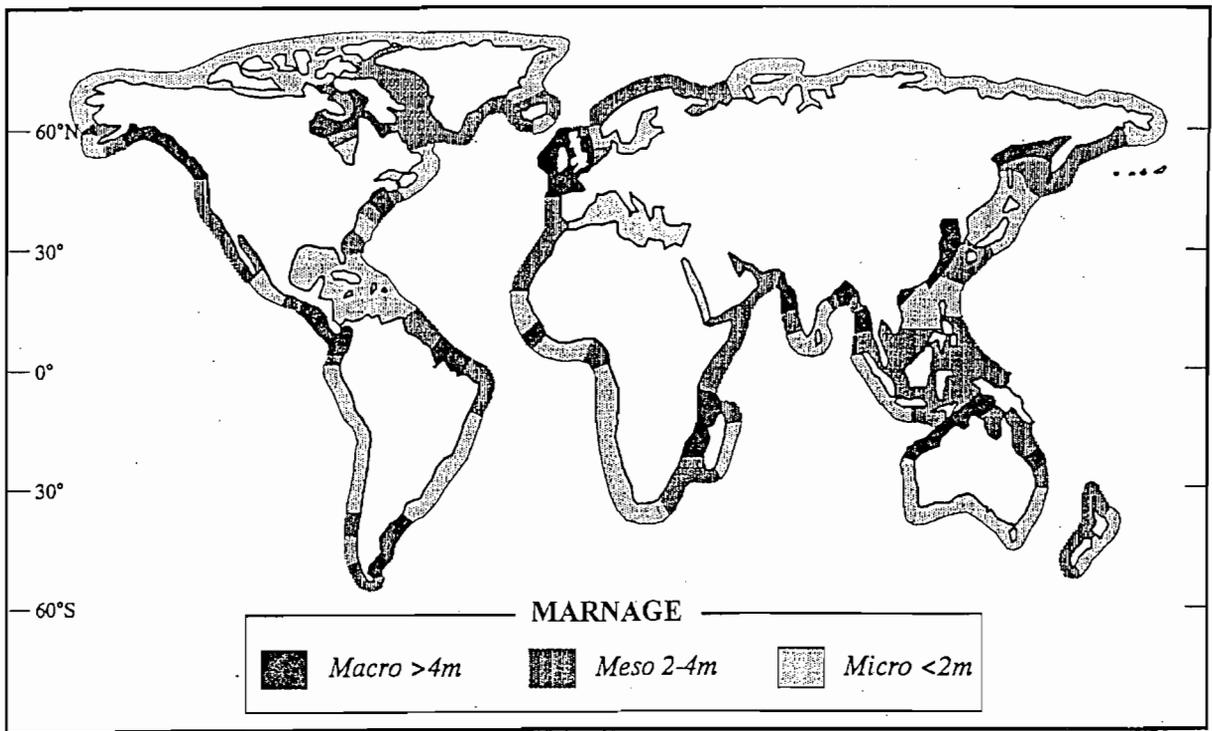


Fig.14 : Classification des côtes du monde en fonction du marnage exprimé en trois classes (Short, 1991, modifié d'après Davies, 1980)

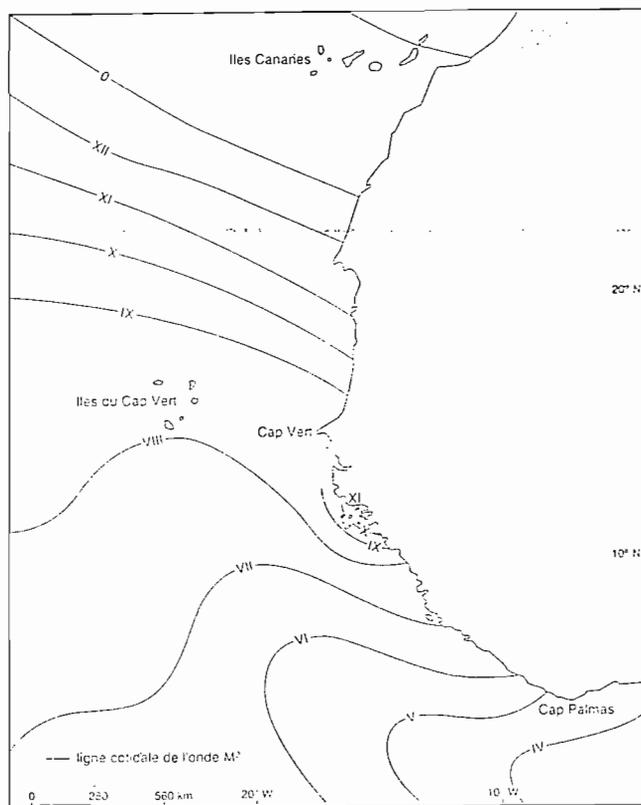


Fig.15 : La répartition des lignes cotidales de la composante majeure de la marée dans l'Atlantique tropical du Nord-Est (source : Oceanographic Atlas of the North Atlantic Ocean)

### 3.2.2- Les courants de compensation

Les courants de compensation dus au vent (*downwelling* et *upwelling*) sont généralement faibles mais ils sont plus constants que l'oscillation provoquée par la houle et se superposent à elle pour assurer le transport des particules sédimentaires. Ils génèrent une circulation des eaux perpendiculairement au rivage : le long du littoral, il existe une zone de friction près de la côte où les courants de surface tendent à s'aligner avec les vents de surface (Davis, 1985). Si les vents viennent de la mer, les surcotes créent, par compensation, un courant de fond vers le large : c'est le *downwelling* (Niedoroda *et al.*, 1985). Si les vents soufflent de la terre, les décotes entraînent une remontée des eaux de fond, du large vers la côte : c'est l'*upwelling*, ici en position littorale, et différent de l'*upwelling* côtier, de plus grande ampleur, qui permet la remontée des eaux froides du large à la hauteur du talus continental.

### 3.2.3- Les courants dus à la houle

Les facteurs de génération des houles sur le littoral sénégalais sont principalement :

- les alizés maritimes du nord, originaires de l'anticyclone des Açores et créant les houles du nord-ouest, en saison sèche,
- les alizés maritimes du sud, originaires de l'anticyclone de Ste-Hélène et créant les houles du sud-ouest, pendant la saison des pluies.

Les alizés maritimes de l'Atlantique sont considérablement affaiblis entre novembre et mai par les eaux chaudes de surface qu'ils poussent vers l'Equateur et qui concourent ainsi à une diminution de la différence de pression barométrique entre l'Atlantique et le Sahara (Ramage, 1974). En même temps, la compensation du déficit provoqué par le flux de surface vers l'Equateur engendre un *upwelling* côtier saisonnier dont la durée est fonction de la position, sur la côte du Sénégal, du front intertropical lors de sa migration zonale (Touré, 1983). Pendant l'hivernage, la disparition de l'*upwelling* et le réchauffement du Sahara tendent à maintenir un régime local de vents faibles mais les vents du sud-ouest sont renforcés par couplage avec une structure cellulaire de type Walker (Lambergeon *et al.*, 1981) représentant le Jet Tropical d'Est et lié à la mousson. La position des anticyclones atlantiques oscille en latitude suivant les saisons, entraînant la descente des alizés du nord vers le sud en saison froide et la remontée des alizés du sud vers le nord, en saison chaude. Par conséquent, pendant l'hivernage, les houles du sud atteignent le littoral sénégalais. Guilcher, en 1954, avait déjà noté l'apparition de houle du sud en Casamance. Sall (1983) décrit ces houles jusqu'au nord du Sénégal et Bâ *et al.* (1996) constate que, pendant l'hivernage, les houles du sud sont aussi fréquentes que les houles du nord sur la côte sud sénégalaise.

Les houles du secteur nord sont longues avec une longueur d'onde moyenne de 300 m correspondant à une période de l'ordre de 14 s et à une vitesse de 22 m/s (Masse, 1968) ; celles du sud seraient plus faibles.

Différents courants dus à la houle ont été décrits par Shepard et Inman (1951), puis plus tard Davis (1985), suivant leur position par rapport à la ligne de rivage (fig.16) :

- au large de la zone des brisants, on rencontre les courants de houle et les courants d'arrachement appelés *rip currents*,
- dans la zone des brisants et de déferlement, agissent le courant de dérive littorale (longitudinal), le courant de retour ou *undertow* et, également, les courants d'arrachement,
- dans la zone de jet de rive, enfin, il s'agit du jet de rive proprement dit et du courant de retrait ou jet de retour.

Les courants de houle, engendrés par la non-fermeture des ellipses de vagues dans les zones de faible profondeur ramènent le sable vers la côte en période de beau temps.

La dérive littorale et le jet de rive sont, respectivement, les composantes longitudinale et normale d'un

mouvement d'eau créé dans la zone de déferlement des vagues. Elles sont, en outre, à l'origine de courants perpendiculaires à la côte qui ramènent les masses d'eau vers le large :

- les courants de retour, qui modifient les profils au cours des tempêtes (Roelvink et Stive, 1989), transportent le sable de la plage vers la zone des brisants,
- les courants d'arrachement, qui érodent les stocks sableux (Greenwood et Hale, 1981), transportent les sédiments vers le large (Komar, 1976).

La dérive littorale, parallèle à la côte, transporte d'importantes quantités de sédiments le long des littoraux (fig.17). Elle est à l'origine de la formation des flèches sableuses et contribue à la mise en place de cordons sableux dans les systèmes estuariens du littoral sénégalais.

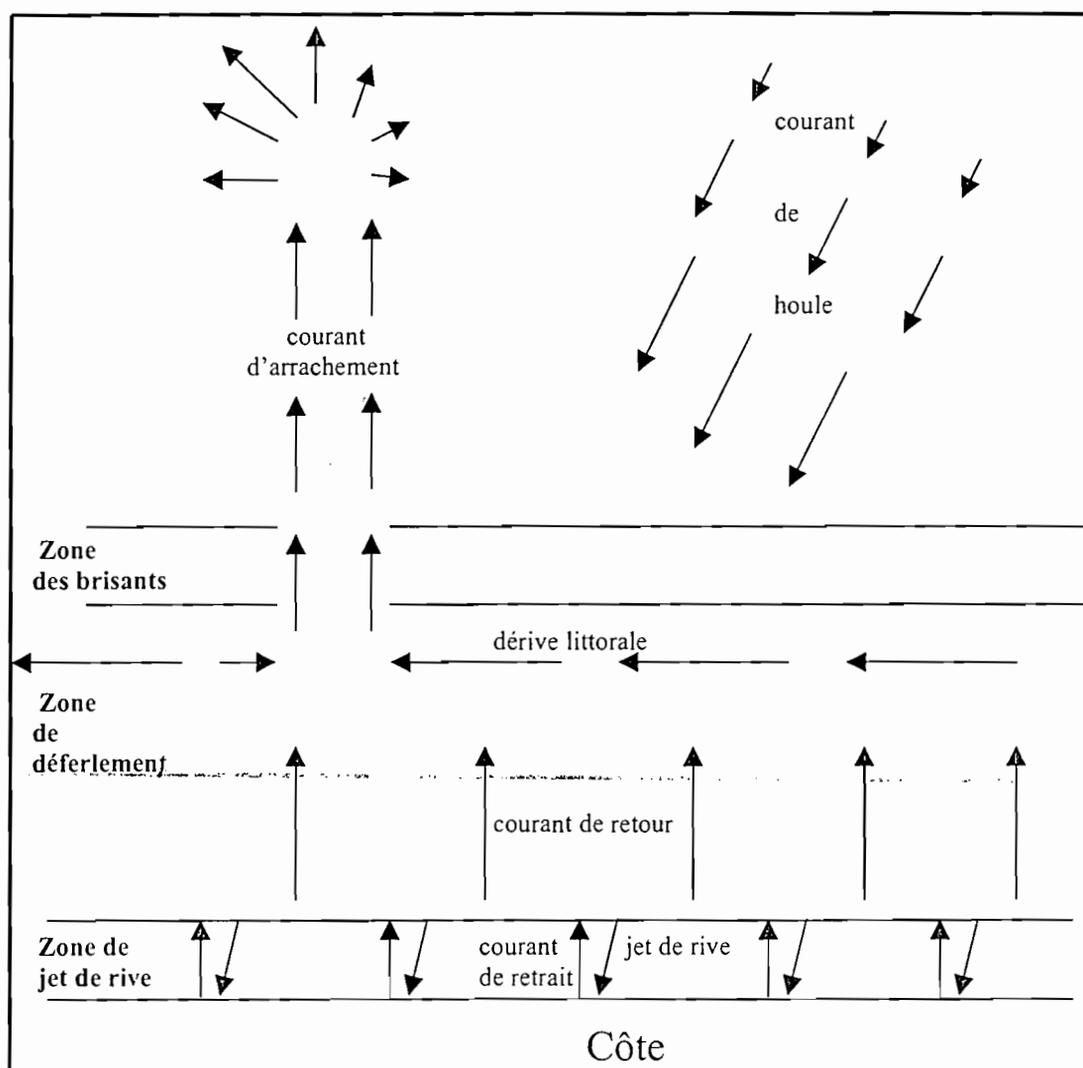


Fig.16 : Schéma de circulation des courants littoraux

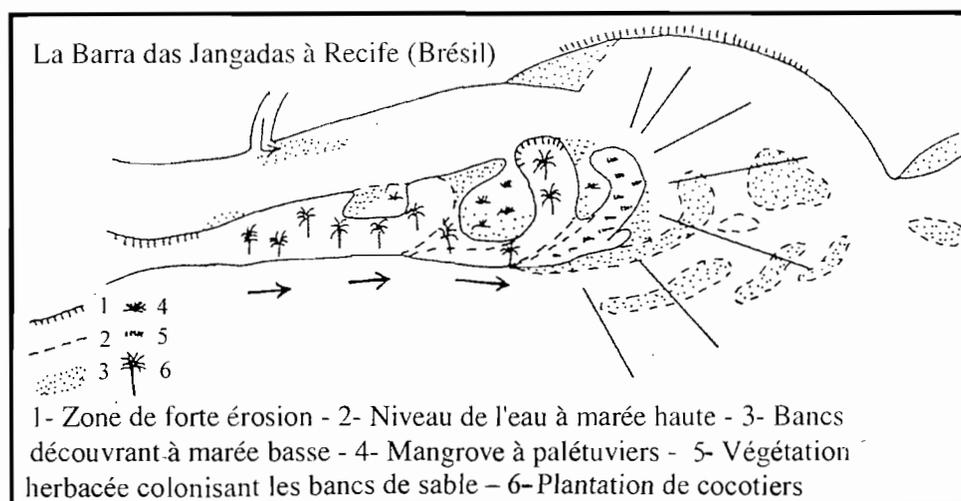


Fig. 17 : La formation des flèches sédimentaires sous l'action de la dérive littorale (d'après Ottmann, 1965)

#### 4- Hydrologie continentale

L'hydrologie continentale au Sénégal dépend essentiellement de la pluviométrie et des phénomènes liés à l'évaporation. Ces facteurs déterminent deux types de régimes fluviaux : le régime tropical et le régime sahélien. Dans les zones d'embouchure, l'arrivée des masses d'eau marine entraîne l'augmentation de la salinité, tandis que l'oscillation de l'onde de marée provoque un mouvement mécanique de montée et de descente des niveaux.

##### 4.1- Régime fluvial

Le régime tropical est marqué par d'importants déficits en saison sèche. C'est le cas du fleuve Sénégal, en partie de la Casamance et, concernant la région étudiée, du fleuve Gambie. Ce fleuve, qui débouche immédiatement au sud du delta du Saloum, prend sa source dans le Fouta Djallon où il est abondamment alimenté par les pluies (Michel, 1973). Son bassin versant a une superficie de 42000 km<sup>2</sup>, sa longueur est supérieure à 1100 km. Son débit atteint plus de 400 m<sup>3</sup>/s en hivernage, à la station de Gouloumbo à 530 km de l'embouchure, il est minimal en fin de saison sèche (2,03 m<sup>3</sup>/s) (Blasco, 1983).

Le régime sahélien se caractérise par un écoulement fluvial nul dans un relief plat, où seules les pluies constituent un apport d'eau douce. Le Saloum, avec les bras de mer Diomboss et Bandiala, en est un exemple typique, la Casamance partiellement seulement dans les années les plus sèches. Le Saloum et ses affluents évoluent dans un bassin versant de 2920 km<sup>2</sup> (Malou *et al.*, 1998), sans relief, qui ne collecte les eaux de ruissellement que lors des fortes pluies. Le seul apport d'eau douce permanent, dans l'ensemble du réseau hydrographique, est la rivière Néma, d'un débit très faible (<0,7 m<sup>3</sup>/s en saison des pluies) (Diop, 1990), alimenté essentiellement par la nappe d'eau phréatique circulant dans le Continental Terminal (Saos, comm. orale).

##### 4.2- Salinité

Dépendant du régime fluvial, la salinité varie d'amont en aval. Dans un fleuve tropical comme la Gambie, il existe un gradient de salinité décroissant de l'aval vers l'amont, jusqu'à 230 km de l'embouchure (fig.18). Pendant la saison des pluies, à l'embouchure, la salinité est inférieure à 25 ‰, elle est supérieure à 35 ‰ pendant la saison sèche.

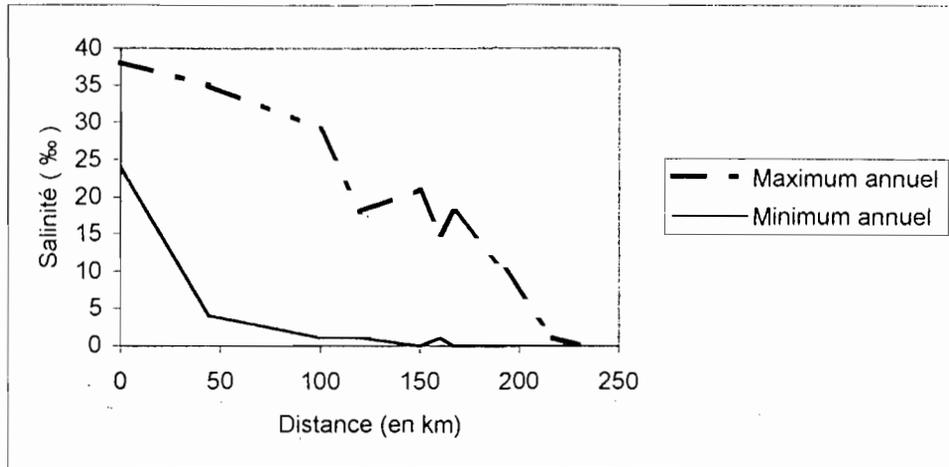


Fig. 18 : La salinité du fleuve Gambie (d'après des données extraites de Checchi et Cy, 1981)

L'absence de débit fluvial, dans le Saloum et ses affluents, entraîne l'inversion du coin salé : le Saloum, comme certains estuaires d'Australie décrits par Hesp (1998), est un estuaire inverse, notion définie par Pritchard en 1967. La salinité est supérieure à l'eau de mer sur l'ensemble du Saloum et le gradient est croissant de l'aval vers l'amont (fig.19).

La salinité de 39 ‰ à Djiffère, à une quinzaine de kilomètres de l'embouchure, atteint 110 ‰ à 35 km en amont en avril 1982 (Barusseau *et al.*, 1985) et 100 ‰ en juin 1995 (Gning, 1997).

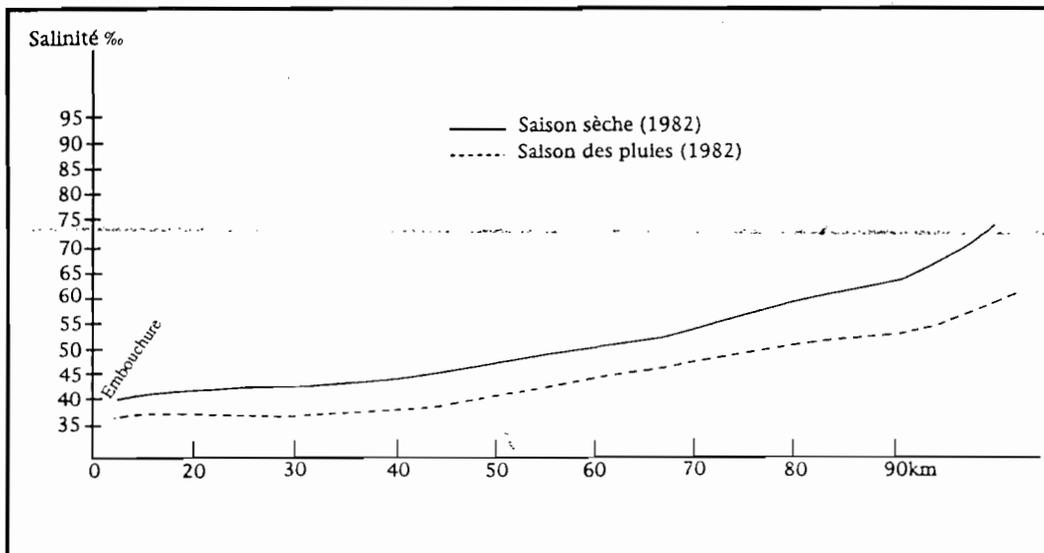


Fig. 19 : La salinité des eaux de surface du Saloum (Source : Rapport Unesco - Comar, 1985)

#### 4.3- Marée dynamique

L'absence de débit fluvial, dans le delta du Saloum, permet la pénétration de la marée dynamique dans tout le réseau hydrographique. La répartition des courants, dans le temps et l'espace, est partiellement connue depuis les travaux de Barusseau *et al.* en 1985. L'étude montre que la durée et le pic de vitesse de flot domine par rapport au jusant (fig.20), excepté dans le Bandiala, ce qui est le contraire des observations faites habituellement dans les estuaires.

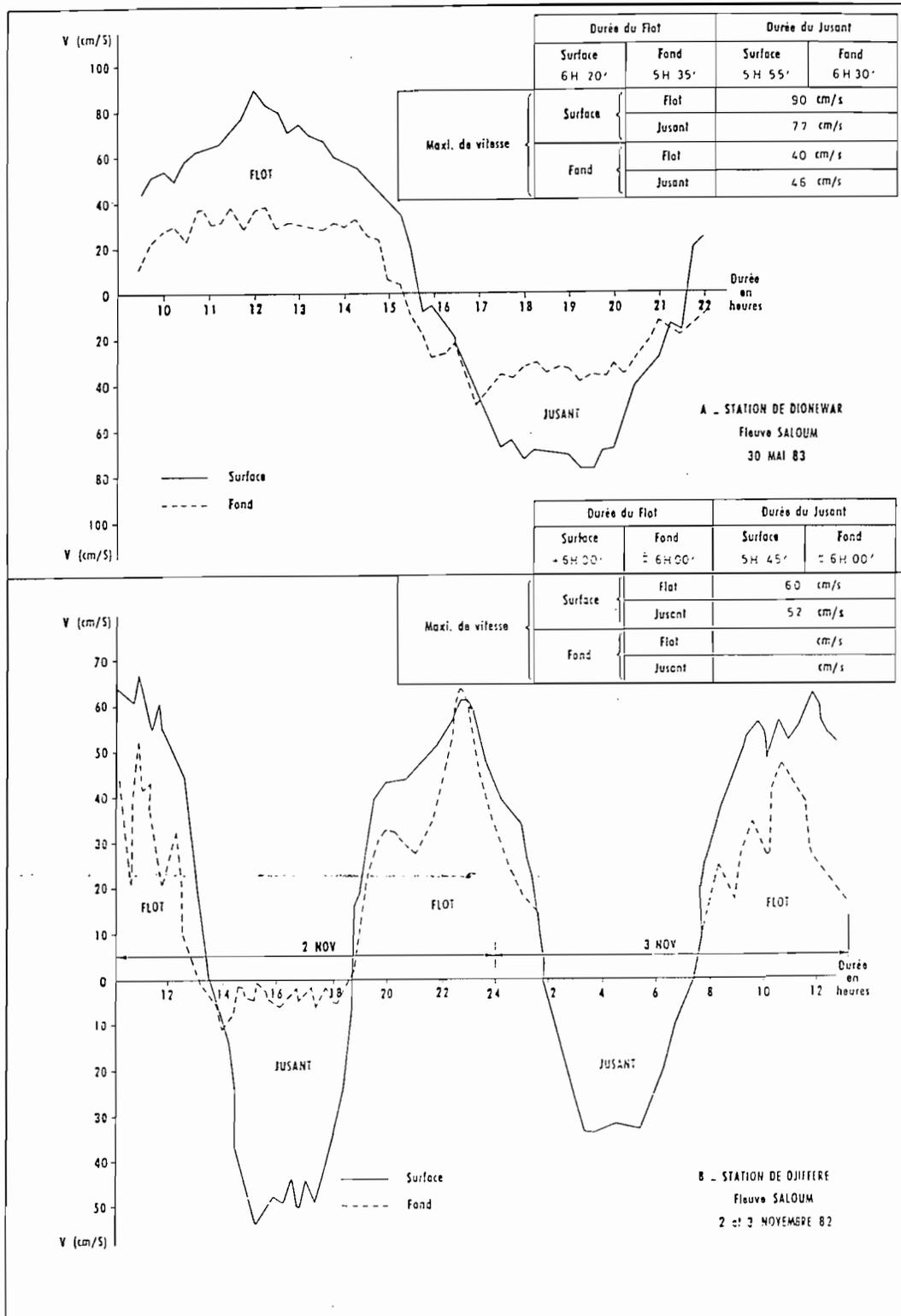


Fig.20 : Variations de la vitesse du flot et du jusant au cours de différents cycles de marée  
(Source : Rapport final EPEEC, 1982)

Dans le Saloum, l'étale de niveau précède l'étale de courant de plusieurs heures à basse mer. A pleine mer, l'étale de courant précède l'étale de niveau de plusieurs heures également. Dans les estuaires, le décalage temporel entre étale de courant et étale de niveau traduit les effets conjoints et interactifs du marnage, du débit fluvial, de la pente du plan d'eau et de la position du point de mesure dans l'estuaire. Dans le cas du Saloum, la grande durée des intervalles entre les deux types d'étales en fait un système singulier. Barusseau *et al.* (1983), expliquent cette singularité par l'existence d'un bouchon atténuateur d'échanges déterminé par l'inertie des zones adjacentes de l'estuaire qui se manifeste par une résistance à la pénétration de l'eau. Une des conséquences de ce fonctionnement serait la remontée d'un volume d'eau substantiel à plus de 100 km de l'embouchure qui ne redescend pas. Le fort pouvoir évaporateur de la zone amont et la compensation des nappes déprimées par l'évaporation en sont la cause. La conséquence est un accroissement global de la salinité des eaux et des sols.

## 5- Conclusion

Le delta du Saloum-Gambie se situe dans une zone critique à plusieurs points de vue :

- le balayage par le FIT modifie de façon importante le régime et la direction des vents et des houles conséquentes,
- la pluviométrie répercute cette situation en lui conférant une double variabilité, saisonnière et multiannuelle, voire multidécennale.
- la position géologique et géographique du delta implique une dépendance par rapport à plusieurs bassins versants dont celui, voisin, de la Gambie.

## CHAPITRE 2

### METHODOLOGIE ET TECHNIQUES D'ETUDE

Le delta du Saloum – Gambie, vaste unité sédimentaire établie dans un passé récent et subissant encore des transformations sous l'effet des agents de la géodynamique externe actuelle, a été étudié au moyen des méthodes et techniques de la sédimentologie.

#### 1- Les études de terrain

##### 1.1- Localisation et description des stations

Les stations sur lesquelles ont été réalisées les observations, les mesures et les échantillonnages sont distribuées sur l'ensemble du delta du Saloum (fig.21) dans les cinq unités décrites dans l'introduction : chenaux, vasières, tannes, cordons et littoral. Le choix a été guidé par l'emplacement au sein de chaque unité, l'accessibilité et la possibilité de prélever des sédiments à différents niveaux.

##### 1.2- Analyse topobathymétrique

Les mesures topobathymétriques, sur le littoral et à l'intérieur du delta, dans les chenaux, ont été faites à l'aide d'un géodimètre à laser donnant les mesures de distance et de dénivelé. Pour les profils aériens, des points de mesure ont été relevés à chaque changement de pente. Pour la partie immergée, l'emploi du géodimètre a été couplé avec celui d'un sondeur FUSO monté sur une pirogue ou une pinasse. Le sondeur enregistre la bathymétrie des fonds directement sous forme d'un échogramme. La synchronisation des tops était faite par signaux visuels ou par radio VHF. La cote du niveau marin est donnée par la mesure de la profondeur d'eau corrigée ensuite en fonction de l'heure par rapport à la marée à Djiffère, celle-ci étant corrigée elle-même par rapport à la marée mesurée au port de Dakar. Le géodimètre était positionné en un endroit défini par plusieurs points de repères permanents, de façon à assurer la répétitivité des mesures (photo 2). Lorsque ce n'était pas le cas, des bornes étaient placées en haut de plage et constituaient le point principal de repère. Un GPS a également été utilisé pour le repérage géographique.



Photo 2 : Mise en place du géodimètre

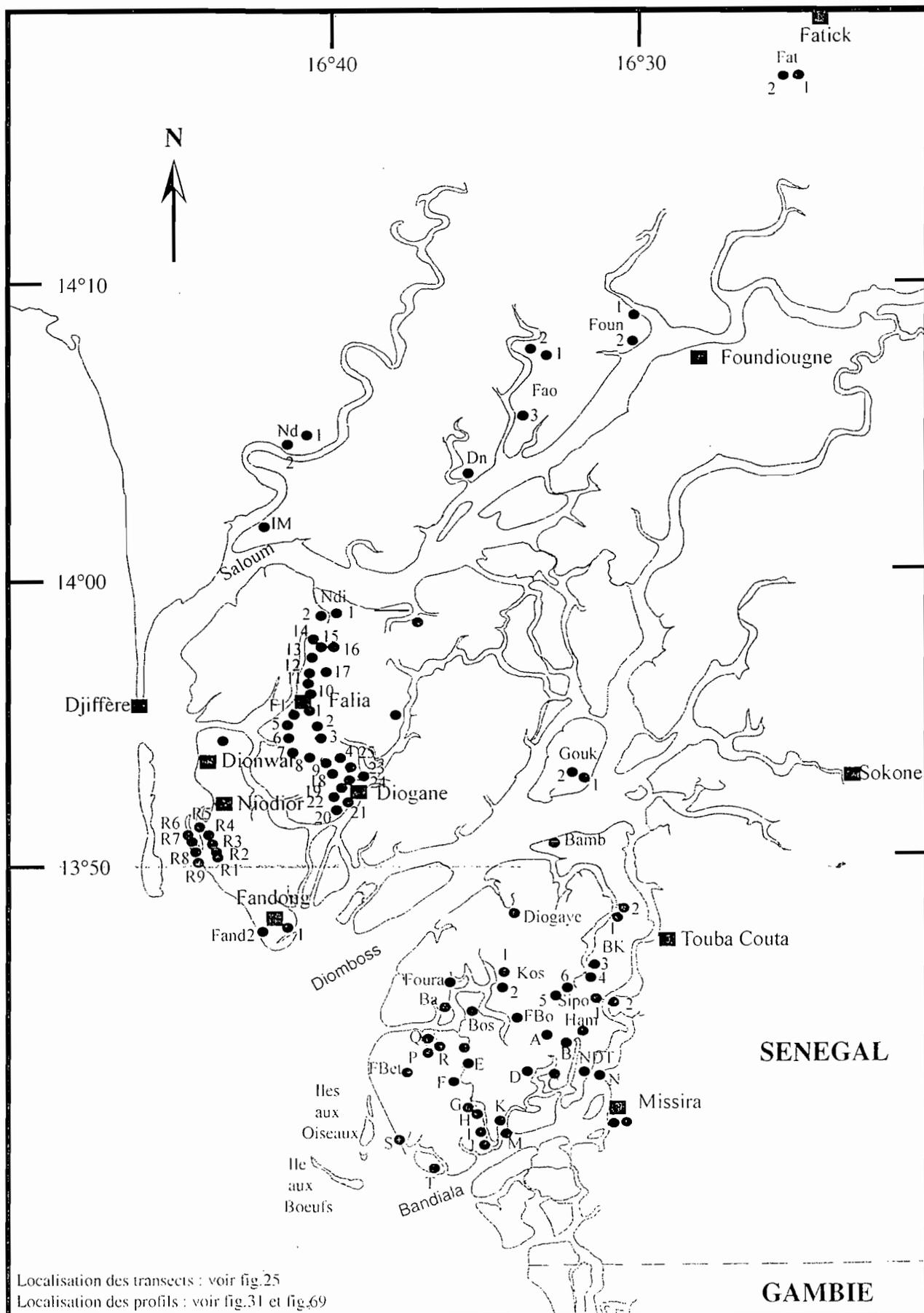


Fig 21 : Localisation des stations

Les paramètres relevés sont :

- pour la station : date, heure, nom de station ou numéro,
- pour les points du profil à terre : heures des mesures, distance horizontale du point, hauteur du prisme et dénivelé
- pour les points du profil en mer : heure du top, distance horizontale du point, azimuth et angle horizontal du sondeur.

Les précisions sont de l'ordre du centimètre pour les dénivelés et les distances des profils aériens. Pour les profils en mer et dans les chenaux, les distances sont mesurées au mètre près, tandis que les profondeurs d'eau sont déterminées à 10 ou 20 cm près selon l'état de la mer.

### 1.3- Mesure de la ligne de rivage

Pour l'étude de l'évolution de la ligne de rivage de la pointe de Sangomar, au nord de la brèche et au sud de l'île de Sangomar, le géodimètre a été utilisé afin de mesurer la distance horizontale entre une station fixe implantée dès les premières mesures et différents points à la hauteur de la laisse de haute mer. Ces mesures ont été faites régulièrement entre juillet 1991 et décembre 1997, au nord de la brèche, de préférence après l'hivernage, au milieu de la saison sèche et en fin de saison sèche.

### 1.4- Les prélèvements

Dans les chenaux, 75 prélèvements superficiels d'échantillons (39 dans le Saloum, 15 dans le Diomboss et 21 dans le Bandiala) ont été réalisés à la benne, plus rarement au carottier, le long de transects échelonnés de l'amont à l'aval.

Dans les vasières, les prélèvements ont pu être réalisés en 23 stations à la pelle à vase ou avec une tarière russe, permettant de faire des demi-carottes (photo 3). Des rallonges de 1,50 m étaient fixées à la tarière au fur et à mesure que l'on s'enfonçait dans le sédiment. Avec ce type de matériel, il est toutefois pratiquement impossible de traverser les niveaux sableux ou coquilliers sous-jacents. Les sondages ont donc des profondeurs très variables allant de 30 centimètres à six mètres. Sur l'ensemble des prélèvements, 58 échantillons de 16 stations ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques.

Une trentaine de sondages, dans les tannes, ont généralement été creusés à la pelle sur des rectangles de deux mètres sur un mètre de largeur jusqu'au niveau d'eau et, lorsque cela était possible, un approfondissement était ensuite pratiqué à la pelle à vase (photo 4) ou à la tarière russe. Parfois la pelle à vase était utilisée dès la surface. La profondeur maximale des sondages est de 3,62 m, à Gouk. Les échantillons sont plus nombreux dans les tannes du nord mieux développés. Au total, nous avons fait les analyses sédimentologiques de 72 échantillons provenant de 22 stations.

Dans les cordons, le sable étant généralement propre et sec, donc sans cohésion, il n'était pas possible de creuser des sondages. Des coupes, déjà existantes grâce aux sapements de berge par les bolons (photo 5), fréquents dans la partie sud du delta, ont été rafraîchies (photos 6 et 7) et ont permis de prélever des échantillons à différents niveaux. Des sondages de deux mètres sur un mètre, identiques à ceux des tannes, ont également été creusés au pied des cordons dans des zones où l'eau pouvait arriver par capillarité entraînant une certaine cohésion du sédiment sans toutefois affouiller l'intérieur des sondages. Une soixantaine de sondages et de coupes ont ainsi été réalisés sur des épaisseurs variant de la surface à six mètres. Les cordons étant plus volumineux au sud, les prélèvements y sont plus nombreux : au nord, 43 échantillons de 17 stations ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques, contre 125 échantillons de 32 stations au sud.

Sur le littoral, les prélèvements sous-marins ont été faits en plongée tandis que les sédiments de profils aériens ont été prélevés à la main à chaque changement de pente. Cela représente au total 106 échantillons.

Sur l'ensemble du delta, 479 échantillons ont été analysés.



Photo 3 : Demi - Carotte obtenue par sondage à la tarière



Photo 4 : Sondage creusé à la pelle simple, puis approfondissement à la pelle vase

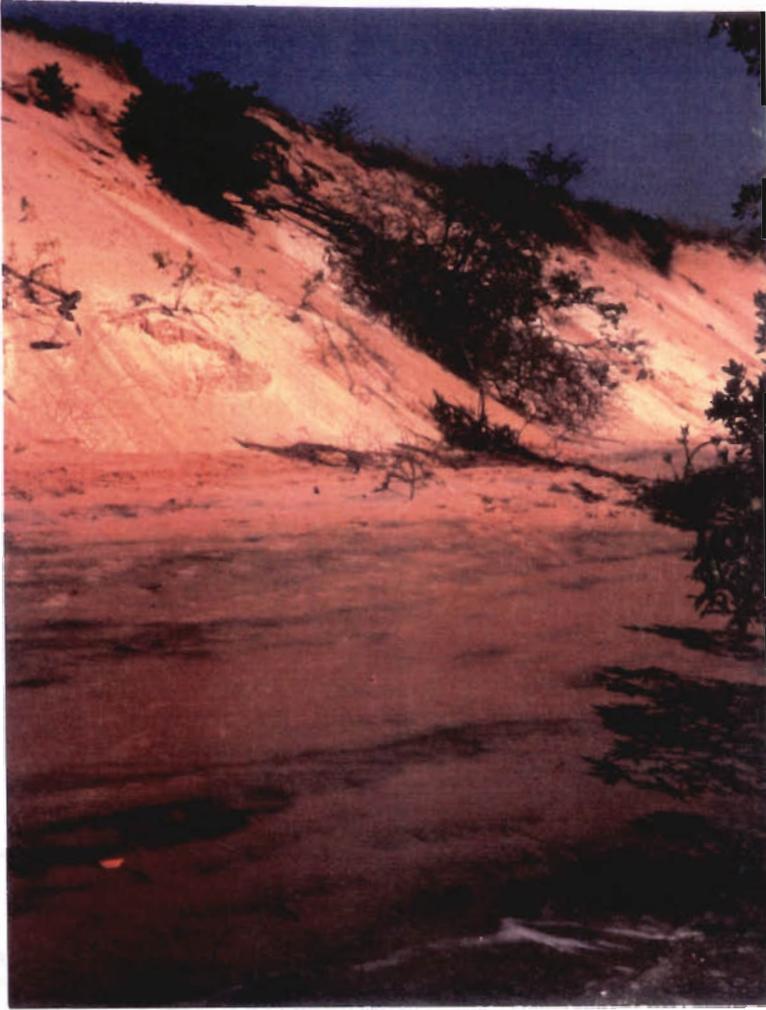


Photo 5 : Sapement de berge  
dans un cordon le long  
d'un bolon

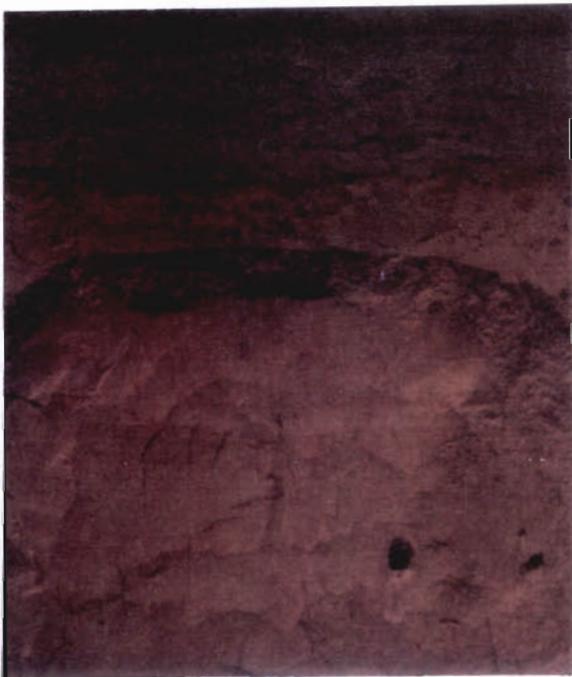


Photo 6 : Rafraichissement de coupe

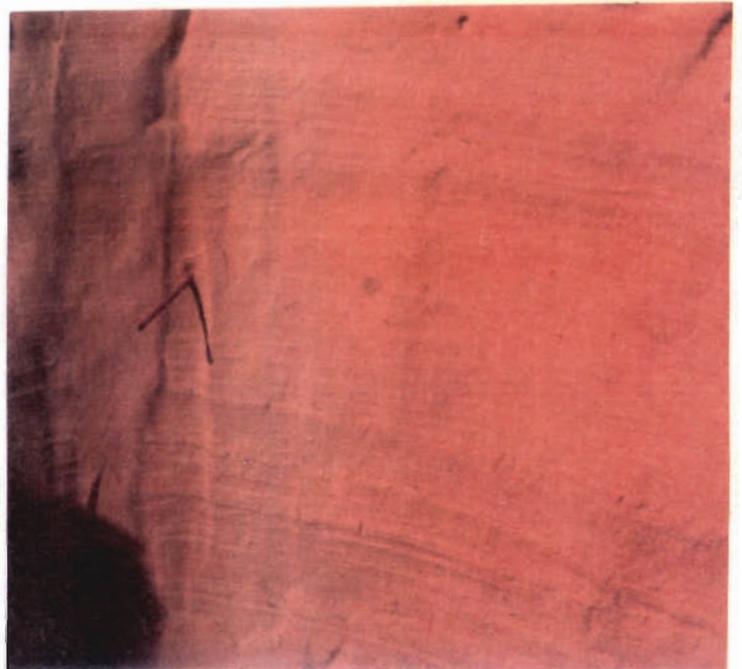


Photo 7 : Laminations visibles après  
rafraichissement de coupe

### 1.5- Marnage et zéro de référence

Le marnage a été mesuré sur le terrain aussi souvent que cela était possible mais non sans difficulté. Sur les plages, les laisses donnent le niveau de haute mer moyenne. Il correspond, dans les mangroves, à la limite inférieure du feuillage (photo 8). Il a été mesuré systématiquement par rapport à la surface du sondage. Pour le niveau de basses mers moyennes, il fallait attendre la remontée des eaux de flot pour être certain de la fiabilité du niveau mesuré à marée moyenne. A partir de ces niveaux de hautes mers et de basses mers moyennes donnant le marnage, le niveau moyen des marées moyennes a été déterminé et considéré comme le zéro hydrographique et de référence sur l'ensemble du delta. Dans certains cas, en particulier pour les tannes, il était impossible, faute de repère, d'obtenir le zéro hydrographique. La surface du sondage est alors considérée comme le point zéro.



Photo 8 : Niveau des marées hautes moyennes marqué par la limite du feuillage des palétuviers

### 1.6- Vérifications de terrain

Dans le cadre des analyses en télédétection, des vérifications ont été faites directement sur le terrain ou en survol aérien pour lever certaines interrogations apparues lors de l'identification des différentes unités, en particulier sur les images ERS1 de 1993 et 1994 et sur les photos aériennes de 1989.

## 2- Méthodes de laboratoire

### 2.1- Télédétection

La compréhension de la morphologie du delta a été facilitée par l'utilisation de plusieurs supports propres à la télédétection.

Différentes séries de photos aériennes prises à plusieurs années d'intervalle ont été utilisées. Ce sont les séries AOF de 1954 de l'IGN (Institut Géographique National) de Paris et les séries AO de 1969 et JICA de 1989 du SGN (Service Géographique National) de Dakar, qui couvrent pratiquement tout le delta Saloum - Gambie.

Les images satellitaires utilisées sont :

- l'image LANDSAT TM du 15 février 1976, sur le nord du delta,
- les images SPOT XS (2 mars 1987, 25 avril 1991, 24 octobre 1991, 1<sup>er</sup> novembre 1992) sur le nord du delta,
- l'image SPOT panchromatique du mois d'avril 1996, sur le sud du delta,
- les images ERS 1 du 16 août 1993, du 25 octobre 1993 et du 2 mai 1994.

## 2.2- Données de vent et de houle

Les données de vent et de houle utilisées dans ce travail ont été fournies à UTIS (Unité de Traitement d'Images Satellitaires) par la Banque de Données Météorologiques (B.D.M.) du centre de météorologie de Lannion. Les données de houle proviennent des données-bateaux relevées en mer par les navires sélectionnés, suivant un rail de navigation qui longe le méridien de longitude 18°N. Elles sont fournies par les navires marchands ayant adhéré au SCEM (Service Central d'Exploitation Météorologique), sur tous les océans du globe. Les données reçues décrivent l'immatriculation du bateau, les coordonnées géographiques, la date et l'heure, le vent, la houle, le point de rosée et la température de l'eau de surface chaque jour et à plusieurs moments de la journée sur tout l'Océan Atlantique. Un programme a donc été mis au point à UTIS pour extraire les données de vent et de houle de la côte sénégalaise accompagnées des coordonnées géographiques.

On obtient ainsi des listes sous la forme suivante :

Latitude	Longitude	Date	Heure	Vent		Houle		
				Direction en ° 10 <sup>-1</sup>	Force en noeuds	Direction en ° 10 <sup>-1</sup>	Hauteur en m	Période en s
14.9	-17.6	861205	06	3	13	35	6	10

## 2.3- Données de marée

Les données de marée proviennent du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) à Brest, d'après les mesures faites sur le marégraphe du Port Autonome de Dakar.

Pour le littoral du Saloum, il faut modifier les heures indiquées en ajoutant 45 mn aux pleines mers et 33 mn aux basses mers de vives eaux. Le décalage de la hauteur d'eau est négligeable aux marées moyennes.

Des calendriers sont établis chaque année avec les heures et les hauteurs des pleines et des basses mers.

## 2.4- Données topobathymétriques

Les échogrammes enregistrés à l'aide du sondeur sont dépouillés manuellement et les valeurs obtenues sont raccordées à celles des profils aériens. Les données corrigées (distances - profondeur en mer et dans les chenaux, et distance - altitude sur les plages) sont alors numérisées dans des tableaux Excel puis restituées sous forme de profils corrigés et comparables les uns aux autres.

## 2.5- Transport littoral

Pour évaluer le transit littoral, on a choisi l'une des méthodes préconisées par le LCHF (1976) qui consiste à utiliser des formules prenant en compte les différents paramètres dont il dépend. Les autres méthodes (cubatures au pied d'un ouvrage et traçage radioactif) ne sont, en effet, pas applicables dans la région étudiée. Le choix d'une formule de calcul du débit solide par le transport littoral a été facilité par les travaux antérieurs de Migniot (1967), Leclerc *et al.* (1976) et Bonnefille (1997) qui ont

considéré, de façon critique et comparative, différentes formules (LNH ; LCHF ; CERC ; Bjiker ; Van Rijn). Ces auteurs ont estimé que la formule de Sauvage de Saint-Marc et Vincent (1954) modifiée par Larras et Bonnefille (1965) donnent de bons résultats, en particulier sur les côtes de mers sans marée. Sur les côtes à marée microtidale du Sénégal, cette formule peut également donner des résultats significatifs en ordre de grandeur. En effet, comme la pente de l'estran est forte (généralement entre 7 et 12 %) et surtout constante, le courant de dérive littorale conserve la même intensité quel que soit le moment de la marée. Il agit seulement à des niveaux quelque peu différents (plus haut à haute mer, plus bas à basse mer) mais la largeur de la zone d'action littorale de la houle demeure pratiquement identique.

Au vu de ces considérations, la formule du LCHF a été utilisée pour donner une estimation de la composante longitudinale du débit :

$$Q = K_g H^2 T f(\alpha) t / \frac{H}{L}$$

K : coefficient dépendant de la granulométrie du matériau ; on donne  $K = 0,18 \times 10^{-5} \times D^{-1/2}$  ;  
(D étant la dimension moyenne du matériau exprimée en mm)

H : hauteur de la houle considérée (en m)

T : période correspondante (en s)

f( $\alpha$ ) : facteur d'obliquité

t : durée d'action (en s)

H/L : cambrure ; L étant la longueur d'onde de la houle

## 2.6- Volumes sédimentaires

De façon comparative, les volumes sédimentaires se déplaçant dans la zone littorale de la zone d'étude ont été évalués en estimant les surfaces en érosion et en accrétion à partir des photos aériennes et des travaux de terrain. Ces surfaces ont été converties en volumes grâce aux résultats topobathymétriques obtenus sur le terrain.

## 2.7- Analyses sédimentologiques

### 2.7.1- Analyse granulométrique

Les analyses granulométriques ont été réalisées sur la fraction arénique (>50 $\mu$ m) d'une part, et sur la fraction pélitique (<50 $\mu$ m) d'autre part, après lavage et séparation à l'eau au-dessus d'un tamis de maille égale à 50 $\mu$ m.

#### a) La fraction arénique

La granulométrie des sables a été réalisée au laboratoire d'analyses des eaux et des sols de l'IRD-Dakar (ex ORSTOM-Dakar) par tamisage sur une colonne de norme AFNOR.

Les points des courbes granulométriques sont tracés en coordonnées semi-logarithmiques après correction des mailles de tamis. La courbe représentative de la distribution granulométrique est ensuite dessinée manuellement en lissant son tracé en fonction d'une hypothèse de distribution gaussienne. Il apparaît alors une ou plusieurs populations de sable que l'on peut caractériser suivant leur(s) mode(s) granulométrique(s). La valeur modale d'un sable exprime la dimension granulométrique la plus fréquente. C'est le point d'inflexion ascendant de la courbe granulométrique qui correspond au sommet de la courbe gaussienne (courbe en cloche). Si l'assemblage est constitué de plusieurs populations, il y a plusieurs modes granulométriques qui représentent chacun la dimension des grains les plus fréquents de la population. On peut alors symboliser la construction du sédiment par le mélange de plusieurs populations repérées chacune, dans une formule, par son mode granulométrique et sa fréquence en pourcentage du sédiment total :

$$\text{mode}_1 (\%_1) + \text{mode}_2 (\%_2) + \text{mode}_3 (\%_3) + \dots + \text{mode}_n (\%_n)$$

avec :  $mode_n$  : mode correspondant au point d'inflexion d'une population donnée de la courbe granulométrique et  $\%_n$  : abondance de la population n dans le sédiment total.

A partir des valeurs modales relevées sur les courbes, une analyse granulométrique modale a été effectuée afin de mettre en évidence des types granulométriques fondamentaux qui se conjuguent, dans une aire choisie, pour donner naissance aux mélanges observés en chaque point (Barusseau, 1973). Les modes étant déterminés, on fait un dénombrement cumulatif de toutes les valeurs modales recensées ; on cherche par exemple toutes les valeurs inférieures à telle dimension, puis à telle autre, en définissant un pas suffisamment serré pour ne pas effacer des groupements intéressants (ex : limites de classe définies par les normes AFNOR).

Si l'assemblage est constitué d'une seule population, on détermine également les percentiles sur la courbe. Cette méthode, empruntée aux statisticiens, a été appliquée aux sédiments pour la première fois par Trask en 1930. Les percentiles P5, P16, P25, P50, P75, P84 et P95 sont déterminés par la dimension des grains associée au pourcentage pondéral correspondant. Les percentiles sont exprimés en valeur  $\phi$  :  $P(\phi) = \text{colog}_2 x = -\ln x / \ln 2$  (x étant la valeur du percentile en mm).

Les percentiles permettent de calculer les indices granulométriques nécessaires à l'interprétation des courbes granulométriques.

- La moyenne (Mz) :  $Mz = (P16 + P50 + P84)/3$

Cet indice permet de déterminer le type de sable d'après la classification de Wenworth :

2 000 $\mu\text{m}$	1 000 $\mu\text{m}$	500 $\mu\text{m}$	250 $\mu\text{m}$	125 $\mu\text{m}$	63 $\mu\text{m}$
Sables très grossiers	Sables grossiers	Sables moyens	Sables fins	Sables très fins	Silts

- La médiane est l'indice tel que 50% du matériau est plus grossier, 50% plus fin. Elle donne une idée proche de la taille moyenne des grains du sédiment et présente l'avantage d'être déterminable rapidement, de façon graphique. Lorsque la distribution est normale la moyenne, la médiane et le mode sont identiques.

- L'indice de classement  $\sigma_1$  (*standard deviation* ou *sorting index*)

$$\sigma_1 = (P84 - P16)/4 + (P95 - P5)/6,6$$

Il donne la mesure de la dispersion des grains autour de la valeur centrale. Généralement, les sables fins sont mieux classés que les sables plus grossiers ou les sédiments plus fins qui ont un plus mauvais classement. Nous utilisons l'échelle de classement de Folk et Ward :

Termes de classement	$\sigma_1$ (d'après Folk et Ward, 1957)
Très bien classé	0,35
Bien classé	0,50
Moyennement bien classé	0,71
Moyennement classé	1,00
Mal classé	2,00
Très mal classé	4,00
Extrêmement mal classé	

- Le skewness ( $S_K$ ) ou indice d'asymétrie :

$$S_K = ((P84+P16) - 2 P50) / 2 (P84 - P16) + ((P95 + P5) - 2 P50) / 2 (P95 - P5)$$

Une courbe granulométrique symétrique a un skewness égal à zéro. Lorsque la courbe granulométrique est établie à partir d'un cumul sur les fins, le skewness varie entre + 1,00 lorsque l'on a un enrichissement vers les fins et - 1,00 lorsque l'on a un enrichissement vers les grossiers. Dans ce cas la médiane et le mode sont du côté fin par rapport à la moyenne. Les sédiments naturels ayant un skewness dépassant + ou - 0,80 sont rares.

- Le kurtosis ( $K_G$ ) ou indice d'acuité :

$$K_G = (P95 - P5) / 2,44 (P75-P25)$$

Le kurtosis représente la mesure de la conformité de la distribution de la partie centrale et des extrémités respectivement à des courbes normales plus ou moins différentes. Les courbes normales ont une acuité égale à 1. Pour  $K_G < 0,6$  on a une courbe platykurtique c'est-à-dire très aplatie ; pour  $K_G > 1,5$  on a une courbe leptokurtique, redressée.

#### b) La fraction pélitique

La microgranulométrie a été réalisée sur les silts ( $50 \mu\text{m} - 2 \mu\text{m}$ ) et les argiles ( $< 2 \mu\text{m}$ ) à l'aide d'un analyseur Sedigraph 5100 dont le principe de fonctionnement est basé sur la sédimentation des particules en suspension. Un faisceau de rayons X traverse la solution contenant les particules à analyser et on mesure la transmission à l'aide d'un détecteur. Un convertisseur traduit l'intensité des rayons X en concentration relative exprimée en pourcentage de masse pour chaque domaine granulométrique. Les résultats sont donnés automatiquement sous la forme d'une courbe granulométrique en coordonnées semi-logarithmiques.

#### 2.7.2- Teneur en carbone minéral

L'analyse sédimentologique a été complétée par une évaluation de la teneur en carbone minéral représenté par le carbonate de calcium des coquilles. L'opération a été réalisée par décalcification à l'HCl dilué au 1/10 et par pesées différentielles sur :

- les échantillons du littoral et des chenaux, souvent riches en débris coquilliers,
- les échantillons de vase contenant des débris coquilliers et des coquilles de mollusques ainsi que divers tests.

En outre, dans certains cas, l'abondance des macrodébris végétaux et des particules végétales a nécessité la séparation à la main d'une fraction de carbone organique surnageant par différence de densité avec le sédiment. La matière organique a ainsi été évaluée dans quelques échantillons de vasières particulièrement riches afin de connaître le pourcentage pondéral maximal dans le delta.

#### 2.7.3- Exoscopie des grains de quartz

Les grains de quartz ont été sélectionnés sur des tamis de  $315 \mu\text{m}$  et de  $500 \mu\text{m}$ . Ils ont ensuite été triés à la loupe binoculaire en trois groupes, d'après la classification de Cailleux et Tricart (1965) : ronds-mats, émoussés-luisants, non-usés. Une estimation quantitative a été effectuée. Ils ont ensuite fait l'objet d'une observation exoscopique au Centre de Microscopie Electronique de l'Université de Perpignan.

L'exoscopie (Le Ribault, 1975) est l'examen au microscope électronique à balayage (MEB) de la surface des grains de quartz, espèce minéralogique la plus répandue dans les sables. L'observation au MEB permet de déceler des actions mécaniques (choc, cassure, friction, gradient de polissage...), des actions chimiques (dépôt, dissolution ...) qui, associées à la morphologie du grain, permettent de reconstituer en partie son histoire sédimentologique et son évolution à travers les différentes étapes traversées.

Les grains, isolés pour l'examen, sont disposés sur un scotch double-face en une constellation identifiable où les différents types de grains retenus sont précisément positionnés. L'ensemble est

métallisé à l'or avant la mise en place dans l'enceinte du MEB. L'appareil utilisé est un MEB Hitachi S 520 couplé à un analyseur 5 500 TN TRACOR qui permet l'identification des éléments atomiques de numéro supérieur à 11 par analyse du rayonnement X issu du bombardement électronique.

## 2.8- Minéralogie

### 2.8.1- Les minéraux lourds

La séparation des minéraux lourds et légers a été effectuée au laboratoire de sédimentologie de l'Université de Dakar. Le principe est basé sur la différence de densité des minéraux. On verse 50 g d'échantillon dans une ampoule à décanter contenant du bromoforme (densité : 2,89). Après plusieurs agitations, l'ensemble des minéraux lourds de densité supérieure tombe au fond de l'ampoule tandis que les minéraux légers surnagent au-dessus du liquide. Les minéraux lourds sont récupérés sur un filtre, rincés à l'alcool et pesés. On obtient ainsi le pourcentage pondéral de la totalité des minéraux lourds par rapport à l'échantillon total.

La détermination des minéraux lourds a été réalisée au CEFREM (Université de Perpignan). Elle est faite, après montage entre lame et lamelle des minéraux en grains, par observation en lumière naturelle et polarisée sur la platine tournante d'un microscope de pétrographie (Parfenoff *et al.*, 1970).

### 2.8.2- Les argiles

La technique utilisée pour l'étude des minéraux argileux est la diffractométrie des rayons X sur des lames orientées dans un intervalle angulaire  $2\theta$  de 1 à 16°, suffisant pour reconnaître toutes les espèces minérales argileuses. Le sédiment brut est placé sur une lame exposée au rayonnement. La rotation du cristal par rapport au rayonnement incident conduit à des situations où la condition de Bragg ( $2d \sin\theta = n\lambda$ , avec  $d$  : distance interréticulaire,  $\lambda$  : longueur d'onde du rayonnement X et  $n$  : un nombre entier) est satisfaite. Les noeuds du réseau cristallin diffractent alors le rayonnement et les rais diffractés sont en phase dans la direction correspondant à  $\theta$ . Un maximum d'intensité est alors reçu par le détecteur et se traduit par un pic. Les minéraux argileux sont déterminés grâce à la position des pics sur le diffractogramme. Pour cela, on trace la ligne de base séparant le bruit de fond de l'enregistrement. On reporte les différents pics des minéraux argileux (smectite = 4°, illite > 5°, kaolinite  $7^\circ < 2\theta < 8^\circ$ ) sur calque. On pèse les surfaces obtenues et on calcule le pourcentage des trois groupes d'argiles.

## 2.9- Datations au $^{14}\text{C}$

Les datations au radiocarbone ont été déterminées au laboratoire Beta Analysis en Floride sur des coquilles provenant de quatre échantillons de cordons, deux échantillons de tannes, trois de vasières et un échantillon de vase relique sur le littoral.

Les valves de lamellibranches (*Anadara senilis*, *Dosinia isocardia*, *Gryphea gasar*) ont préalablement été minutieusement nettoyées à la roulette de dentiste afin d'éliminer toute recristallisation dans les cavités, susceptible de modifier l'âge réel des coquilles vers un rajeunissement. Les âges donnés dans les résultats sont des âges calibrés.

## 2.10- Micropaléontologie

L'étude des foraminifères a été réalisée sur des sédiments de vase prélevés à différents niveaux. Des échantillons de 20 g ont été lavés à l'eau, tamisés sur deux tamis de 63  $\mu\text{m}$  et de 315  $\mu\text{m}$ , puis séchés à l'étuve à 40°. Les sédiments ont été observés à la loupe binoculaire.



## CHAPITRE 3

### ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE

Les résultats présentés décrivent le delta du Saloum - Gambie à travers l'étude des différentes unités qui le constituent.

Les chenaux, les cordons, les vasières, les tannes et le littoral sont décrits, identifiés et caractérisés par leurs caractères morphologiques, stratigraphiques et sédimentologiques. Leurs relations mutuelles sont définies.

#### 1- Géomorphologie du delta

##### 1.1- Description générale

Le delta du Saloum, situé entre mer et continent, est un domaine margino-littoral à topographie basse. Bordé par la formation du Continental Terminal, il s'étend sur plus de 90 000 ha. Trois bras principaux, le Saloum, le Diomboss et le Bandiala s'y écoulent, réunis par une infinité de cours d'eau secondaires, véritables chenaux de marée anastomosés, qui serpentent dans les différentes unités sédimentaires et découpent un ensemble d'îles plus ou moins étendues. Ces îles se répartissent en deux groupes séparés par le Diomboss : au nord, les îles Gandoul et au sud, les îles Bétanti. La partie septentrionale, constituée des îles Gandoul et de la région située au nord du Saloum, s'étend jusqu'au Diomboss et occupe environ les deux tiers de la surface totale, tandis que la partie méridionale, limitée par la Gambie, n'en représente que le tiers, avec le Bandiala comme axe principal.

Bien que la partie sud soit moins étendue, la moitié de sa surface est occupée par une succession de cordons sableux volumineux, l'autre moitié est occupée par des vasières (fig.22). Les tannes sont rares ou absents dans les îles Bétanti alors qu'ils sont bien développés au nord. L'extension de la superficie des tannes évolue inversement à celle des cordons : à l'extrême nord, les unités les mieux représentées sont les tannes et les vasières ; au sud, ce sont les barrières sableuses et les vasières.

Sur ces îles, une population constituée essentiellement de pêcheurs cultive sur les cordons, du mil, du maïs et divers fruits et légumes tropicaux, ainsi que du riz dans les bas-fonds. Les femmes pratiquent la cueillette des huîtres (*Crassostrea gasar*), qui se développent sur les racines de palétuviers dans la mangrove, et des pagnes ou arches (*Anadara senilis*), dans les étendues sablo-vaseuses qui découvrent à marée basse.

La récolte des arches et des huîtres depuis des siècles, leur exploitation et l'accumulation progressive des coquilles rejetées ont abouti à la formation d'amas coquilliers anthropiques, appelés sambaquis, très répandus dans l'ensemble du delta et étudiés depuis près de trente ans par Thilmans et Descamps. En 1982, ces auteurs avaient répertorié 84 amas (fig.23) ; de nombreux autres amas ont été découverts depuis (Descamps, comm. orale).

Une végétation arborée de palétuviers est installée dans la zone de battement des marées, sur les vasières. C'est une végétation typique des régions intertropicales mais qui n'est représentée au Sénégal que par cinq espèces seulement : *Rhizophora racemosa*, *Rhizophora mangle*, *Rhizophora harrisonii*, *Avicennia africana* et *Laguncularia racemosa*. En arrière des palétuviers, des espèces herbacées halophiles colonisent les tannes.

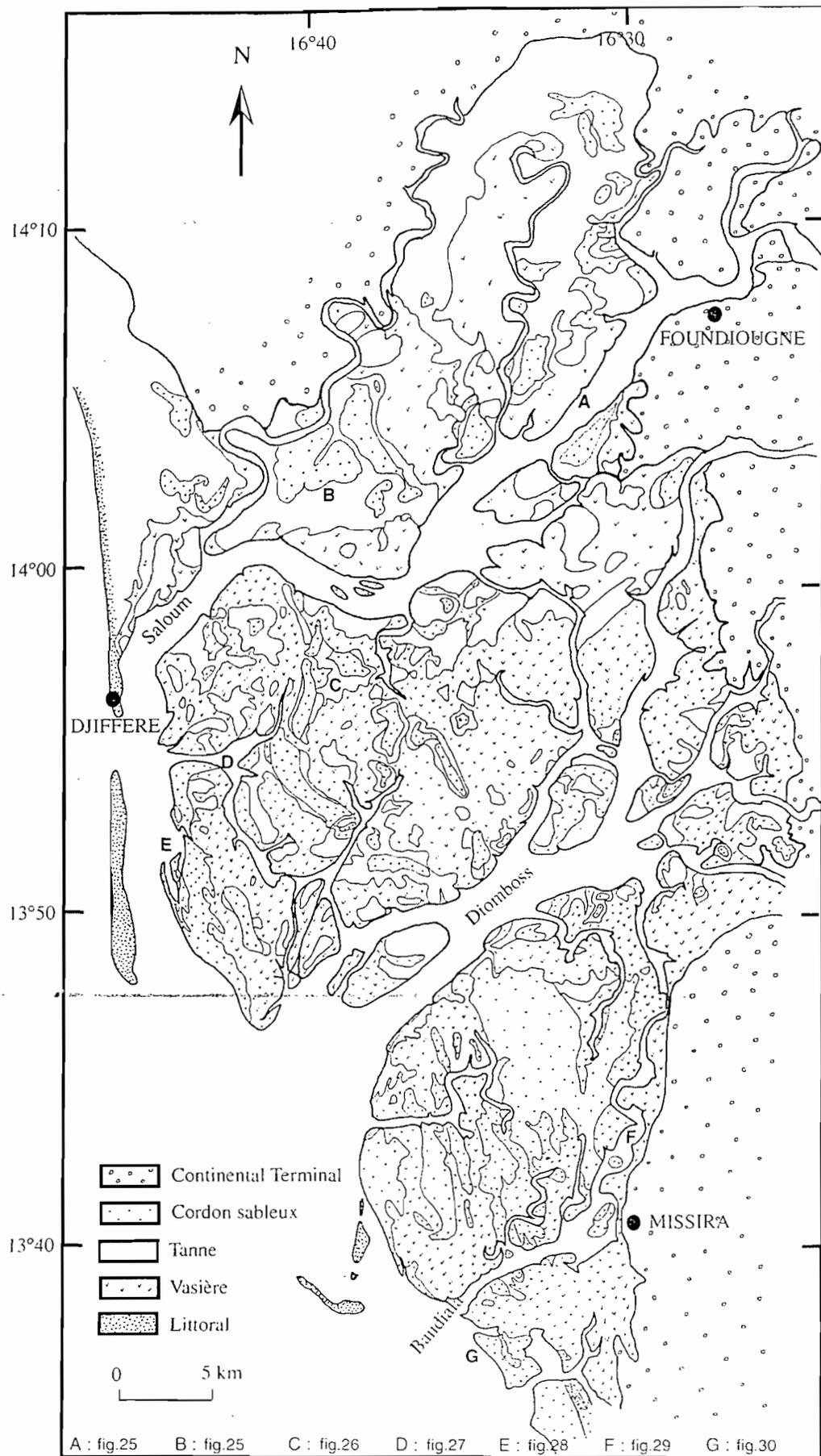


Fig.22 : Les différentes unités du delta Saloum - Gambie

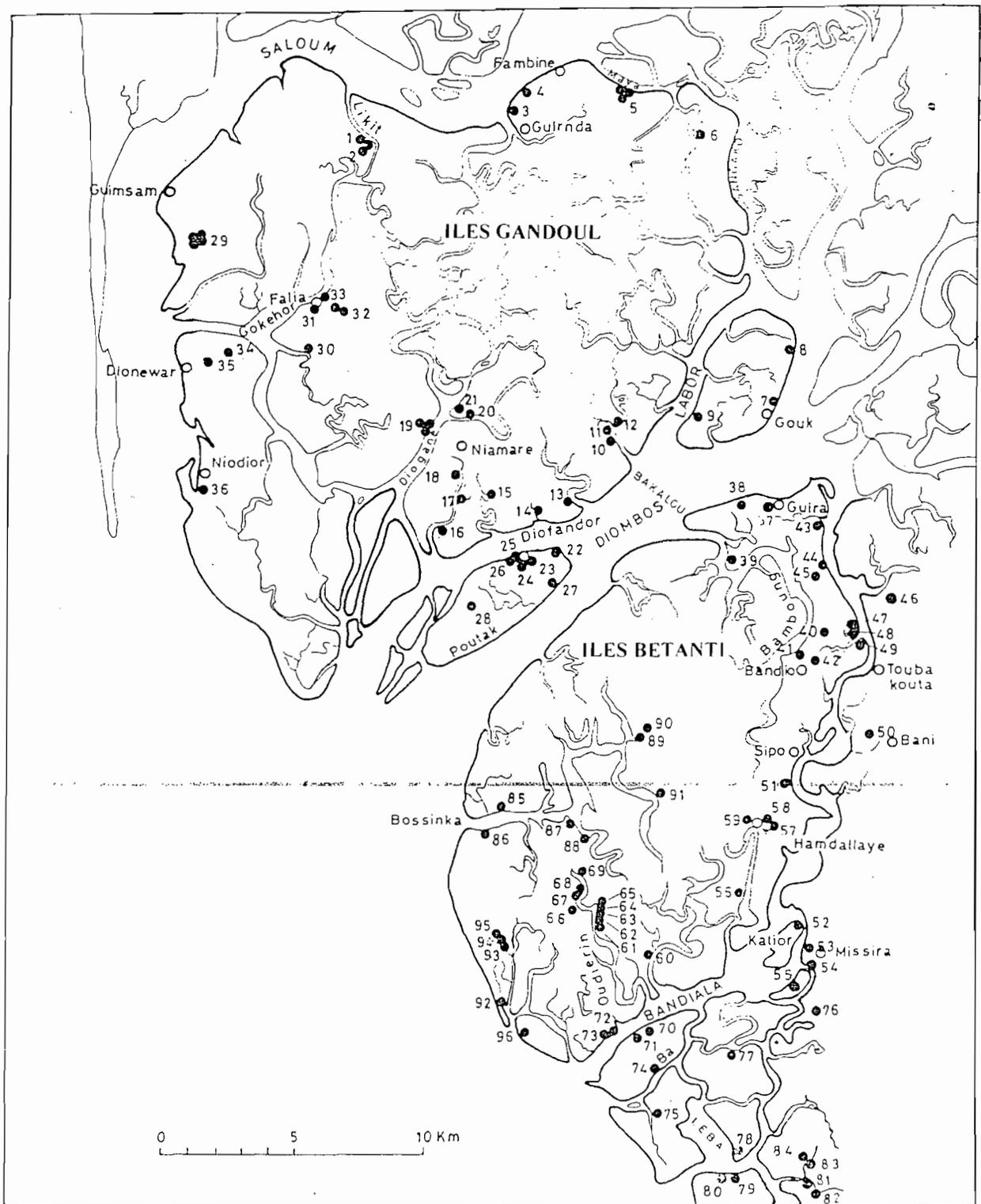


Fig.23 : Localisation des amas coquilliers dans le delta (d'après Thilmans et Descamps, 1982)

## 1.2- Identification et localisation des différentes unités

Les résultats présentés ici sont issus principalement de l'analyse de photographies aériennes, d'images satellites (en particulier des images ERS 1), et des observations de terrains qui nous ont permis de déterminer et de cartographier les différentes unités constituant le delta : chenaux, cordons, tannes, vasières et littoral.

Le delta du Saloum est découpé par trois bras de mer de direction principale NE-SW qui débouchent directement sur l'Atlantique. Ces trois distributaires constituent des réseaux hydrographiques distincts mais interconnectés. Ils ont peu de méandres mais se divisent de part et d'autre de leur axe principal en bolons (terme vernaculaire pour les cours d'eau circulant dans les mangroves) très anastomosés, très sinueux qui se subdivisent sur les vasières en chenaux de marée.

Les barrières sableuses du delta sont des îles littorales, des flèches en construction, des barrières simples ou, plus souvent, des barrières constituées de cordons multiples ; leur morphologie est variée et complexe. Elles sont éparpillées dans le delta, de la rive nord du Saloum jusqu'à la rive nord de l'embouchure du fleuve Gambie, suivant une direction N-S liée, comme on le verra, à la dérive littorale. Parfois des amas coquilliers anthropiques les coiffent, parfois ils s'étalent au pied des cordons, mais ils sont toujours en bordure de chenaux, actuels ou colmatés. Ces amas sont constitués en grande majorité par des arches et des huîtres et plus rarement par *Cerastoderma edule*, *Tagelus angulatus*, *Tellina strigosa*, *Loripes aberrans* chez les lamellibranches et *Tympanotonus fuscatus*, *Murex hoplites*, *Murex cornutus*, *Semifusus morio*, *Cymbium sp*, *Conus papilionaceus* chez les gastéropodes. Ces amas, plus ou moins circulaires, font plusieurs dizaines de mètres dans leur plus grande longueur et quelques mètres d'épaisseur (Thilmans et Descamps, 1982). Le plus ancien daté jusqu'à présent se trouve à Dionwar : le substrat sur lequel il repose donne un âge radiométrique corrigé de 2370 ans B.P. (Bâ *et al.*, 1997)

Les vasières s'étendent le long des bolons, jamais en front de mer. Si, dans le sud du delta, elles ont pris une grande ampleur, cotoyant fréquemment les cordons dunaires, au nord, les vasières sont beaucoup moins bien développées et cèdent leur place à une autre unité sédimentaire, les tannes.

Les tannes se situent en arrière des vasières où ils s'étendent entre les mangroves et les barrières sableuses. Très développés au nord du Saloum, ils diminuent peu à peu vers le sud et n'occupent plus qu'une superficie restreinte par rapport aux vasières et aux barrières.

La description du littoral, dans un système aussi complexe et évolutif qu'un delta, est un peu difficile et sa distinction sans doute quelque peu arbitraire. Il est pourtant nécessaire, pour une bonne compréhension des processus de dynamique sédimentaire, d'individualiser le littoral comme le sont les autres unités. Il est donc compris et décrit, ici, comme un rivage actuel qui subit directement l'influence de la mer sans être abrité par quelque formation que ce soit. Dans le delta du Saloum, il est constitué de plages sableuses étroites s'appuyant, au nord, sur la flèche de Djiffère et l'île de Sangomar, et plus au sud sur quatre îles, les îles aux Oiseaux au nord et l'île aux Boeufs au sud.

## 1.3- Typologie morphologique

### - Les chenaux

Il convient de distinguer les grands axes de circulation, véritables bras de mer, et les interdistributaires qui les réunissent.

Dans les bras de mer du Saloum, du Diomboss et du Bandiala, la topographie est variable. Tantôt le chenal est unique, tantôt il est double (fig.24), divisé par des bancs de forme ovale ayant une stratification mixte de niveaux de sable et de vase. La profondeur du chenal varie aussi fortement.

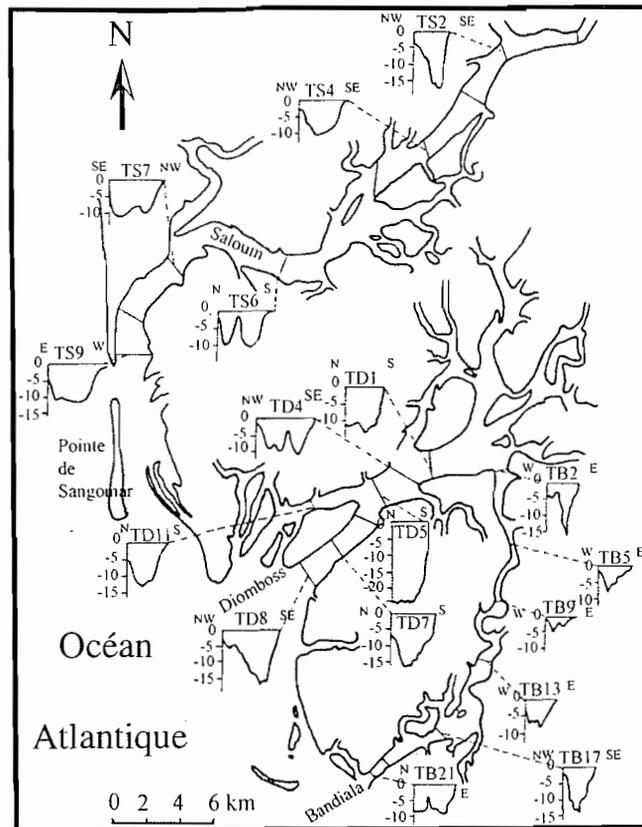


Fig.24 : Transects dans le Saloum, le Diomboss et le Bandiala

Ces trois bras sont assez différents les uns des autres :

- le Saloum au nord, large de 1 à 2 km, est sinueux et parsemé de quelques petites îles. Il se dévie vers le sud dans sa partie terminale et s'ouvre actuellement en deux endroits vers la mer. Sa profondeur varie entre 10 et 15 m, elle dépasse même 15 m à Foundiougne à 50 km environ de l'embouchure,

- le Diomboss, au centre, est beaucoup plus large (la largeur atteint parfois près de 5 km) mais il est séparé en plusieurs bras par de larges îles de 2 à 3 km de large et longues de 7 km (Poutaké et Gouk). Près des rives, la présence d'épaulements constitue dans le Diomboss un relief assez fréquent. La profondeur du Diomboss atteint souvent 10 m, parfois 15 m, et il existe vers l'île de Poutaké une fosse bien connue des pêcheurs qui dépasse 25 m. Le Diomboss par sa morphologie rectiligne, large et profonde, sépare le delta en deux parties nord et sud,

- le Bandiala a une largeur faible comparée à celles des deux autres tributaires, excepté vers Missira où, large de trois kilomètres, le cours d'eau se divise en deux bras séparés par une île de près de 1 km de large. L'ensemble du cours est séparé par des bancs et des îles de forme allongée. La profondeur du chenal ne dépasse qu'exceptionnellement 10 m. Des épaulements, moins prononcés que ceux du Diomboss, s'observent rarement.

En l'absence de débit fluvial tout au long de l'année, les biefs de ces grands axes de circulation sont dynamiquement contrôlés par les courants de marée ainsi que les nombreux bolons qui se ramifient de part et d'autre des chenaux principaux, se développent en méandres et découpent de nombreuses îles. Ces bolons constituent un trait principal des vasières intertidales.

La comparaison de ces chenaux secondaires, à partir de deux séries de photos aériennes de 1954 et de 1989, montre une stabilité remarquable de leur forme qui indique un équilibre entre accrétion et érosion depuis plus de trente ans. D'une manière générale, la circulation alternante des courants de marée engendre un type de barre de méandre en pointe aiguë, tandis que la rive opposée forme une ample courbe continue concave. Parfois, la barre de méandre (*point bar*) est joutée, dans le chenal, par un banc plus ou moins étendu de vases et de sables fins intertidaux à subtidaux. Parfois, elle se transforme en lobe en forme de spatule occupé par la mangrove. Rarement, quelques captures de méandres sont visibles dans les bolons, en divers points du delta, sur les photos de 1989 alors qu'elles

n'existaient pas en 1954. Exceptés les bancs de forme allongée rencontrés sur les trois biefs principaux, les îles "majeures" découpées par l'ensemble des bolons s'étirent principalement dans une direction nord - sud. Cet étirement directionnel suit celui des cordons dunaires.

#### - Les cordons

Au nord du Saloum, des cordons sableux ont été identifiés le long des marigots de Ndangane et de Faoye. Ces cordons sont à une altitude faible ne dépassant pas 1 m. Certains d'entre eux contiennent des amas coquilliers qui peuvent être recouverts par un sable terreux épais de 0,50 m. Ce sont des cordons très dégradés ; ils ne montrent pas de géométrie particulière et sont tous entourés de tannes très développés (fig.25). Ils présentent une pédogénèse bien avancée.

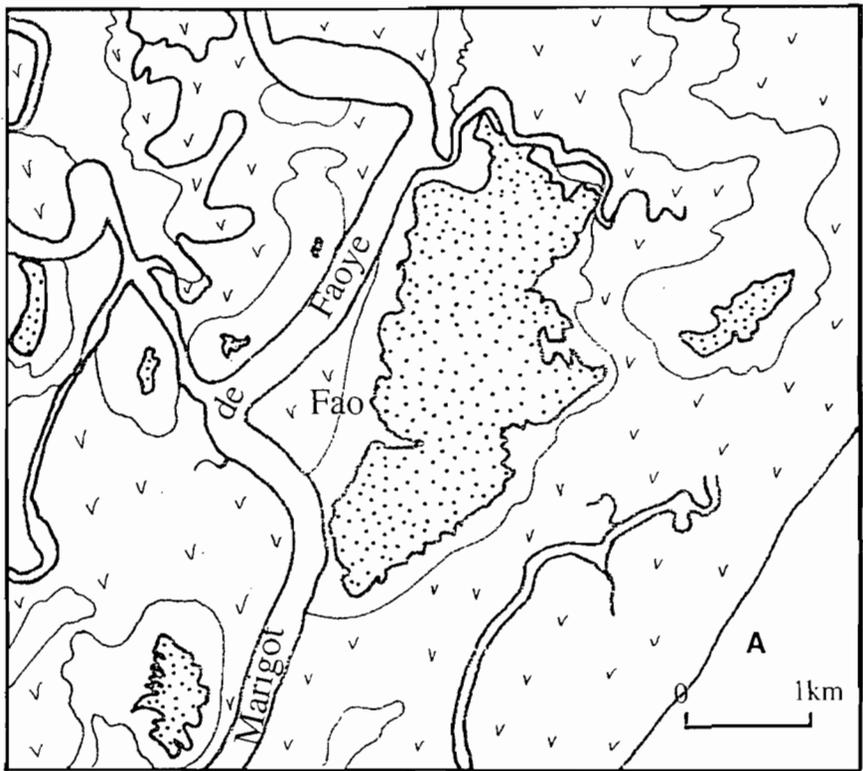
Au sud du Saloum, l'altitude des cordons, mesurée par rapport au zéro hydrographique, est comprise entre 2 et 4 m dans la partie la plus septentrionale ; elles s'étagent entre 2 et 8 m (exceptionnellement 10 m) dans la partie méridionale, au-delà du Diomboss. Ces cordons sont parfois recouverts d'amas coquilliers et l'altitude peut alors atteindre exceptionnellement 15 m (ex : Diogane). Ce sont les formations topographiques les plus élevées du delta ; elles sont toutefois, en général, plus basses que le Continental Terminal qui l'entoure (10 m).

A l'ouest, on reconnaît aisément, sur les clichés photographiques, la barrière sableuse de Falia en forme de croissant (fig.26), dont la largeur varie de 1 à 2 km et la longueur atteint une quinzaine de kilomètres. C'est une barrière fortement anthropisée sur laquelle de nombreux champs sont cultivés. Ce remblai sableux semble massif et unique mais des indentations et des dépressions sur sa partie nord et au sud du village de Falia montre qu'il s'agit d'une succession de cordons accolés dont les extrémités septentrionales sont orientées SW-NE ; toutefois son degré d'altération rend difficile la reconstitution de sa formation. Il semble représenter un stade intermédiaire entre les cordons démantelés de l'est et du nord et les cordons mieux conservés du sud. Les franges de cette barrière sont bordées d'un tanne nu bien développé et le contact direct cordon / mangrove y est rarement observé.

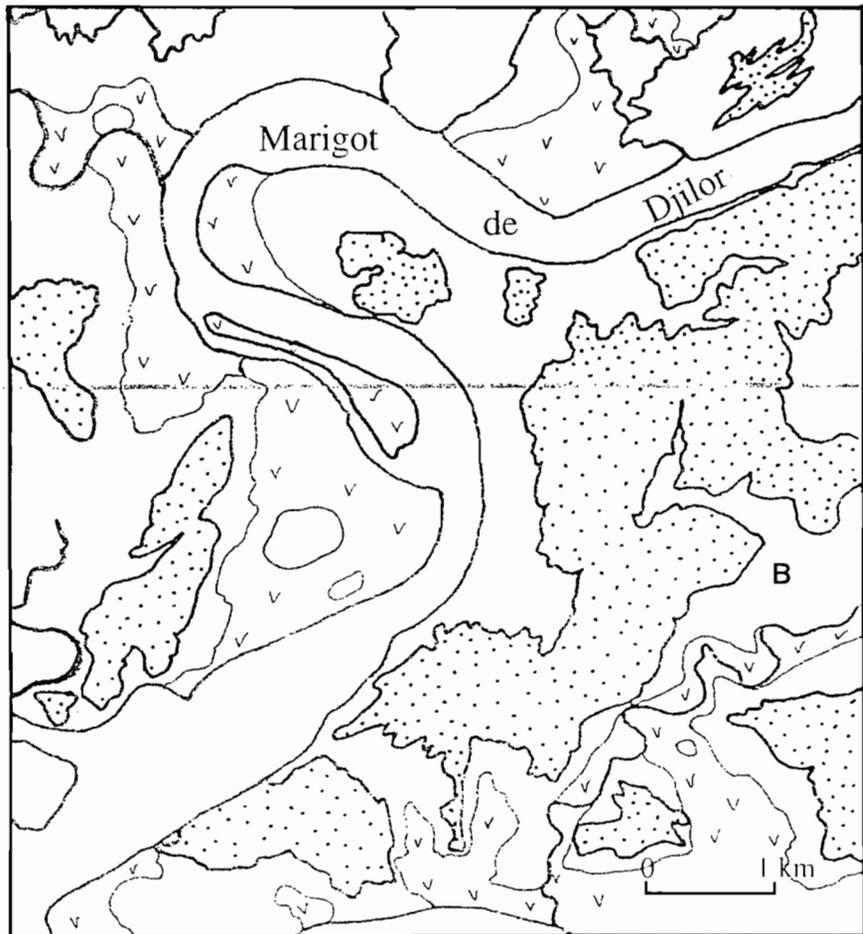
Dans la partie interne, d'autres barrières morcelées sont reconnaissables. Leur alignement est sensiblement nord-sud mais elles ont souvent perdu la forme allongée caractéristique des cordons. Elles sont systématiquement entourées de tannes bien développés et sont quelquefois cultivées.

Au sud-ouest, s'étend l'ensemble des cordons "Dionwar-Niodior" constitué de plusieurs parties : au nord, la barrière de Dionwar située à une latitude correspondant à la partie médiane de la barrière de Falia, s'étire en direction est-ouest et montre une forme incurvée terminée à l'est par d'anciens crochets (fig.27). Elle est bordée à l'extérieur par un bolon et dans sa partie interne concave par deux amas coquilliers dont le plus grand, Diamon Badat, a une longueur de 800 m, une largeur d'environ 200 m et une altitude de 7 m (Bâ *et al.*, 1997). A partir de Niodior en descendant vers le sud, le remblai sableux est remarquable par rapport à celui de Falia dans la mesure où les cordons successifs accolés sont bien visibles ; ils ont une forme rubanée, légèrement incurvée, et sont orientés principalement NW-SE. Ils s'étendent parallèlement au rivage mais leurs extrémités nord, en forme de crochet, bifurquent et prennent une direction SW-NE (fig.28).

Les barrières les plus caractéristiques se situent dans la partie sud entre le Diomboss et le nord de la Gambie, dans les îles Bétanti. Elles sont beaucoup plus imposantes qu'au nord. Elles peuvent atteindre 5 km de large et plus de 10 km de long. Ce sont des formations sableuses allongées, accolées, parallèles et régulières, séparées par des dépressions plus ou moins marquées dans lesquelles la mangrove a parfois pénétré sur plusieurs kilomètres. Autour de ces barrières, le contact direct avec les vasières est beaucoup plus fréquent qu'au nord : les tannes sont peu développés. Une de ces barrières, en position interne, est particulièrement massive. Elle est constituée d'une trentaine de cordons sensiblement parallèles entre eux, rubanés et d'une largeur moyenne de 100 m. Les

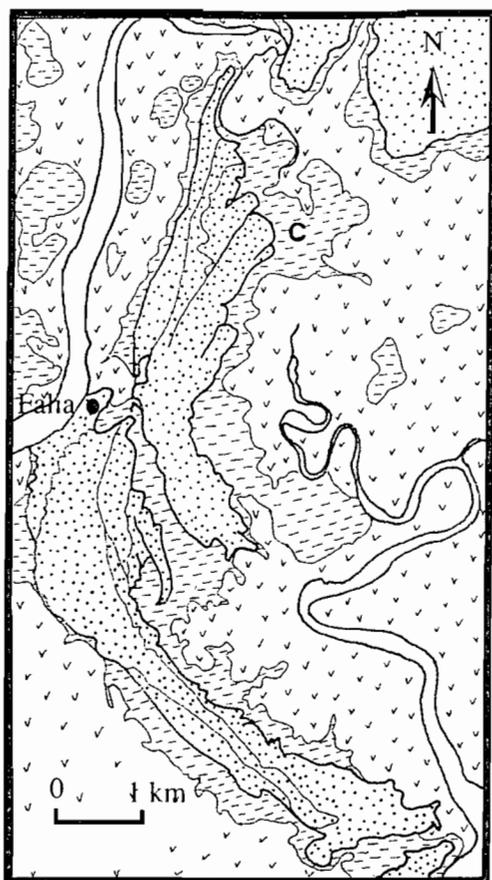


Les cordons sableux au nord du delta sont très dégradés. Ils ne montrent pas de géométrie particulière, ni de direction privilégiée. Leur altitude est faible. Les tannes, au contraire, sont bien développés et séparent les cordons des vasières.



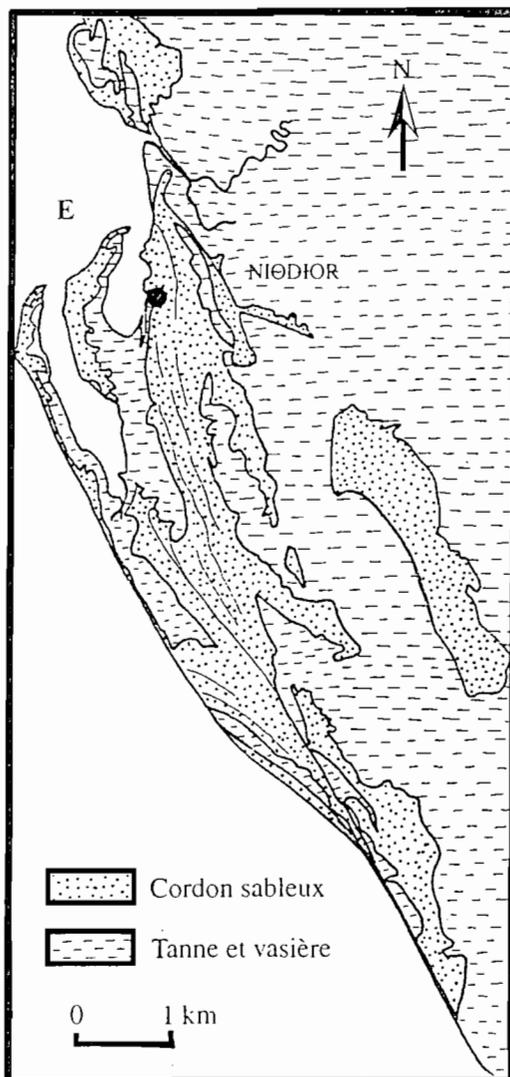
-  Cordon Sableux
-  Tanne
-  Vasière

Fig.25 : Les cordons sableux du nord du delta



- Cordon sableux
- Tanne
- Vasière

Fig.26 : La barrière de Falia. Cette barrière est mieux conservée que les cordons de l'extrême nord : des indentations et des dépressions montrent qu'il s'agit d'une succession de cordons sableux en forme de croissant de direction générale N-S

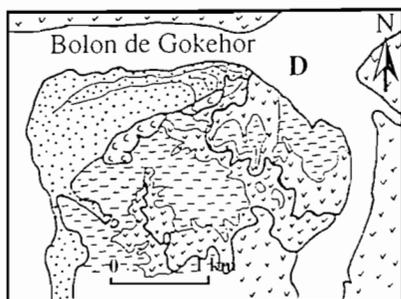


- Cordon sableux
- Tanne et vasière

0 1 km

Fig.28 : La barrière de Niodior

Les cordons rubannés de la barrière de Niodior sont bien individualisés. Leurs extrémités nord bifurquent, généralement, brutalement vers le nord-est.



- Cordon sableux
- Tanne
- Vasière

Fig.27 : La barrière de Dionwar. limitée au sud par deux amas coquilliers, se termine à l'est par une succession de crochets qui soulignent la formation des cordons.

extrémités de cette barrière sableuse sont érodées et ne montrent pas de crochets caractéristiques. Les cordons sont séparés par des sillons qui sont envahis au nord et au sud par la mangrove et forment des indentations. Au sud de cette formation, s'étendent trois barrières de plus en plus larges vers l'extérieur (600 m, 1500 m, 1800 m). Elles ont une forme en fuseau, large au centre et rétrécie aux extrémités. Des dépressions principales, parallèles aux cordons, soulignent sur l'ensemble des barrières du sud un changement de direction des lignes de relief de quelques degrés (fig.29).

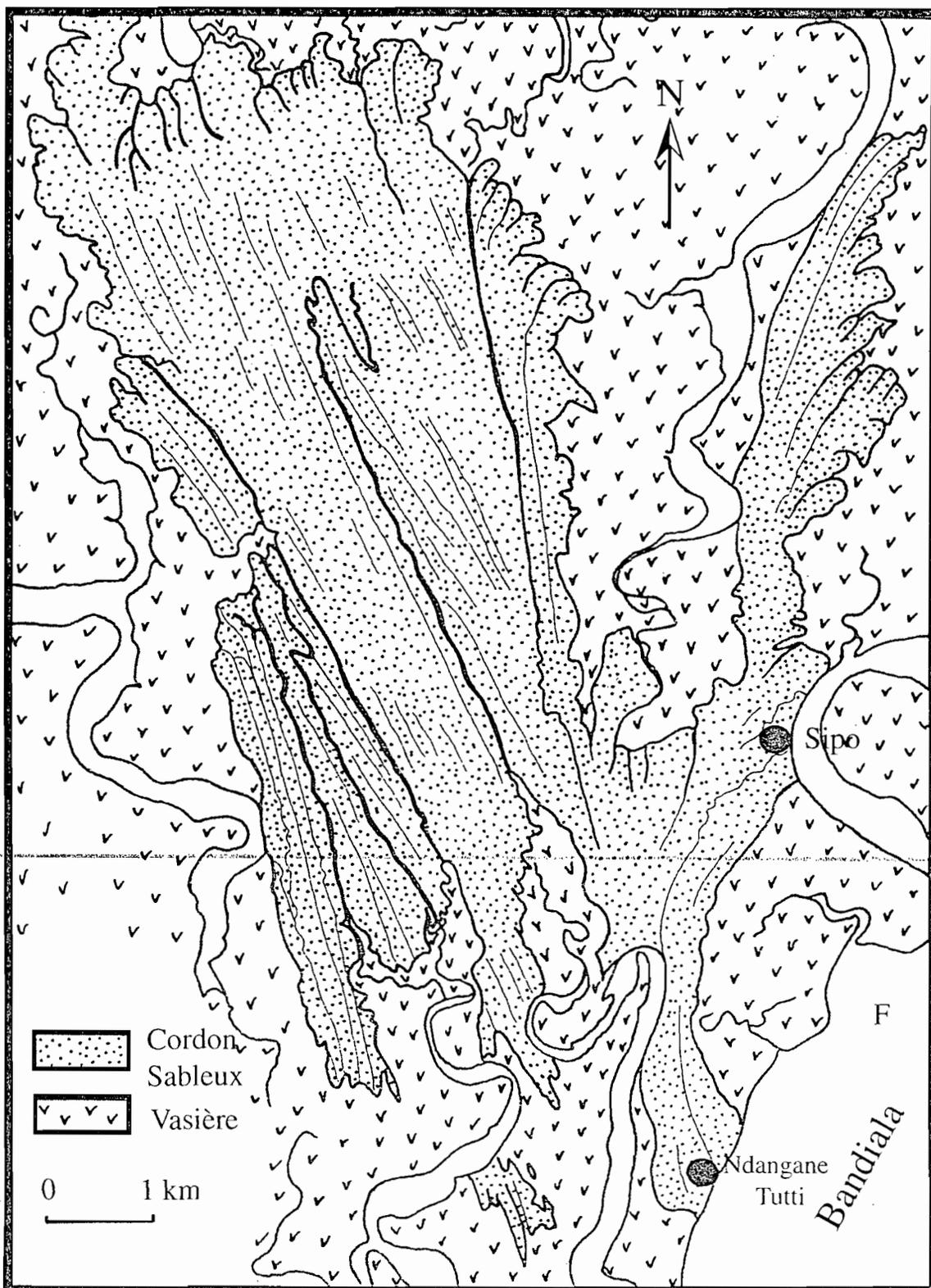


Fig.29 : Barrière sableuse du sud

Une trentaine de cordons sableux constituent cette barrière massive, atteignant parfois 10 m d'altitude. Les cordons sont séparés par des sillons dans lesquels la mangrove pénètre au nord et au sud. Des séries de cordons sont séparées par des dépressions principales qui soulignent un changement de direction d'une série à l'autre.

De part et d'autre du Bandiala, le littoral actuel offrent de nombreux indices d'une évolution morphosédimentaire récente (fig.30). En effet, des cordons littoraux, toujours minces, de direction SE-NW, sont recoupés par des chenaux secondaires qui se jettent en mer. A l'endroit des ruptures provoquées par les bolons, les extrémités situées sur les rives gauches des distributaires s'allongent grâce à la formation de crochets de direction SW-NE, comparables à ceux observés sur les cordons de Niodior. De nouveaux crochets de direction et de morphologie identiques se sont formés entre 1954 et 1989, allongeant ainsi les barrières de plusieurs centaines de mètres.

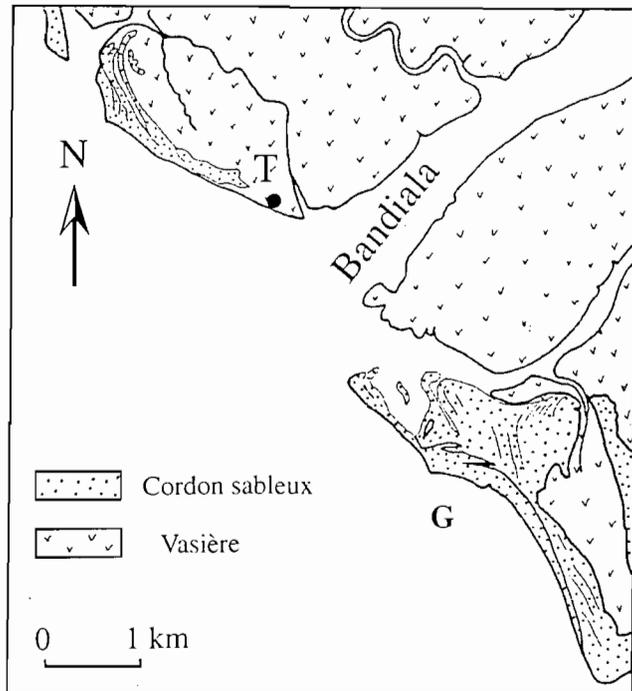


Fig.30 : Le débouché du Bandiala  
De part et d'autre du Bandiala, des cordons terminés par des crochets sont formés et allongés de plusieurs centaines de mètres entre 1954 et 1989

Sur les îles méridionales, on remarque d'étroits cordons récents, parfois actuels et instables qui seront décrits dans la partie consacrée à l'analyse dynamique et l'évolution actuelle du littoral. Sur la plus large des îles aux Boeufs, des séries de crochets semblent indiquer, par la variabilité de leur direction, une dynamique sédimentaire complexe.

#### - Les vasières

La morphologie des vasières peut être décrite en fonction de différents facteurs ; la marée et la nature du sédiment semblent être les deux principaux. La végétation intervient également de façon non négligeable et permet de compléter la description des vasières en milieu tropical.

En fonction de la marée, les vasières s'étendent, à partir de la zone subtidale jamais découverte, sur l'ensemble de la zone intertidale, comprise entre marée haute et marée basse quotidiennes. C'est ce qui correspond en partie à la slikke dans le tableau 3, mais sans que nous y incluions les "tannes inondés" de Marius (1985) qui seront décrits de façon détaillée avec les tannes.

ZONES TIDALES	SALOUM	ZONE TEMPEREE
Haute mer de marée moyenne	Mangrove à palétuviers	Haute slikke
Zone intertidale	Mangrove à palétuviers Vasière nue	
Basse mer de marée moyenne	Vasière nue	Basse slikke
Zone infratidale	Vasière nue	

Tabl.3 : Correspondance des vasières par rapport aux zones tidales (d'après Marius, 1985, modifié)

Du point de vue sédimentologique, les vasières du delta du Saloum sont particulières, par rapport à la définition généralement utilisée, dans la mesure où elles ne sont pas uniquement, ni même parfois majoritairement, constituées de vase mais le plus souvent de sables fins interlités avec des pélites ; ces différents niveaux pouvant contenir des débris coquilliers. Si les vasières ne signifient pas forcément une sédimentation vaseuse dans le delta, les palétuviers n'indiquent pas non plus obligatoirement des vasières. En effet, des palétuviers peuvent, même s'ils ne prennent pas alors un espace considérable, coloniser des zones sableuses ou même coquillières, au pied d'amas coquilliers anthropiques par exemple.

Enfin, en fonction de la végétation, les vasières peuvent être séparées en deux parties ; les zones à mangrove dont les palétuviers sont constitués des espèces principales appartenant au genre *Avicennia* et *Rhizophora*, et les parties nues dépourvues de végétation. Les vasières à mangrove s'étendent entre le niveau des marées hautes et le niveau moyen des marées. A partir de ce niveau moyen et si la pente n'est pas trop élevée, s'étendent des secteurs sans mangrove qui découvrent à marée basse. Si le chenal est proche de la mangrove, alors il n'y a pas ou peu de vasière nue dont la présence ne dépend donc que de la proximité du chenal.

Les vasières, puisqu'elles ne dépassent jamais le niveau des hautes mers moyennes, sont à une basse altitude ; mais, en fonction de la variation du marnage notée entre le nord et le sud, cette altitude s'étagé entre 0,25 m au-dessus du zéro hydrographique dans la partie septentrionale du delta et 1,25 m dans la partie méridionale. L'altitude culminante est atteinte de part et d'autre du Bandiala, entre l'aval de Missira et l'amont de l'embouchure.

Des vasières "fossiles" ont été identifiées sous certains cordons dunaires du sud et des vasières reliques, mises à nu au cours de tempêtes sur des plages en érosion à Djiffère et sur la flèche externe de Niodior, ont été observées. Les vasières fossiles ne s'observent que sous les cordons sableux dont elles constituent le soubassement, tandis que les vasières reliques apparaissent comme des lentilles de vase sur des plages actuelles en érosion.

#### - Les tannes

Comme les vasières, les tannes peuvent être décrits suivant leur position par rapport aux zones tidales (tabl.4). Ils correspondent au schorre décrit dans les zones tempérées.

ZONES TIDALES	SALOUM	ZONE TEMPEREE
Zone extratidale	Tannes herbacés	Schorre herbacé
Zone supratidale	Tannes vifs inondés	Schorre nu
Haute mer de marée moyenne	Tannes vifs inondés	

Tabl.4 : Correspondance des tannes par rapport aux zones tidales (d'après Marius, 1985, modifié)

Les tannes au nord du Saloum occupent des superficies très vastes de plusieurs centaines d'hectares. Très plates, elles peuvent être recouvertes d'une croûte salée donnant un aspect "neigeux" au paysage (photo 9). Leur altitude est faible, jamais au-delà de 0,50 m par rapport au zéro hydrographique. En descendant au sud de cette région, la superficie des tannes diminue quelque peu et l'altitude augmente. Leur pente se redresse légèrement à l'approche des cordons. Sur la partie basse courent des chenaux qui se remplissent à marée haute. Entre le tanne nu et le pied du cordon peut se développer une végétation herbacée ; c'est le tanne herbacé. Dans le sud du delta, les tannes se raréfient, la mangrove est souvent en contact direct avec les cordons dunaires. Certains tannes sont de formation très récente : des troncs de palétuviers morts gisent à leur surface (photo 10).



Photo 9 : Tanne dans l'extrême nord du delta (vers Fatick - station Fat) : une croûte de sel donne un aspect neigeux à cette formation sablo-argileuse



Photo 10 : Tanne dans le sud du delta.  
Des troncs de palétuviers gisent, morts, à la surface d'un tanne en formation à la limite d'un cordon sableux ( Station BK)

## - Le littoral

Le littoral, balayé par le vent et la mer, est le secteur le plus instable de tout le delta, évoluant au cours du temps suivant les saisons ou les années. C'est une frange étroite, découpée en flèches et en îles, sur laquelle on rencontre en abondance, dans la partie nord, des niveaux de minéraux lourds et de coquilles ou débris coquilliers de mollusques. Le rivage sableux est formé de plages simples toujours très étroites, ne dépassant pas 40 m de largeur, avec une pente régulière forte, généralement de plus de 7 %. Un bourrelet sableux s'allonge souvent le long du rivage, en haut de plage, représentatif des berms de tempête les plus récentes.

Un suivi morphologique et sédimentologique du nord du Saloum jusqu'à l'extrémité sud de la pointe de Sangomar a pu être réalisé. Des problèmes d'accès ont rendu impossible un tel suivi dans le sud du delta. Les photos aériennes de 1954 et 1989 ont alors permis d'évaluer les modifications morphologiques des îles méridionales. Ces modifications, au nord comme au sud, seront vues ultérieurement. Dans ce paragraphe, seule la morphologie du littoral nord est décrite à partir des observations et des mesures de terrain.

Trois profils aériens et sous-marins ont été suivis dans le secteur nord du littoral du Saloum et autour de l'extrémité sud de la pointe de Sangomar (fig.31).

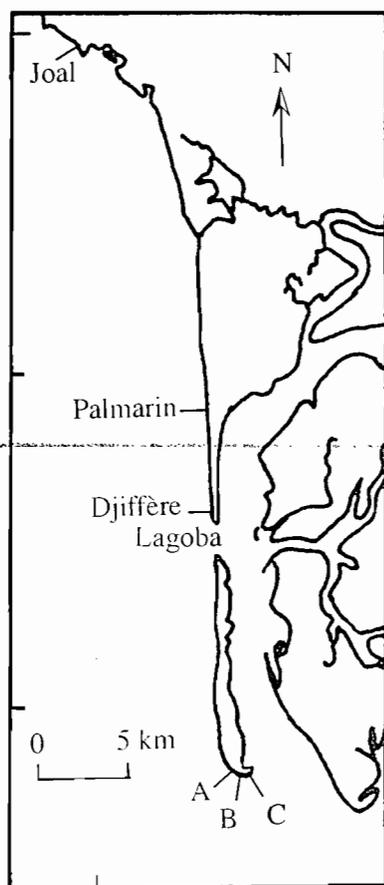


Fig.31 : Position des profils aériens et sous-marins

Au nord, le château d'eau de Djiffère a servi de repère pour le premier profil ; le deuxième profil se situe à Palmarin Diakhanor, à 7 km au nord de Djiffère ; le troisième profil, à Joal, est distant d'environ 35 km. Il a été choisi en fonction de son apparente stabilité et donc comme témoin par rapport au secteur plus méridional, instable.

A Djiffère, le profil au droit du château d'eau a été choisi avec un point de référence à 100 m en arrière du profil, pour des raisons pratiques mais également en fonction de sa morphologie particulière. En effet, il traverse une mangrove installée dans une dépression située entre la route et le bourrelet dunaire. Cette dépression est parfois en eau, en particulier après des tempêtes entre les mois de décembre et de février, et forme une lagune temporaire fermée, de plusieurs dizaines de mètres de long parallèlement au rivage (fig.32). L'évolution de cette dépression et du bourrelet dunaire semble intéressante dans la mesure où elle peut fournir, au moins en partie, des indications concernant la mise en place des cordons dans le delta.

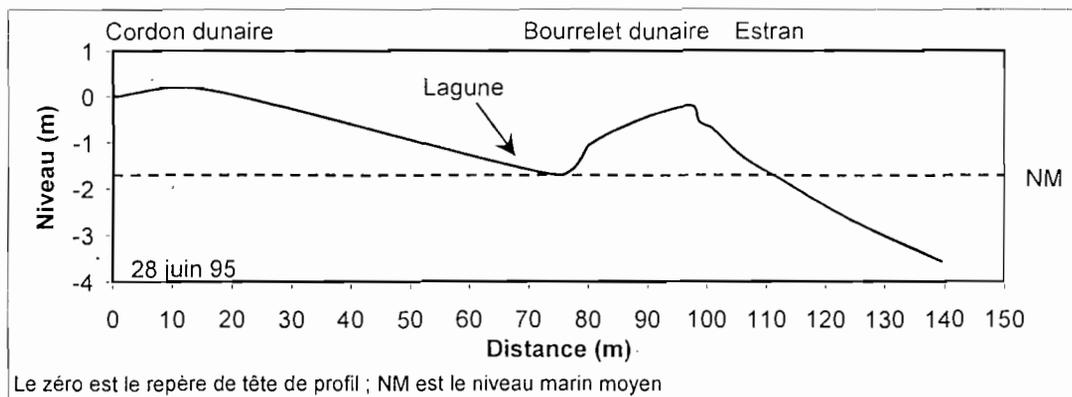


Fig.32 : Le profil aérien de Djiffère

La plage est très étroite ; elle varie de 20 à 40 m. Le relief est accentué avec une pente forte atteignant parfois 12 %. L'allure des profils est généralement concave, ce qui est typique des plages érodées d'après Sonu et James (1973). Dans la classification des plages de Wright *et al.* (1985), la plage de Djiffère se situe dans les plages réfléchives. Plus au large, la pente est forte (7 %) comme le montrent des données de 1989 (fig.33). Elle s'atténue, cependant, vers 200 - 250 m du rivage et le fond est alors régulièrement plat et stable vers 4 m de profondeur.

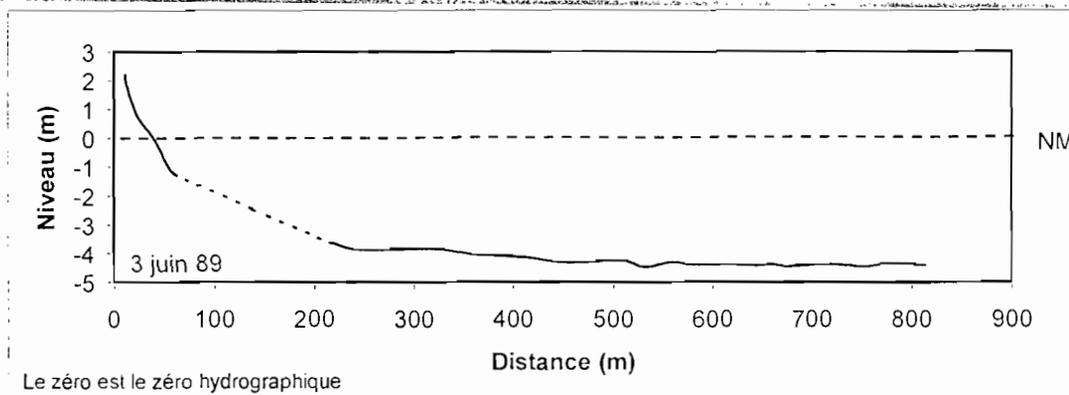


Fig.33 : Le profil sous-marin de Djiffère

A Palmarin, la plage est longée par une microfalaise anthropique contenant des coquilles. Cette microfalaise sépare nettement la plage de la dune située en arrière (fig.34).

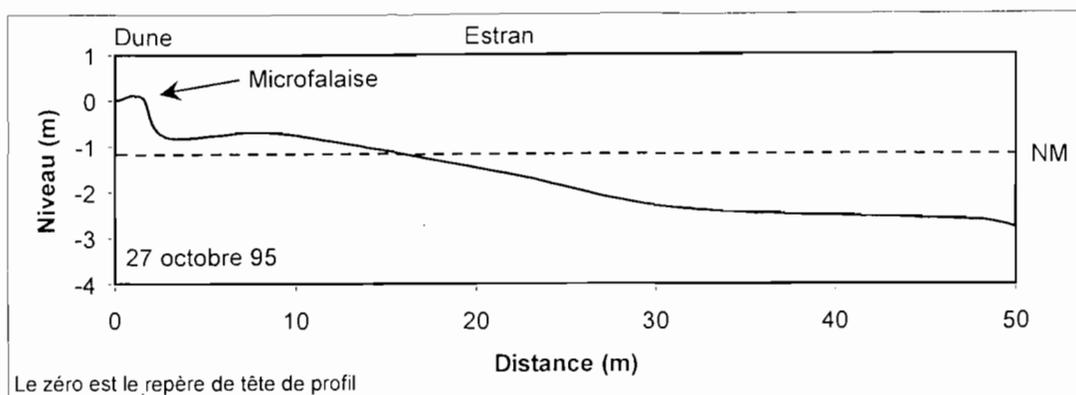


Fig.34 : Le profil aérien de Palmarin

La plage est étroite avec une largeur de 40 à 50 m à basse mer. A l'image de ce qui est observé à Djiffère, l'avant-côte montre une pente relativement forte atteignant parfois 8 % dans le proche littoral, s'atténuant à 1,5 % jusqu'aux fonds de 4 m qui forment, au-delà, un large plateau non représenté sur la figure. La morphologie varie au cours de l'année mais la plage est généralement concave, parfois plane, rarement convexe. Des bermes de post-tempête se forment épisodiquement au cours de l'année.

A Joal, la plage est anthropisée dans la mesure où de nombreuses coquilles de mollusques sont rejetées par les pêcheurs dans le secteur étudié et forment un surplomb artificiel (fig.35). Une accumulation naturelle très importante de zostères mortes, en diverses périodes, change également la configuration du profil. Par conséquent, l'étude de ce profil en tant que témoin de la zone nord se révèle moins intéressante que prévu dans le détail, mais elle permet tout de même une bonne comparaison des changements généraux.

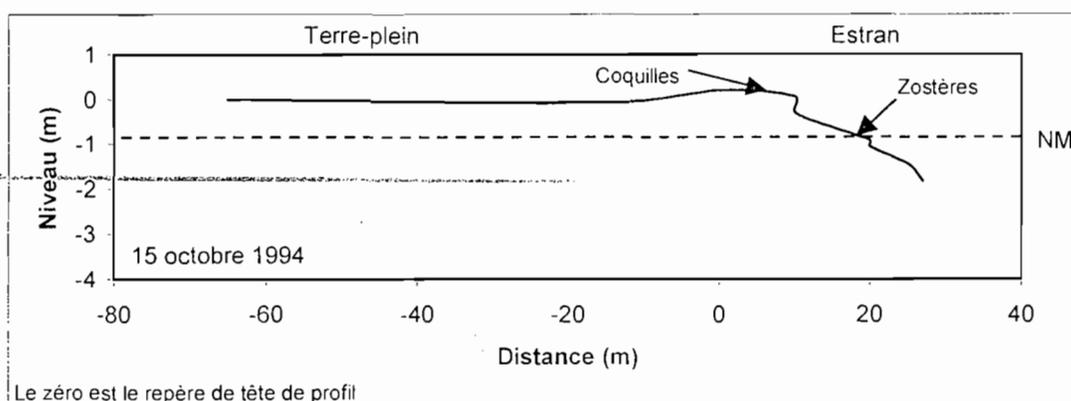


Fig.35 : Le profil aérien à Joal

La plage est très étroite, variant de 20 à 40 m. Elle a une allure convexe. La pente est généralement assez forte (5 à 7 %). L'estran est séparé de l'arrière plage par le bourrelet anthropique de coquilles.

Autour de l'extrémité sud de l'île de Sangomar, les trois profils étudiés partent d'un même point fixe positionné en haut de dune et repéré grâce aux minarets de mosquée sur la rive droite du Saloum. A partir de ce point fixe, ils prennent des directions différentes de l'ouest vers le sud.

Le profil A (fig.36), le plus externe, est dirigé vers l'ouest. Il est le plus représentatif d'un profil de littoral. Le haut de l'estran est marqué par une pente très forte de 12.5 % qui diminue très rapidement

à 1,3 %. A 100 m environ du haut estran se forme un rebord d'épaulement qui semble marquer la limite entre le littoral et le chenal du Saloum.

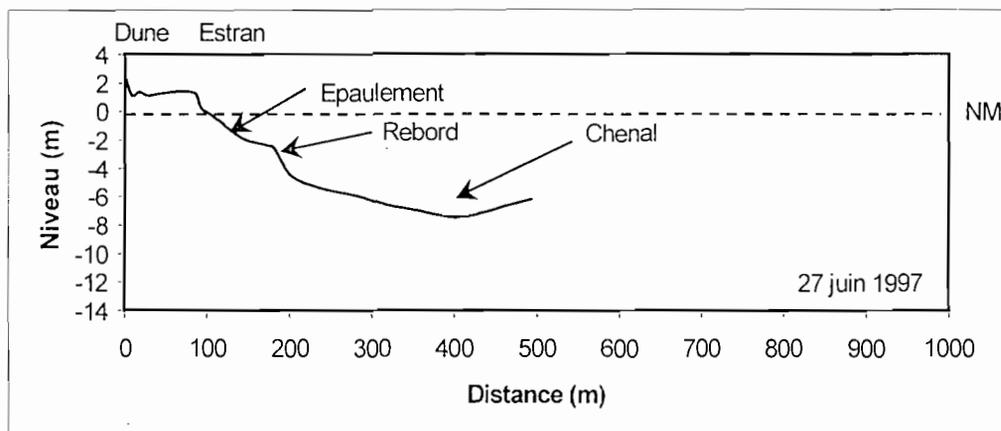


Fig.36 : Profil topobathymétrique A

Sur le profil B (fig.37), le chenal est accolé à l'estran. Il atteint une profondeur de 8 m. La pente remonte ensuite pour atteindre la profondeur de la plateforme interne dans cette région, vers -4 m.

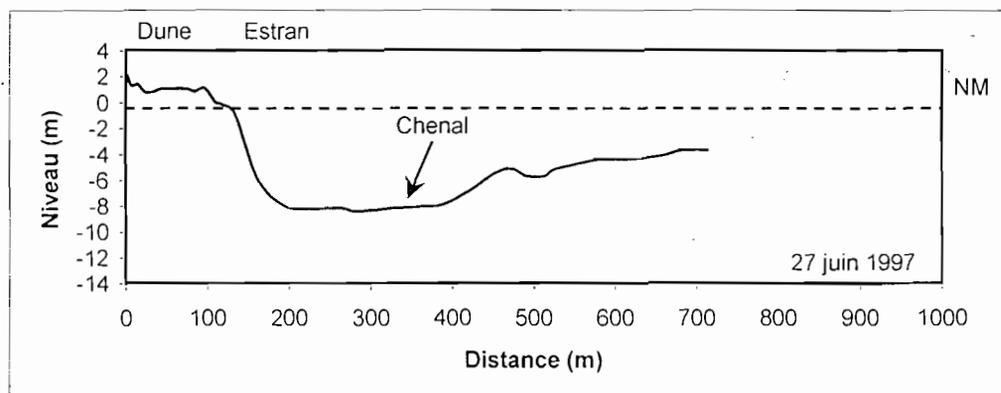


Fig.37 : Profil topobathymétrique B

Le profil C est un profil de chenal. La profondeur maximale est de -14 mètres. Des hauts-fonds s'individualisent nettement puis le relief remonte progressivement à l'approche de bancs sableux s'amorçant plus au sud (fig.38).

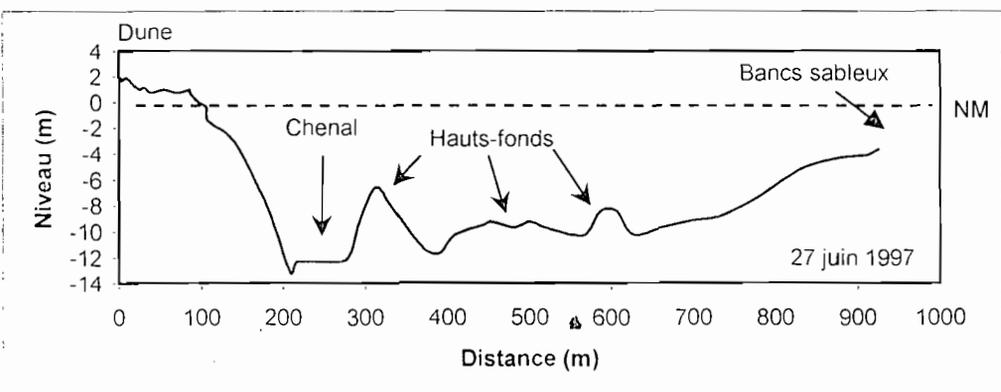


Fig. 38 : Profil topobathymétrique C

## 2- Caractères sédimentaires et stratigraphie des différentes unités

### 2.1- Les chenaux

L'analyse texturale des sédiments a été réalisée sur des échantillons prélevés sur différents transects (fig.24). Pour une meilleure compréhension des résultats, il est nécessaire d'apporter quelques précisions quant à la méthodologie utilisée pour cette étude sédimentaire. En effet, l'analyse granulométrique a été menée différemment dans le Saloum d'une part, et dans le Diomboss et le Bandiala d'autre part. Les manipulations ont été effectuées à deux périodes relativement éloignées (en 1993 dans le Saloum ; en 1982 dans les chenaux du sud) par deux équipes différentes. Dans le Saloum, les échantillons ont été préalablement décarbonatés et débarrassés des éléments organiques figurés avant de réaliser l'analyse granulométrique par tamisage et par densimétrie à la pipette d'Andreasen. Dans le Diomboss et le Bandiala, les échantillons ont été séparés in situ à partir du sédiment brut sur des tamis de 2000, 1000, 500, 250 et 125  $\mu\text{m}$  : coquilles, débris coquilliers et débris végétaux sont pris en compte dans l'analyse. L'ensemble des résultats est consigné dans le tableau 5.

Les sédiments sont assez hétérogènes. Ce sont des vases compactes ou molles, des vases sableuses, des sables fins ou plus grossiers. Les sédiments vaseux contiennent parfois des débris végétaux. Les sables contiennent souvent des débris coquilliers ou des coquilles entières, quelquefois des éléments grossiers de cuirasse.

Dans le chenal du Saloum, plus de 75 % du sédiment est représenté par du sable avec, généralement, des proportions en sable grossier plus élevées (fig.39). A ces sables grossiers sont associés des débris coquilliers et parfois des éléments de cuirasse ferrugineuse. Lorsqu'il y a deux chenaux, le sable grossier est toujours dominant dans le chenal principal. Sur les hauts fonds, le sable fin est généralement en proportion plus élevée mais le sable peut être quelquefois grossier. Le sable fin est toujours dominant sur les rives. Les argiles et les silts, bien que mieux représentés sur les bordures de bolons, ne dépassent qu'exceptionnellement 50 %. Les teneurs sont généralement comprises entre 10 et 40 % réparties variablement entre les argiles et les silts. Les teneurs en carbonate de calcium varient entre 0,7 et 16,5 % ; elles sont faibles dans le chenal et augmentent sur les rives où vivent divers mollusques adaptés au milieu vaseux. La matière organique est également toujours mieux représentée sur les rives, bien qu'en assez faible quantité.

Dans les chenaux du Diomboss et du Bandiala, les fractions 250-500 et 500-1000  $\mu\text{m}$  sont très largement dominantes, la fraction 500-1000  $\mu\text{m}$  étant la mieux représentée dans le Bandiala. Il ne semble pas y avoir d'évolution particulière de la dynamique sédimentaire de l'amont vers l'aval. Bien que les sédiments des rives soient nettement plus fins que dans les chenaux, des éléments coquilliers grossiers se déposent sur les rives convexes comme dans le Saloum.

Quel que soit le chenal, les unités géomorphologiques adjacentes influencent la répartition et les faciès des sédiments de chenaux.

## Saloum

Transect	Position du point de prélèvement	Cote en m	Description de l'échantillon in situ	S. gross. %	Sable fin %	Silt %	Argile %	CaCO <sub>3</sub> %	Carbone total %
TS 1	1 Rive droite	-1	Vase sableuse avec petites coquilles en surface	7,1	50,8	20,9	21,2	12	2,1
	2 Chenal	-16	Sable avec beaucoup de coquilles de moules	86,2	9,4	1,0	3,4	3	8,2
	3 Petit épaulement avant le chenal	-12	Sable coquillier avec éléments de cuirasse en surface puis vaseux	77,2	17,6	0,9	4,3	3	0,8
	4 Rive gauche	-1	Sable vaseux avec coquilles	24,2	54,4	11,4	10,0	6	1,6
TS 2	1 Rive droite	-1,5	Sable vaseux avec petites coquilles	38,3	47,8	2,5	11,4		1,7
	2 Chenal	-15,5	Sable avec petites coquilles	54,7	42	0,1	3,2	1	0,1
	3 Epaulement surmontant le chenal	-6,5	Sables et petites coquilles ; cailloux noirs lamellaires						
	4 Rive gauche	-1	Vase avec débris coquilliers	7,1	34,4	31,7	26,8	15	2,5
TS 3	1 Rive droite Mangrove	-1	Sable vaseux avec coquilles	12,6	69,4	5,1	12,9	14	10,8
	2 Chenal principal	-7	Sable avec coquilles agglutinées	57,6	38,8	0,5	3,1	2	0,2
	3 Haut fond	-4,5	Sable vaseux avec grosses coquilles	3,4	83,5	5,9	7,2	3	0,1
	4 Chenal secondaire	-7	Sable avec matière organique et débris coquilliers	56,7	37,2	1,7	4,4	3	0,4
	5 Rive gauche	-1	Vase molle avec coquilles	9,3	75	8,8	6,9	4	0,3
TS 4	1 Rive droite Mangrove	-1,5	Vase avec coquilles	19,5	40,4	26,1	3,0	14	3,7
	2 Bordure droite du chenal principal	-9	Sable	47,7	47,7	1,0	3,6	1	0,2
	3 Chenal	-10	Sable vaseux avec débris végétaux et coquilles	34,4	57,5	2,5	5,6	3	0,4
	4 Rive gauche Liseré de mangrove	-1		10,2	85,1	1,4	3,3	2	0,0
TS 5	1 Rive droite Mangrove	-1	Vase avec matière organique, débris végétaux et coquilliers	1,8	38,7	25,4	34,1	16	0,6
	2 Chenal principal	-10	Sable avec petits débris coquilliers	64,0	31,1	0,9	4,0	1	0,2
	3 Haut fond	-2	Vase sableuse avec coquilles de moules vivantes, éponges	52,8	37,6	2,6	7,0	4	1,2
	4 Chenal secondaire	-14		27,0	59,2	3,0	10,8	5	1,6
	5 Rive gauche Mangrove	-5	Vase sableuse et coquilles d' <i>Anadara</i> vivants	0,1	68,9	13,6	17,4	9	0,1
TS 6	1 Rive droite Mangrove	-1,5	Sable très fin	0,3	86,8	6,8	6,1	2	0,2
	2 Chenal secondaire	-10	Sable fin	14,1	80,0	1,6	4,3	4	0,2
	3 Haut fond	-2	Grosses coquilles avec un peu de vase	8,4	68,0	9,0	14,6	5	1,6
	4 Chenal principal	-11	Sable propre avec débris coquilliers (peu)	88,9	6,6	1,1	3,4	2	1,0
	5 Rive gauche Liseré de mangrove	-1,5	Vase avec coquilles	2,4	53,4	29,0	15,0	1	11,1
TS 7	1 Rive droite Liseré de mangrove	-2		22,5	49,3	11,5	16,7	2	4,1
	2 Chenal principal	-11,5	Sable fin avec nodules de vase sur 10 cm puis vase	68,2	11	5,0	15,8	10	0,7
	3 Petit haut fond	-7,5	Sable fin	13,0	85,9	0,9	0,2	1	0
	4 Chenal secondaire	-11	Sable avec peu de petits débris coquilliers	54,3	42,2	0,5	2,9	1	0,1
	5 Rive gauche - talus Liseré de mangrove	-7	Vase compacte avec coquilles entières ou débris	2,4	58,3	12,3	27,0	2	1,1
TS 8	1 Rive droite	-1,5	Vase beige molle en surface puis vase plus compacte noire avec débris végétaux, dentales	0,9	17,6	44,0	37,5	5	15,9
	2 Chenal principal	-13	Sable vaseux avec des éléments de cuirasse	22,1	71,9	1,8	4,2	1	2,1
	3 Haut fond	-1	Sable vaseux avec débris coquilliers	1,6	92,3	2,4	3,7	1	1,1
	4 Petit chenal avant la rive gauche	-5,5	Vase avec débris végétaux et coquilles	2,8	60,0	21,9	15,3	4	6,3

TS 9	1	Rive droite - plage sableuse - talus	-5,5	Sable coquillier	66,7	26,3	2,6	4,5	4	3,5
	2	Chenal	-11	Sable gris coquillier	89,6	8,3	0,0	2,1	1	1,0
	3	Entre chenal et rive gauche	-9	Sable gris coquillier	60,5	36,5	0,5	2,5	1	0,7
	4	Rive gauche Vasière subtidale	-1,5	Vase sableuse grise avec débris végétaux	0,6	80,9	11,9	6,6	2	3,2

Le % en CaCO<sub>3</sub> et en carbone total sont calculés par rapport à l'ensemble du sédiment

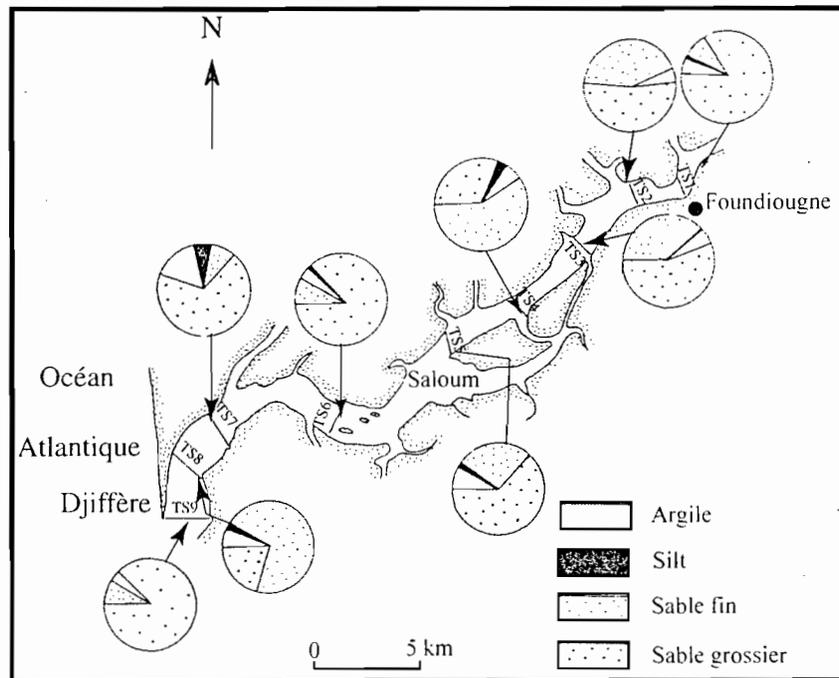


Fig.39 : Répartition des sédiments dans le chenal principal du Saloum

#### Diomboss

Transect	Localisation du point de prélèvement	Cote en m	Description de l'échantillon in situ	2 000	1 000	500	250	125	<125	
				%	%	%	%	%	%	
TD 1	1	Rive droite	-5,8	Vase avec coquilles (débris ou quelques-unes entières) et mat. org. : substrat sableux	20,0	1,3	25,0	53,0	0,7	
	2	Chenal	-13m	Sable avec débris de coquilles	1,0	1,0	97,0		1,0	
	3	Rive gauche	-1,5	Vase avec débris coquilliers et matière organique	0,4	0,4		0,4	87,4	11,4
TD 4	1	Rive droite	-1	Sable vaseux avec débris de coquilles	1,0	1,0		60,0	29,0	9,0
	2	Chenal	-10	Sable avec graviers, gravillons ferrugineux et débris de coquilles	36,2	8,5		54,8		0,5
	3	Rive gauche	-3,5	Sable vaseux avec débris végétaux	1,5	1,6		85,2	11	0,7
TD 6	1	Rive droite	-1,5	Sable vaseux avec débris coquilliers ( <i>Anadara</i> ) et matière organique	2,0	0,9		88,6	6,5	2,0
	2	Chenal	-13	Sable moyen avec coquilles entières ou débris	4,0	2,3		91,5	2,0	0,2
	3	Rive gauche	-1	Sable vaseux avec débris coquilliers	0,8	0,8		58,2	32,2	8,0

TD 8	1	Rive droite Vasière à mangrove	-3,2	Sable vaseux (beaucoup d'éléments argilo-organiques)				54,0	16,0	30,0
	2	Chenal	-12	Sable moyen avec coquilles et gravillons ferrugineux	15,0	1,0		80,2	3,5	0,3
	3	Rive gauche	-1	Sable vaseux avec débris coquilliers	2,0	2,0		68,0	26,0	2,0
TD 11	1	Rive droite	-3	Sable grossier avec coquilles (débris et entières)	73,2	1,0		15,8	10	
	2	Chenal	-10	Sable moyen avec coquilles graviers et gravillons ferrugineux	32,0	1,2		65,5	1,0	0,3
	3	Rive gauche	-3,5	Sable fin avec débris coquilliers	17,0	1,0		75,5	6,2	0,3

### Bandiala

Transect	Localisation du point de prélèvement	Cote en m	Description de l'échantillon in situ	2 000 %	1 000 %	500 %	250 %	125 %	<125 %	
TB 2	1	Rive droite Entrée du bolon	-1	Sable vaseux avec débris coquilliers	1,0	1,0	25,0	62,0	10,0	1,0
	2	Chenal	-5,8	Sable avec débris coquilliers et végétaux et coq. intactes	5,3	0,5	67,2	19,5	7,3	0,2
	3	Rive gauche	-1,5	Sable avec débris coquilliers et végétaux	10,0	0,2	24,3	58,2	6,8	0,3
TB 5	1	Rive droite Vasière à mangrove	-4,5	Sable avec débris végétaux	0,2	0,2	40,1	52,2	7,0	0,3
	2	Chenal	-6,5	Sable avec débris végétaux	0,3	0,3	68,0	26,1	5,0	0,3
	3	Rive gauche Cordon sableux	-4,5	Sable avec galets ferrugineux	15	0,6	61,1	18,3	4,0	1,0
TB 9	1	Rive droite Vasière	-4,5	Sable avec débris coquilliers et gravillons ferrugineux	15,8	6,3	59,7	12,5	5,7	
	2	Chenal	-4	Sable moyen avec débris végétaux	0,5	0,5	48	50	0,5	0,5
	3	Rive gauche Vasière à mangrove	-2,5	Sable vaseux avec coquilles et éléments de cuirasse	7,4		1,4	60,5	29,3	1,4
TB 13	1	Rive droite Vasière	-4	Sable vaseux avec coquilles brisées	8,0	1,1	2,2	35,3	52,4	1,0
	2	Chenal	-7	Sable avec gravillons ferrugineux	6,0	1,5	28,2	62,0	1,3	1,0
	3	Rive gauche Vasière	-4,5	Sable vaseux avec coquilles brisées	0,5	0,5	23,6	63,4	11,5	0,5
TB 15	1	Rive droite Replat morphologique	-2	Sable fin avec débris coquilliers	0,9	0,6	0,4	89,4	10,5	0,6
	2	Chenal	-7,5	Sable	0,2	1,2	59,2	35,2	4,0	0,2
	3	Rive gauche Vasière à mangrove	-1,5	Sable fin	0,7	0,7	0,7	78,9	18,3	0,7
TB 17	1	Rive droite Vasière	-2	Sable vaseux	1,0	1,3	1,2	73,8	22,7	
	2	Chenal	-8	Sable avec très peu de débris coquilliers	0,2	0,2	55,4	37,7	6,3	0,2
	3	Rive gauche	-2	Sable avec débris coquilliers et végétaux	0,8	0,4	56,1	30,2	12,1	0,4
TB 20	1	Rive droite Vasière à mangrove	-2,2	Sableux à sablo-vaseux avec matière organique	1,0	1,0	1,0	32,0	64,0	1,0
	2	Chenal	-15	Sable avec débris coquilliers et gravillons ferrugineux	33,0	7,2	33,5	18,9	7,1	0,3
	3	Rive gauche Vasière à mangrove	-7	Sableux à sablo-vaseux	0,9	0,9	19,6	66,5	11,3	0,8

Tabl.5 : Description lithologique et texturale des sédiments des chenaux

## 2.2- Les cordons

### 2.2.1- Stratigraphie

L'ensemble des cordons est recouvert d'une couche de sable terreux à façons culturales de 10 à 50 cm d'épaisseur dans le nord et de 50 cm à plus de 1m d'épaisseur sur les cordons du sud (fig.40). Lorsqu'il y a proximité d'un amas coquillier, on trouve alors des coquilles dans cette couche, le plus souvent des coquilles d'arches.

Un sable propre, beige ou oxydé, d'une épaisseur variable succède au sable terreux. Dans cette couche, on peut trouver des racines ferruginisées ou des niveaux nettement oxydés de couleur orange.

Un sable gris, réduit, dont le toit se situe entre 10 et 60 centimètres au-dessus du niveau moyen de la marée, dans la zone de battement de la nappe phréatique, s'étend sur l'ensemble des cordons. Quelques rares fois, ce sable contient une fraction pélitique un peu supérieure à 10 %. Les coquilles ou débris coquilliers sont rares dans cette couche ainsi que dans la couche supérieure.

Sous la couche grise, on atteint dans les cordons du sud une série de sédiments argilo-sableux avec un pourcentage en pélite dépassant 25 %. Cette série n'appartient pas aux cordons mais aux vasières fossiles mentionnées précédemment. Les sédiments contiennent fréquemment des coquilles ou des débris coquilliers. Un biotope argileux est en effet plus propice au développement des arches, des huîtres et des dosinies, coquilles que l'on y rencontre le plus souvent.

Le soubassement des cordons du nord n'a pas été mis en évidence, toutefois l'érosion sur la façade ouest des flèches de Djiffère et de Niodior (flèche externe) au cours de tempêtes a mis à nu des vasières reliques, d'une épaisseur supérieure à 60 cm, contenant des racines de mangrove et des coquilles d'huîtres, qui pourraient constituer au moins localement le substrat des cordons.

### 2.2.2- Caractères sédimentaires

#### a) Nature et texture des sédiments

L'ensemble des sédiments des cordons est constitué de populations détritiques de sable quartzeux dont le pourcentage en pélite est généralement nul. Les grains de quartz sont souvent propres, clairs ou transparents, mais parfois recouverts d'une pellicule ferrugineuse qui leur donne une couleur orange caractéristique.

Ces grains peuvent être associés à des carbonates sous forme de rares débris coquilliers blancs, exceptionnellement de coquilles entières que l'on trouve par contre en abondance dans les amas coquilliers ou parfois à leur proximité dans les cordons. Des coquilles d'*Anadara senilis* et de *Dosinia sp* ont cependant été trouvées dans un état satisfaisant dans les cordons du nord et datées (tabl.6).

	Profondeur en cm par rapport à la surface	Fossiles	Date corrigée
Falia6 S2	- 80	<i>Dosinia isocardia</i>	3670 ans +/- 100 B.P.
Dionwar 2,1	- 210	<i>Anadara senilis</i>	2370 ans +/- 50 B.P.
Dionwar 2,5	- 250	<i>Anadara senilis</i>	2780ans +/-60 B.P.
NiodiorR7 S2	- 70	<i>Anadara senilis</i>	570 ans +/-40 B.P.

Tabl.6 : Datations sur des coquilles des cordons du nord

Dans les cordons du sud, des débris coquilliers et des coquilles de *Dosinia isocardia*, non exploitables pour des datations, ont été trouvées en une seule station.

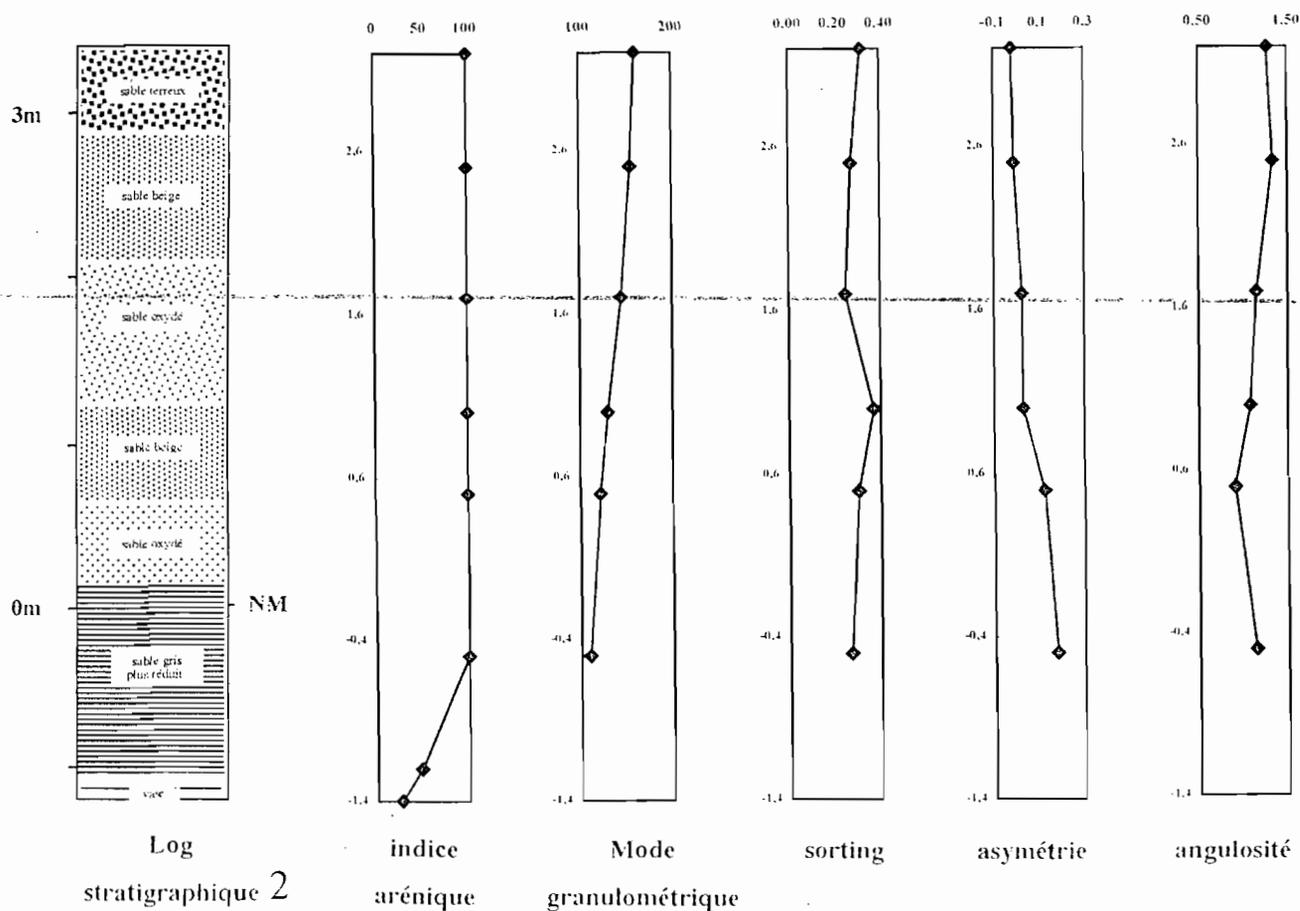
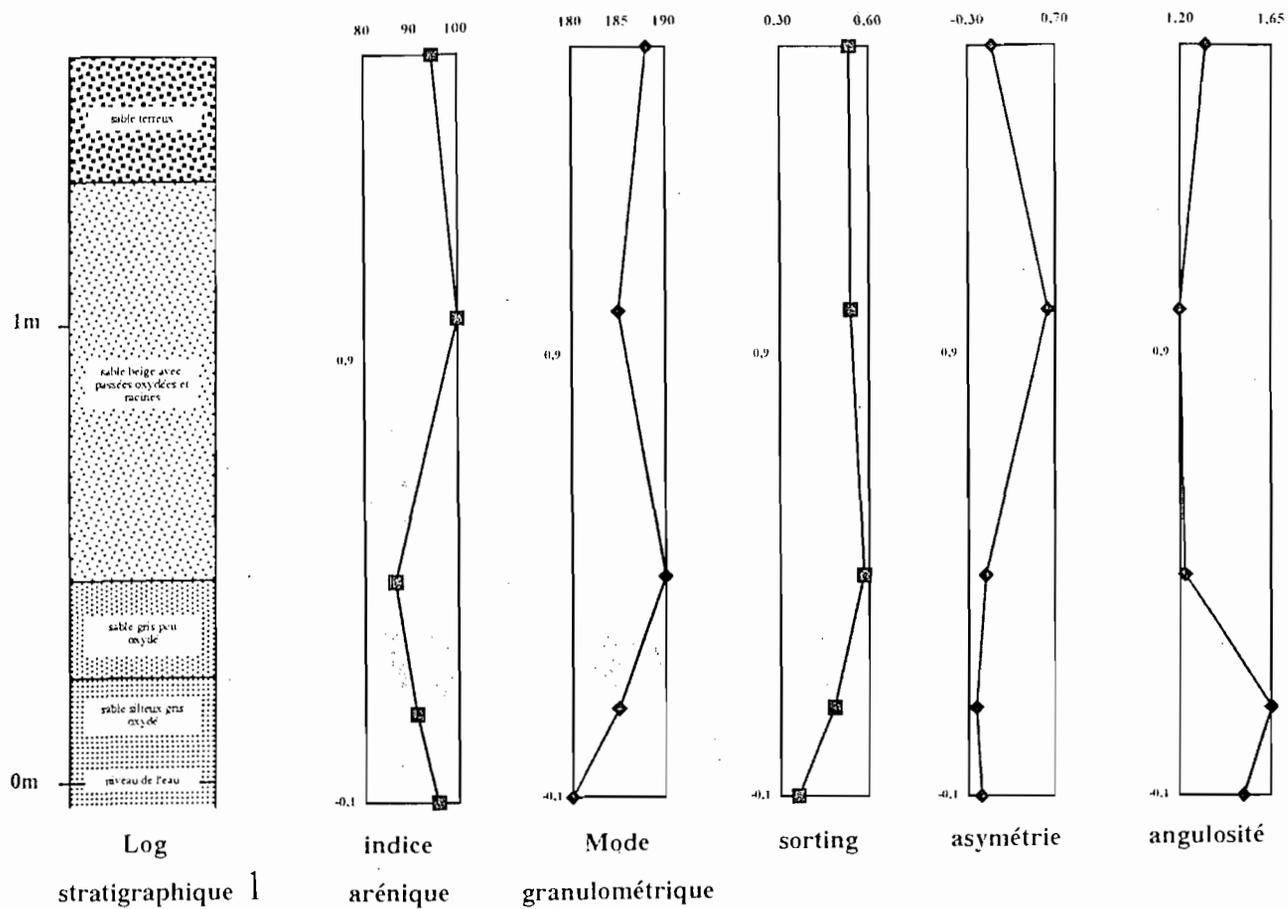


Fig.40 : Logs et indices granulométriques dans les cordons. 1 - station Falia et 2 - station K

Dans l'ensemble des cordons, on rencontre parfois des éléments grésifiés de quelques millimètres dont certains sont ferruginisés. Exceptionnellement on a trouvé des racines ferruginisées, assez rarement également des galets de latérite de quelques millimètres.

Le pourcentage des silts et des argiles dans les pélites est très variable (tabl.7).

Echantillon	Pélites %	Silts %	Argiles %
Falia 13 / S1	8,7	20	80
Falia 14 / S1	8,9	15	85
Falia F1 140	13,5	60	40
Falia F1 170	8,9	70	30
Falia F1 180	4,3	20	80
Niodior R4 0-70	5,9	40	60
Diogane 21 / S1	7,0	80	20
Diogane 21 / S2	16,0	60	40
Diogane 21 / S3	14,1	50	50
Diogane 21 / S4	7,0	65	35

Tabl.7 : Pourcentage des silts et des argiles dans la fraction pélitique des sédiments

Dans les argiles, on trouve entre 40 et 70 % de kaolinite, 40 et 25 % de smectite, 5 à 10 % d'illite sur sept échantillons du nord.

#### b) Granulométrie des sables

L'ensemble des indices granulométriques des échantillons des cordons nord et sud est donné dans le tableau 8.

CORDONS DU NORD						
Echantillon	Arénites	Md	Mode	$\sigma_L$	$S_K$	$K_G$
FAO3/S0	100.0	125	125	0.36	0.40	1.04
IM1/S3	100.0	170	180	0.59	0.09	0.97
Ndi1/S1	100.0	205	200	0.42	0.04	1.09
Ndi1/S2	100.0	210	220	0.37	0.13	1.29
Fand1/S1	100.0	200	200	0.29	0.04	0.89
Falia4/S	94.5	190	185	0.28	-0.14	1.25
Falia6/S1	94.5	200	205	0.35	-0.11	1.57
Falia6/S2	93.2	200	200	0.36	0.02	1.53
Falia7/S1	98.3	180	182	0.34	0.06	1.27
Falia7/S2	98.4	180	180	0.35	-0.02	1.41
Falia9/S1	98.6	190	185	0.29	-0.13	1.44
Falia9/S2	93.0	190	190	0.29	-0.10	1.35
Falia9/S3	96.4	200	195	0.36	-0.24	1.33
Falia13/S1	91.3	190	200	0.55	0.07	1.02
Falia14/S1	91.1	170	170	0.45	-0.04	1.19
Falia F1/15	94.6	190	188	0.54	-0.03	1.33
Falia F1/80	93.7	200	185	0.54	0.62	1.20
Falia F1/140	86.5	200	190	0.58	-0.10	1.23
Falia F1/170	91.1	190	185	0.48	-0.21	1.65
Falia F1/180	95.7	180	180	0.36	-0.15	1.52
DiogCor/Dun	100.0	190	190	0.21	0.00	1.43
Diogane21/S1	93.0	160	160	0.39	0.12	1.29
Diogane21/S2	84.0	160	160	0.38	0.07	1.37
Diogane21/S3	85.9	160	165	0.37	0.17	1.65
Diogane21/S4	93.0	160	160	0.31	0.20	1.35
Diogane22/S1	94.0	170	170	0.44	0.01	1.27
Diogane22/S2	94.0	170	170	0.42	-0.01	1.28
Diogane22/S3	96.0	170	178	0.45	-0.07	1.06
Diogane23/S2	100.0	170	170	0.33	-0.10	1.54
Diogane23/S3	100.0	180	180	0.31	-0.03	1.55
Diogane23/S4	100.0	180	180	0.27	-0.03	1.53
Diogane23/S5	100.0	180	180	0.24	0.01	1.49
Dionwa2.1	90.5	220	223	0.43	-0.02	1.14

Dionwa2.5	94.2	250	250	0.53	-0.04	1.23
Dionwa2.7	96.3	250	250	0.42	-0.04	1.16
Dionwa3.2	97.0	220	215	0.45	-0.05	1.04
Dionwar-surf.	98.5	230	220	0.40	-0.03	1.02
Puits/S3	100.0	230	230	0.44	-0.05	1.05
Puits/S1	100.0	180	165	0.51	-0.23	0.97
R4/0-70	94.1	210	230	0.35	-0.05	1.05
R4/90	100.0	220	220	0.35	-0.02	1.02
R7/S1	100.0	210	205	0.34	-0.06	1.08
R7/S2	100.0	190	190	0.31	-0.13	1.22

CORDONS DU SUD						
Echantillon	Arénites	Md	Mode	$\sigma_i$	$S_K$	$K_G$
Kos1/S1	97.1	140	145	0.26	0.11	1.14
Kos1/S2	99.2	150	148	0.25	0.10	1.02
Kos1/S3	86.2	120	118	0.32	0.02	0.89
Kos2/S1	96.5	150	145	0.53	-0.04	1.11
Kos2/S2	97.1	140	142	0.52	-0.15	1.19
Kos2/S3	95.7	140	142	0.48	-0.05	1.22
Kos2/S4	91.8	150	148	0.51	-0.08	1.19
Kos2/S5	97.9	130	140	0.38	-0.04	1.68
NDT1/S1	98.8	160	145	0.46	0.04	1.32
NDT1/S2	99.2	180	180	0.32	-0.03	1.18
NDT1/S3	100.0	190	180	0.55	-0.34	1.41
NDT1/S4	100.0	190	195	0.49	-0.25	1.52
NDT1/S5	100.0	210	205	0.41	-0.08	1.28
NDT1/S6	100.0	190	190	0.27	0.20	1.14
NDT1/S7	100.0	180	180	0.22	0.14	1.35
NDT1/S8	100.0	190	180	0.28	0.06	0.99
NDT1/S9	100.0	190	180	0.29	-0.02	1.00
NDT1/S10	100.0	210	200	0.27	0.19	1.25
NDT1/S11	100.0	190	185	0.25	0.09	1.11
NDT1/S12	100.0	200	205	0.27	0.07	1.08
NDT1/S13	100.0	190	190	0.26	-0.05	1.02
NDT1/S14	100.0	210	200	0.27	0.19	1.12
NDT1/S15	100.0	180	175	0.28	0.06	1.03
NDT1/S16	100.0	210	185	0.31	0.05	1.15
NDT1/S17	100.0	200	205	0.29	-0.01	1.07
Ham1/S1	100.0	160	155	0.42	0.06	1.13
Ham1/S2	100.0	200	205	0.35	0.08	1.08
Ham1/S3	100.0	250	250	0.33	-0.03	0.84
Ham1/S4	100.0	240	250	0.57	0.02	0.82
Ham1/S5	100.0	180	190	0.37	0.10	1.13
Ham1/S6	100.0	190	185	0.35	0.01	1.28
Ham2/S1	100.0	170	160	0.47	0.06	1.10
Ham2/S2	100.0	180	165	0.41	0.04	1.14
Ham2/S3	99.1	170	165	0.54	-0.10	1.01
Ham4/S1	100.0	220	210	0.47	-0.05	1.08
Ham4/S2	100.0	210	195	0.34	0.02	1.17
Ham4/S3	100.0	190	190	0.30	0.03	1.15
A/S5	94.6	140	150	0.31	0.07	0.95
A/S4	92.0	150	145	0.34	0.16	1.06
A/S3	92.1	180	190	0.30	0.43	1.49
A/S2	100.0	130	128	0.27	0.24	1.61
A/S1	100.0	120	118	0.27	0.01	1.01
B/S1	100.0	140	140	0.32	0.13	1.21
B/S2	100.0	140	143	0.24	-0.12	1.34
B/S3	81.3	140	140	0.35	0.09	1.22
B/S4	82.7	140	148	0.24	-0.26	1.36
B/S5	81.4	140	145	0.25	-0.23	3.72
C/S1	100.0	140	145	0.21	-0.05	1.06
C/S2	89.3	150	150	0.16	0.22	0.88
C/S3	86.1	140	145	0.22	0.16	1.03
C/S4	88.5	140	148	0.21	-0.01	1.30
D/S1	100.0	160	160	0.25	0.11	1.15
D/S2	100.0	140	145	0.28	0.12	1.28
D/S3	100.0	140	145	0.23	0.12	1.37
D/S4	94.0	140	140	0.19	0.19	1.36
E/S1	100.0	150	150	0.29	0.03	1.17
ES2	100.0	160	155	0.27	0.11	1.28

E/S3	100.0	150	145	0.44	-0.32	2.29
E/S4	100.0	170	170	0.32	0.00	1.42
F/S1	100.0	170	180	0.35	0.12	1.20
F/S2	98.6	170	185	0.29	0.11	1.15
G/S1	100.0	170	180	0.23	0.28	1.09
G/S2	100.0	150	155	0.29	0.19	1.07
G/S3	100.0	150	150	0.25	0.16	1.24
G/S4	100.0	130	130	0.33	0.09	0.98
G/S5	98.6	140	145	0.25	0.10	1.02
H/S1	100.0	130	125	0.32	-0.06	0.97
H/S2	100.0	180	185	0.29	0.17	1.23
H/S3	96.0	190	185	0.30	0.14	1.28
J/S1	100.0	150	145	0.24	0.03	1.11
J/S2	100.0	150	150	0.28	0.20	1.35
J/S3	100.0	140	145	0.22	0.08	1.26
K/S0	100.0	160	160	0.32	-0.02	1.28
K/S1	100.0	160	155	0.27	-0.01	1.34
K/S2	100.0	150	145	0.25	0.02	1.15
K/S3	100.0	130	130	0.37	0.03	1.08
K/S4	96.5	120	122	0.30	0.12	0.90
K/S5	98.5	110	110	0.27	0.18	1.14
BK1/S1	100.0	190	190	0.39	0.06	1.13
BK1/S2	100.0	190	188	0.40	0.01	1.28
BK1/S3	87.9	180	180	0.39	-0.06	1.54
BK1/S4	93.3	180	180	0.32	-0.05	1.22
BK3/S1	100.0	170	170	0.49	-0.22	1.23
BK3/S2	100.0	160	150	0.38	-0.13	1.57
BK3/S3	100.0	160	155	0.45	-0.23	1.35
BK3/S4	93.3	170	170	0.42	-0.18	1.50
BK3/S5	98.0	180	170	0.46	-0.06	1.34
BK4/S1	97.3	160	160	0.45	-0.47	3.87
Diogaye/S1	100.0	160	157	0.31	0.02	1.31
FBo1/S0	94.1	120	120	0.49	-0.02	0.96
Bos/S1	100.0	150	145	0.35	-0.17	1.14
Bos/S2	93.4	150	150	0.36	-0.35	1.27
Foura/S0	100.0	150	145	0.59	-0.40	1.27
Foura/S1	100.0	170	165	0.48	-0.06	1.08
Foura/S2	96.7	150	145	0.43	-0.02	1.48
Foura/S3	97.1	120	125	0.40	-0.04	0.93
Ba/S1	100.0	160	168	0.39	0.22	1.64
Ba/S2	90.7	150	150	0.45	0.01	1.42
Ba/S3	97.9	180	180	0.28	0.18	1.23
FSa/S1	100.0	170	165	0.30	0.02	1.58
FSa/S2	100.0	170	165	0.30	0.04	1.33
FSa/S3	100.0	160	160	0.31	-0.17	1.51
FSa/S4	100.0	170	167	0.19	-0.29	1.07
Fbet/S1	100.0	200	190	0.35	-0.02	1.11
Fbet/S2	100.0	220	225	0.29	0.23	1.09
P/S1	100.0	140	140	0.29	0.17	1.17
P/S2	100.0	140	142	0.28	0.20	1.13
P/S3	100.0	120	125	0.29	0.09	0.99
Q/S1	100.0	180	178	0.23	0.16	1.40
Q/S2	100.0	170	170	0.29	0.11	1.19
Q/S3	100.0	160	160	0.34	0.13	1.36
Q/S4	100.0	160	157	0.32	0.08	1.29
R/S1	100.0	170	170	0.31	0.16	1.19
R/S2	100.0	130	130	0.36	0.05	0.85
R/S3	100.0	140	145	0.37	0.02	1.09
S//S1	100.0	190	190	0.27	0.11	1.15
S/S2	100.0	210	200	0.30	0.12	1.22
S/S3	100.0	170	166	0.47	-0.04	0.83
S/S4	100.0	180	180	0.46	0.03	0.96
S/S5	100.0	180	180	0.41	-0.04	1.21
S/S6	96.7	190	200	0.52	-0.09	1.15
T/S1	100.0	170	182	0.31	-0.03	1.25
Sipo/S0	100.0	190	185	0.34	-0.09	1.34
Sipo/S1	100.0	190	188	0.27	-0.01	1.26
Sipo/S2	100.0	200	175	0.54	-0.27	1.00

Tabl.8 : Les indices granulométriques des sédiments des cordons du nord et du sud

Les médianes et les modes granulométriques sont identiques et indiquent des populations de sables fins à moyennement fins. Les courbes granulométriques sont toutes unimodales. Les valeurs modales sont généralement comprises entre 150 et 200  $\mu\text{m}$  ; les valeurs minimales et maximales sont respectivement 120 et 250  $\mu\text{m}$ .

Réparties dans quatre intervalles de classe (tabl.9), les fréquences des valeurs modales montrent que les populations granulométriques sont inégalement distribuées entre le nord et le sud.

Mode granulométrique - en $\mu\text{m}$	Cordons nord	Cordons sud
= 250	25 %	6 %
> 200	66 %	44 %
> 160	9 %	45 %
> 125	0 %	5 %
= 100		

Tabl.9 : Répartition des modes granulométriques (en %) des cordons du nord et du sud dans quatre intervalles dimensionnels (en  $\mu\text{m}$ )

Alors que dans le nord, les sables ont dans l'ensemble un mode granulométrique supérieur à 160  $\mu\text{m}$ , dans le sud, 50 % des sables ont une valeur modale inférieure à 160  $\mu\text{m}$ . La moyenne des modes dans les cordons du nord est 190  $\mu\text{m}$ , elle est seulement de 163  $\mu\text{m}$  dans les cordons du sud.

Le triage est généralement bon, les courbes sigmoïdes sont assez bien redressées. Les indices calculés caractérisent des sables bien ou très bien classés. Ils deviennent moyennement bien classés pour des valeurs modales plus élevées. Un diagramme de corrélation entre indice de triage et mode granulométrique tend ainsi à montrer que lorsque le mode granulométrique d'un sable est élevé, ce sable est moins bien trié (fig.41).

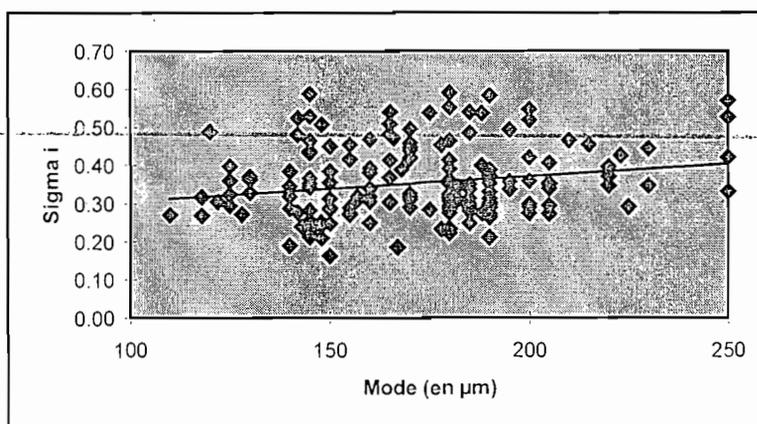


Fig.41 : Répartition de l'indice de triage en fonction du mode granulométrique dans les cordons nord et sud

Au nord, l'indice de triage moyen est de 0,37 ; il est de 0,34 au sud. Si cet indice ne discrimine pas de manière évidente les échantillons des cordons du nord et du sud du delta, par contre la répartition de fréquence de l'indice d'asymétrie des distributions granulométriques, en fonction de classes déterminées par Folk et Ward (1957), révèle des différences significatives. Les sédiments du nord montrent une asymétrie prépondérante vers les grossiers, tandis que les sédiments des cordons du sud affichent nettement une asymétrie vers les fins (fig.42).

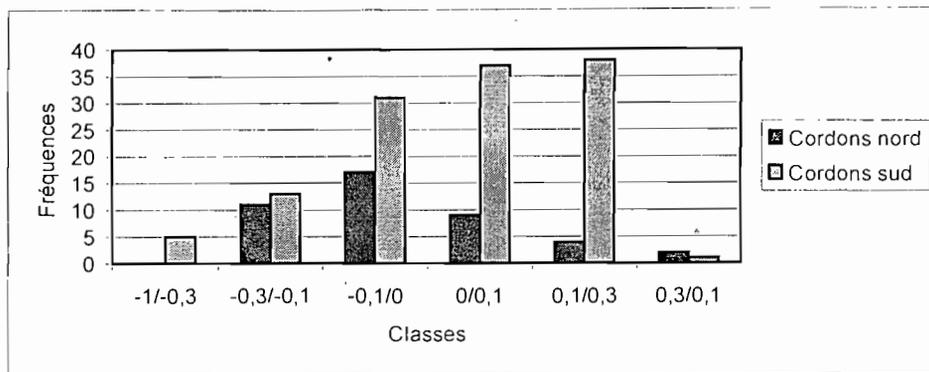


Fig.42 : Fréquence numérique de l'indice d'asymétrie dans les sédiments de cordons

La majorité des sédiments a un kurtosis compris entre 1 et 1,5. Ce sont des sédiments mésokurtiques. Il n'y a pas de sédiments platykurtiques ( $K_G < 0,6$ ), les courbes ne sont jamais aplaties. Seulement 8% des sédiments sont leptokurtiques ( $K_G > 1,5$ ) avec des courbes de fréquence très aiguës. Ces matériaux résultent donc de processus de sédimentation très sélectifs.

Du sommet vers la base, les caractéristiques granulométriques restent inchangées quels que soient les cordons.

#### b) Exoscopie

L'observation des sédiments au MEB, en particulier des grains de quartz, montre que malgré une homogénéité d'ensemble deux composantes se distinguent : l'une "estuarienne", l'autre "éolienne".

La composante "estuarienne" est représentée par des grains aux formes assez irrégulières, parfois à peine retouchées, montrant des éléments de surface plus ou moins aplanis (photo 11). Ce sont des grains luisants aux extrémités émoussées ou des grains non usés ayant subi une légère retouche. Cette morphologie désigne une origine fluviale et une certaine proximité des sources car l'évolution en milieu fluvial a été insuffisante pour laisser des traces substantielles. En outre, ces grains n'ont pas évolué en milieu désertique ou marin.

La composante "éolienne" est représentée par des grains très arrondis, ronds mats (photo 12), portant toujours de grandes marques de chocs en "coups d'ongle" ou en forme de cupules typiques du transport des grains par le vent (photo 13). Si les grains ne sont pas repris en milieu aquatique, ces traces de chocs, ainsi que les cassures (photo 14), ont des contours anguleux. L'action du vent, lorsqu'elle est intense et longue, se manifeste également par le façonnement de faces planes, comme taillées, avec des arêtes rectilignes émoussées (photo 15). Les faces du grain évoquent alors le façonnement des *dreikanter*, terme utilisé pour les galets éolisés (Vatan, 1967). Les grains n'ont cependant pas la forme de pyramide à trois faces, caractéristique des *dreikanter*.

Ces empreintes d'origine sont quelque peu modifiées par des empreintes particulières reflétant soit un passage en milieu marin (l'aquatisation marine), soit une immobilisation en milieu chimiquement actif. L'aquatisation marine est responsable de la propreté générale des grains ; les dépôts sont discrets, réduits à de rares et petits globules, ou absents. En effet le milieu marin, sous-saturé en silice, tend à dissoudre le quartz. Des figures de dissolution se forment, exploitant les cavités déjà existantes telles que les coups d'ongle et les traces de chocs en V. Ces figures donnent des réseaux anastomosés (photo 16) ou plus fréquemment des coins de dissolution en forme de pyramide inverse empruntant le réseau cristallin hémédrique du quartz (photo 17). Le transport actif en milieu marin polit les surfaces de façon très fine, effaçant notamment les marques de chocs éoliens en "coups d'ongle" dont on ne voit plus que la racine. Des marques de chocs spécifiques en V (photo 17) peuvent s'imprimer mais, le plus souvent, c'est la planéité des surfaces qui marquent le mieux cette aquatisation marine. Les stries de friction (photo 18), ainsi que les grandes cassures, traduisent



Photo 11 : Grain de quartz de forme frustre,  
peu retouchée, de la composante estuarienne  
x 150

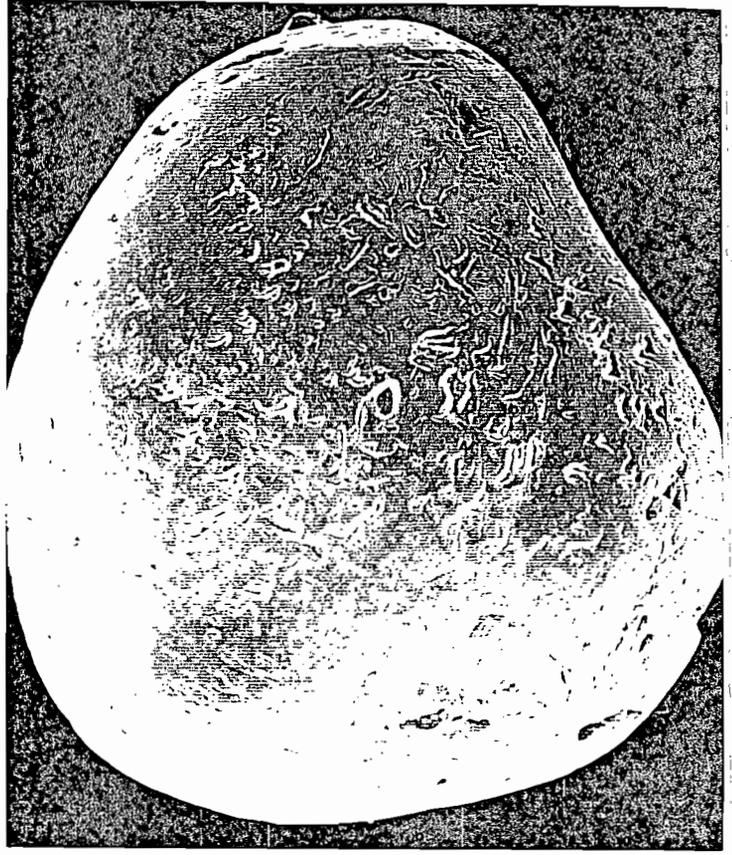


Photo 12 : Grain de quartz très arrondi, mat  
de la composante éolienne  
x 170



Photo 13 : Trace de choc en "coup d'ongle"  
x 600



Photo 14 : Cassure aux contours anguleux  
sur un grain éolien  
x 170

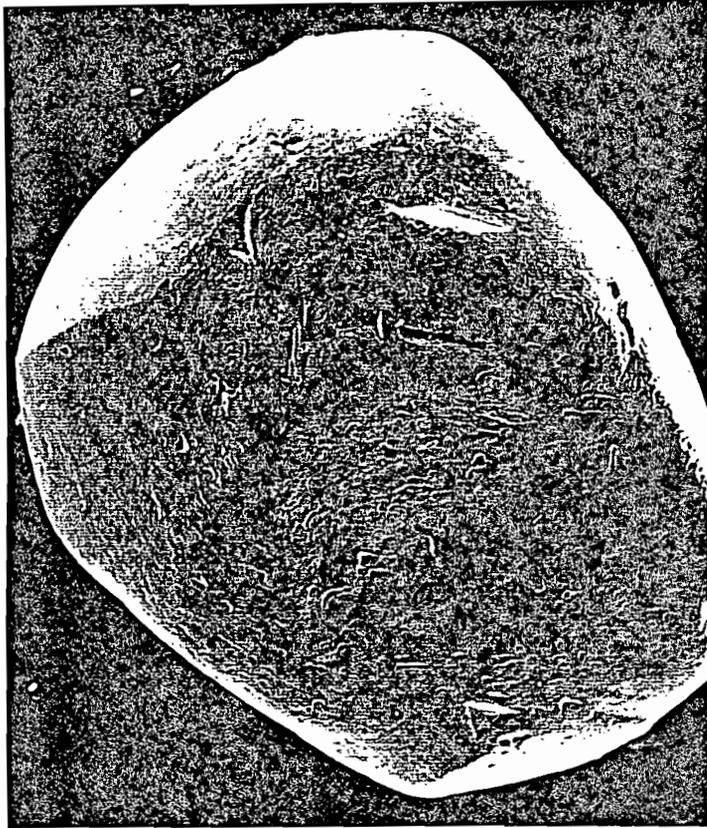


Photo 15 : Grain de quartz aux faces planes évoquant, à un très fort grossissement les "dreikanter" décrits par Vatan (1967) x170

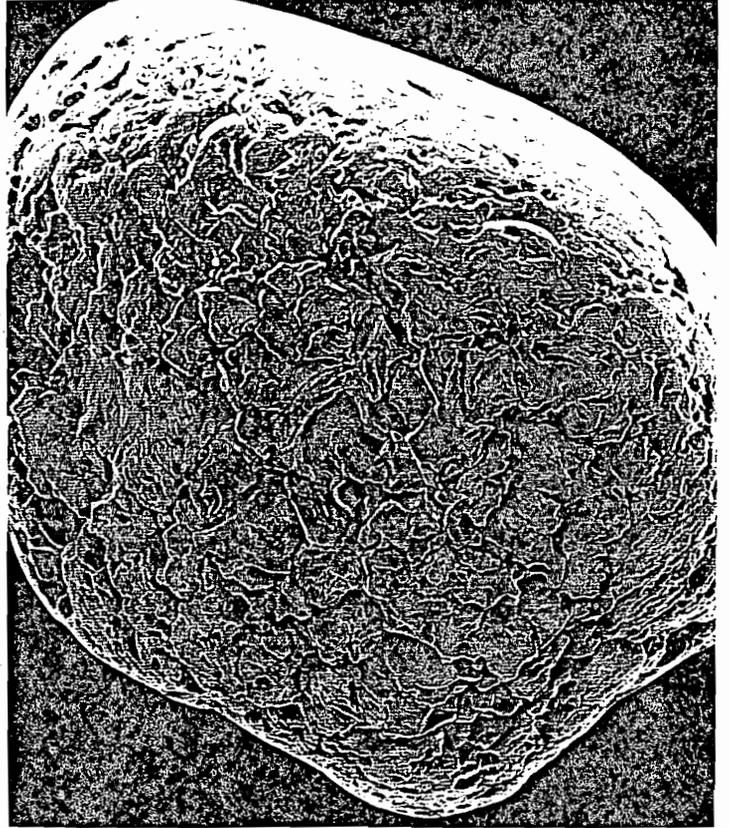


Photo 16 : Figures de dissolution très forte, formant un réseau anastomosée x220



"Coup d'angle"

Coin de dissolution en forme de pyramide inverse, empruntant le réseau cristallin hémédrique du quartz

Photo 17 : Figures de dissolution et traces de chocs x 500

Trace de choc aquatique

parfois un milieu marin de haute énergie.

L'immobilisation des grains se traduit par des dépôts siliceux tels que des pellicules de silice en coulée (photo 19) typiques des grains désertiques, des écailles siliceuses (photo 20), des globules siliceux, des fleurs de silice (photo 21) et par la présence de granules carbonatés de petite taille à leur surface ou dans les creux laissés par les différentes marques de chocs. Les grains de gypse et de jarosite indiquent aussi une immobilisation. Les dépôts sur les grains de quartz peuvent traduire des histoires différentes. En effet, si les coulées de silice des grains sahariens indiquent une histoire ancienne, les dépôts de gypse et de jarosite traduisent, au contraire, l'histoire terminale d'un grain.

Les résultats de l'exoscopie des sédiments de cordons sont résumés dans le tableau 10.

CORDONS DU NORD								
Echantillon	Cote en m	% RM-EL-NU	Composante éolienne	Composante estuarienne	Reprise marine	Stries de friction	Dépôt	Cassure
IM1/S3	+0,30	peu de NU	nette	rare	forte		oui	
Ndi1/S2	+0,70	20 - 75 - 5	nette	moyenne	forte	oui	oui	oui
FaliaF1/80	+0,80	25 - 65 - 10	très nette	non	forte		non	oui dans les NU
FaliaF1/180	-0,05	35 - 40 - 25	très nette	non	forte		rare	oui dans les NU
NiodiorR4/S1	+0,70	25 - 70 - 5	net	rare	forte	oui	peu	oui dans les NU
Niodior R4/S2	+0,10	50 - 25 - 25	très nette	très rare	forte		rare	
NiodiorR7/S2	+1,90	35 - 50 - 15	très nette	non	forte		rare	
Fand2/S0	+1,20	20 - 75 - 5	nette	rare	forte		oui	

CORDONS DU SUD								
Echantillon	Cote en m	% RM-EL-NU	Composante éolienne	Composante estuarienne	Reprise marine	Stries de friction	Dépôt	Cassure
Kos2/S1	-0,10/à surf	0 - 70 - 30	nette	nette	forte	oui	non	oui dans les RM
Kos2/S3	-0,90/à surf	Peu de NU	nette	assez peu	forte			oui dans les RM
Ndt1/S4	+1,00	5 - 45 - 50	peu	moyenne	forte			
Ndt1/S9	+2,10	20 - 40 - 40	moyenne	moyenne	forte			
Ndt1/S17	+5,00	5 - 85 - 15	rare	nette	forte		oui	
K/S1	+2,50	5 - 65 - 30	rare	nette	forte		rare	oui dans les RM
K/S5	-0,50	5 - 65 - 30	moyenne	moyenne	forte		peu	RM
Bk1/S1	+1,00	0 - 10 - 90	peu	nette	forte			
Bk1/S4	-0,20	5 - 50 - 45	nette	nette	forte			

(RM = ronds mats, EL = émoussés luisants, NU = non usés)

Tableau 10 : Synthèse des observations au MEB des grains de quartz des sédiments de cordon

Dans les cordons du nord, la composante dominante est toujours une empreinte éolienne tandis que dans les cordons du sud la composante éolienne et la composante fluviatile sont représentées, avec toutefois une prédominance de cette dernière.

Bien que les grains soient généralement très propres, les dépôts sont un peu plus fréquents dans les cordons du nord (silice en globules, pellicule en coulée, argile ...).



Photo 18 : Stries de friction  
formées dans un milieu marin  
de haute énergie x 600



Photo 19 : Coulée de silice. x300  
Les dépôts de silice sont typiques  
des milieux désertiques.

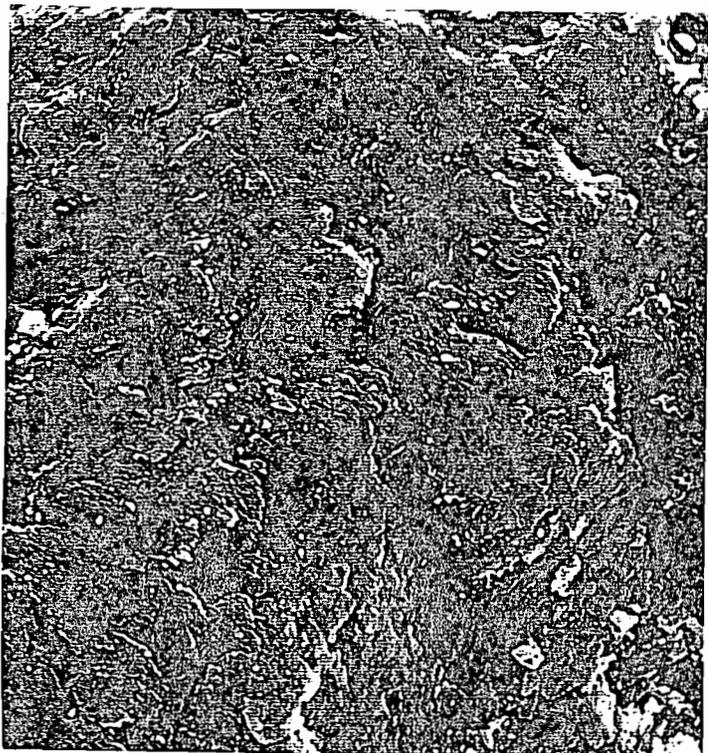


Photo 20 : Ecailles de silice. x 1. 30 K  
Elles disparaissent très vite  
lors d'un transport et sont donc  
un excellent indice d'immobilisation

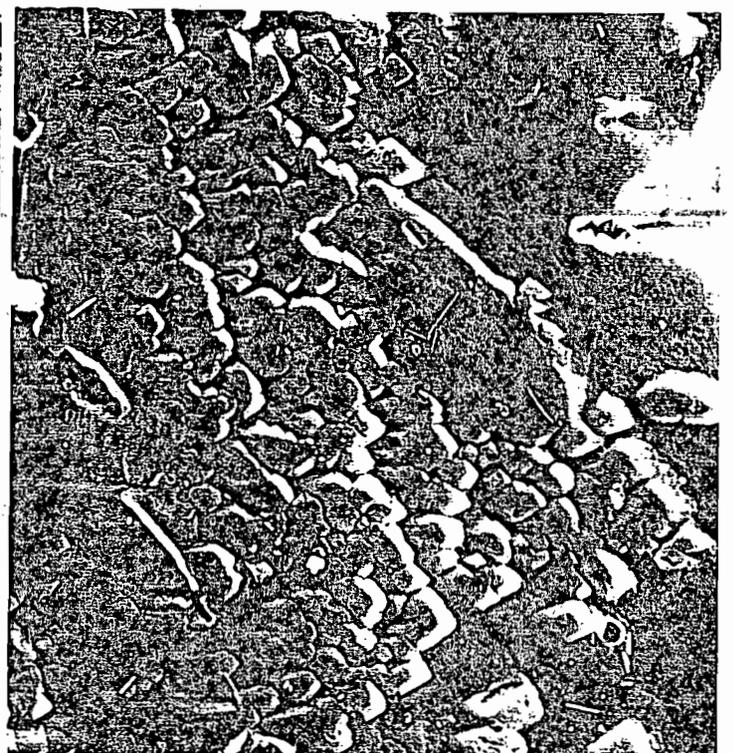


Photo 21 : Fleurs de silice x 600

La reprise marine est générale sur l'ensemble des cordons du delta avec une intensité toujours forte qui se traduit par une propreté générale des grains, des figures de dissolution exploitant des traces de chocs et plus rarement des stries de friction et de grandes cassures.

c) Minéraux lourds

Le pourcentage pondéral des minéraux lourds par rapport à l'échantillon total révèle une différence notable entre les cordons du nord et ceux du sud, trois fois plus riches (tabl.11) : la moyenne au nord est de 0,21 %, elle est de 0,70 % au sud. Ces quantités ne sont cependant pas comparables à celles, généralement très abondantes, trouvées sur le littoral où une exploitation de 15 ans environ, notamment d'ilménite, ont été faites à Djiffère.

CORDONS DU NORD	
Echantillons	%
Fao 3-S1	0.06
Falia 16-S1	0.16
Falia 16-80-101	0.16
Falia 16-101-117	0.06
Falia 16-117-130	0.12
Falia 16-130-148	0.06
Falia 16-148-153	0.12
Falia 16- 170-190	0.18
Falia F1 - 15	0.16
Falia F1 - 80	0.14
Falia F1 - 140	0.20
Falia F1 - 170	0.16
Falia F1 - 180	0.14
Falia 7 - S1	0.10
Falia 7 - S2	0.08
Falia 9 - S1	0.14
Falia 9 - S2	0.16
Falia 9 - S3	0.16
Diogane CD	0.04
NiodiorR4(40-70)	0.06
NiodiorR4(90)	0.18
Niodior R7 - S2	0.42
Fand 2	1.82

CORDONS DU SUD	
Echantillons	%
G - S1	0.40
G - S2	0.60
G - S3	6.12
G - S4	0.20
G - S5	0.20
H - S1	0.60
H - S2	0.60
H - S3	1.00
H - S5	0.20
J - S1	0.60
NDT1/S13	0.92
NDT1/S17	0.48
Kos 2/S3	0.22
K S1	0.30
K S2	0.12
BK 1 - S1	0.14
P S3	0.20
Q1 S1	0.40
Q1 S2	0.20
Q1 S3	0.20
R S2	0.14
Sipo S1	0.60

Tabl.11 : Pourcentage pondéral des minéraux lourds dans les échantillons des cordons

Parmi les minéraux transparents identifiés dominent les ubiquistes, minéraux très résistants tels que le zircon, la tourmaline, le rutile. Les minéraux de métamorphisme sont présents : staurotide, andalousite, disthène, ainsi que le grenat, le sphène, la muscovite, plus fragiles, chimiquement ou mécaniquement, et donc en faible quantité dans les échantillons (fig.43).

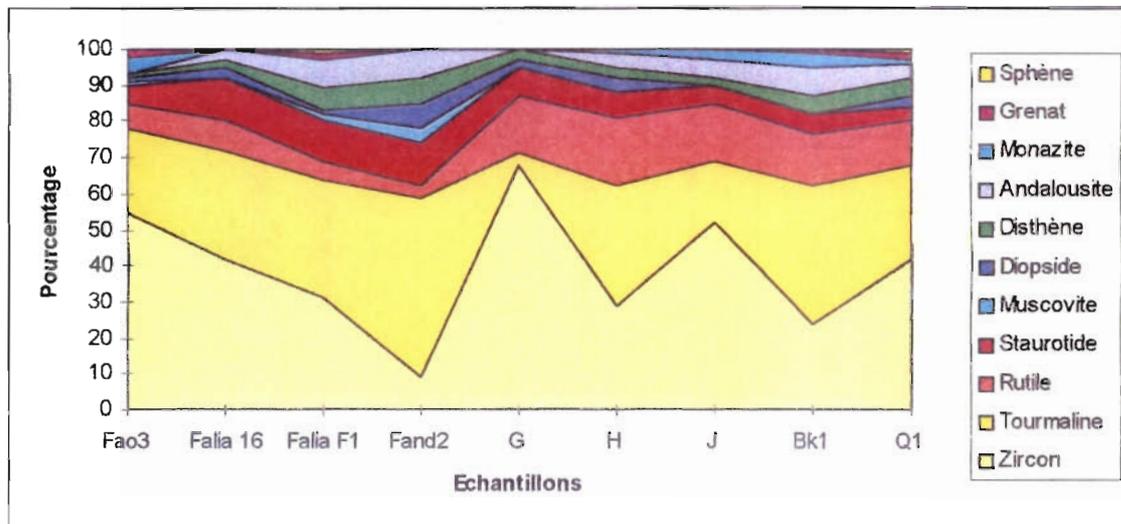


Fig.43 : Pourcentage des minéraux lourds dans les échantillons

Le calcul de l'écart-type par rapport à la moyenne montre que, si pour la tourmaline et le zircon aucune tendance particulière n'apparaît, par contre le rutile et la muscovite mettent en évidence deux régions différentes, le sud étant plus riche en rutile et le nord en muscovite.

### 2.3- Les vasières

#### 2.3.1- Stratigraphie

La stratigraphie des vasières est variée et complexe dans la mesure où les vasières ne représentent pas une unité homogène mais plutôt un ensemble de sous-unités réparties en fonction de la marée et de leur position par rapport aux autres unités sédimentaires. Ainsi, les sondages ont été effectués soit dans des vasières nues subtidales et intertidales basses, soit également dans des vasières intertidales hautes à la limite entre les vasières nues et les vasières à mangrove, soit dans des vasières "fossiles" sous cordons, soit enfin dans des vasières reliques mises à nu sur des plages en érosion à la faveur de tempêtes.

Dans les sondages effectués à la limite vasière nue / vasière à mangrove, les sédiments sont riches en pélites avec un pourcentage souvent supérieur à 50% sur toute la profondeur du sondage qui peut atteindre 6 m. Les vasières se caractérisent généralement par une couche superficielle, de 1,50 m environ, de vases noirâtres riches en débris organiques, assimilables à des tourbes, contenant parfois des coquilles. Sous cette couche, des passées sableuses millimétriques sont parfois observées. Dans les sondages du sud, des débris coquilliers sont toujours présents sous forme de lits très fins ou éparpillés dans tout le sédiment. Ces lits coquilliers, lorsqu'ils deviennent plus épais sont la cause de l'arrêt du sondage. Dans les sondages du nord, les débris coquilliers sont rares : des débris de *Tympanotomus* (gastéropode à coquille particulièrement solide) ont été trouvés à Ndangane, à quelques centimètres sous la surface, et des débris coquilliers divers à Fandong.

Les vasières nues subtidales ou intertidales basses sont des vasières sablo-vaseuses : le pourcentage en pélite est généralement inférieur à 40 %. La stratification n'apparaît pas dans ces dépôts : c'est un mélange assez homogène de sable et de vase, le sable étant toujours prédominant. Les débris végétaux sont rares ; les débris coquilliers peuvent former des lits centimétriques.

Les vasières fossiles, observées sous les cordons du sud, sont constituées de lits vaseux, vaso-sableux, sablo-vaseux et sableux, respectivement de quelques dizaines de centimètres à quelques millimètres (fig.45). Les passées sableuses sont fréquemment associées à des débris coquilliers.

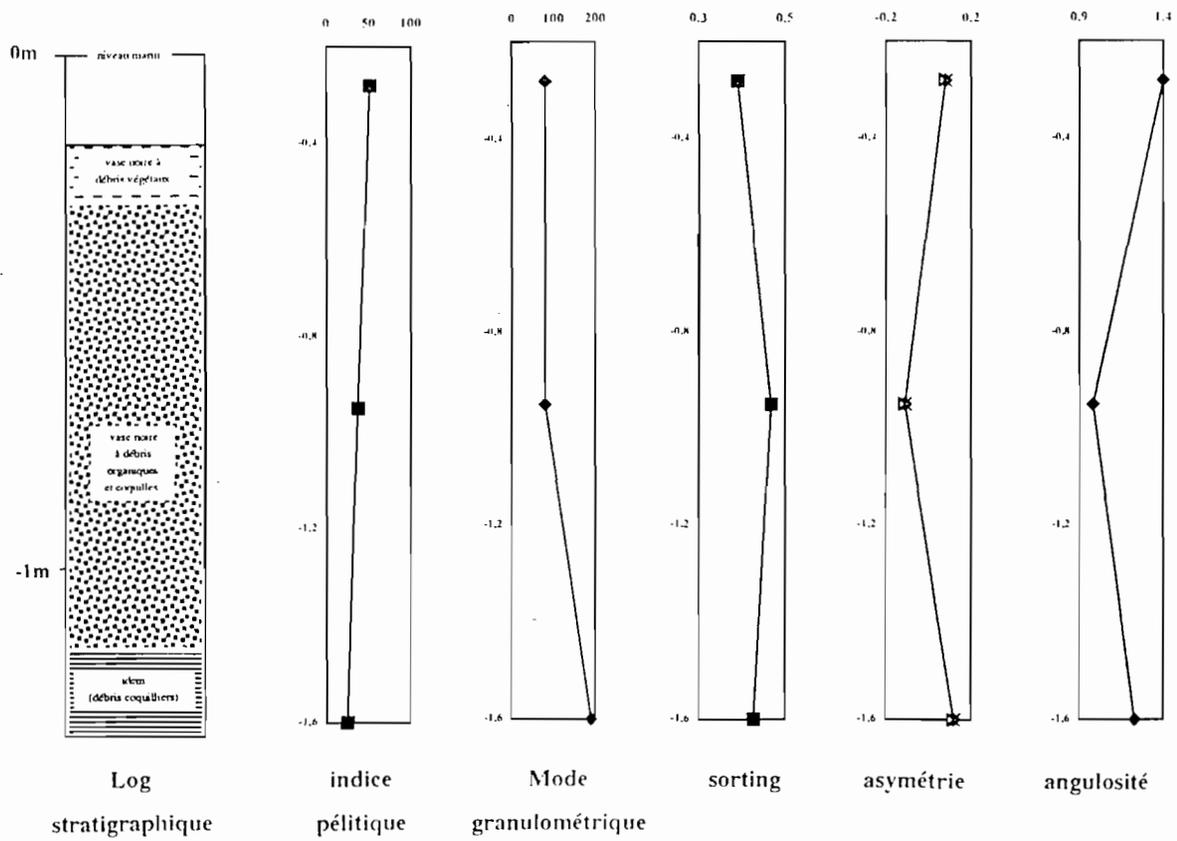


Fig.44 : Log et indices granulométriques de la vase station Fand I (près de Fandong)

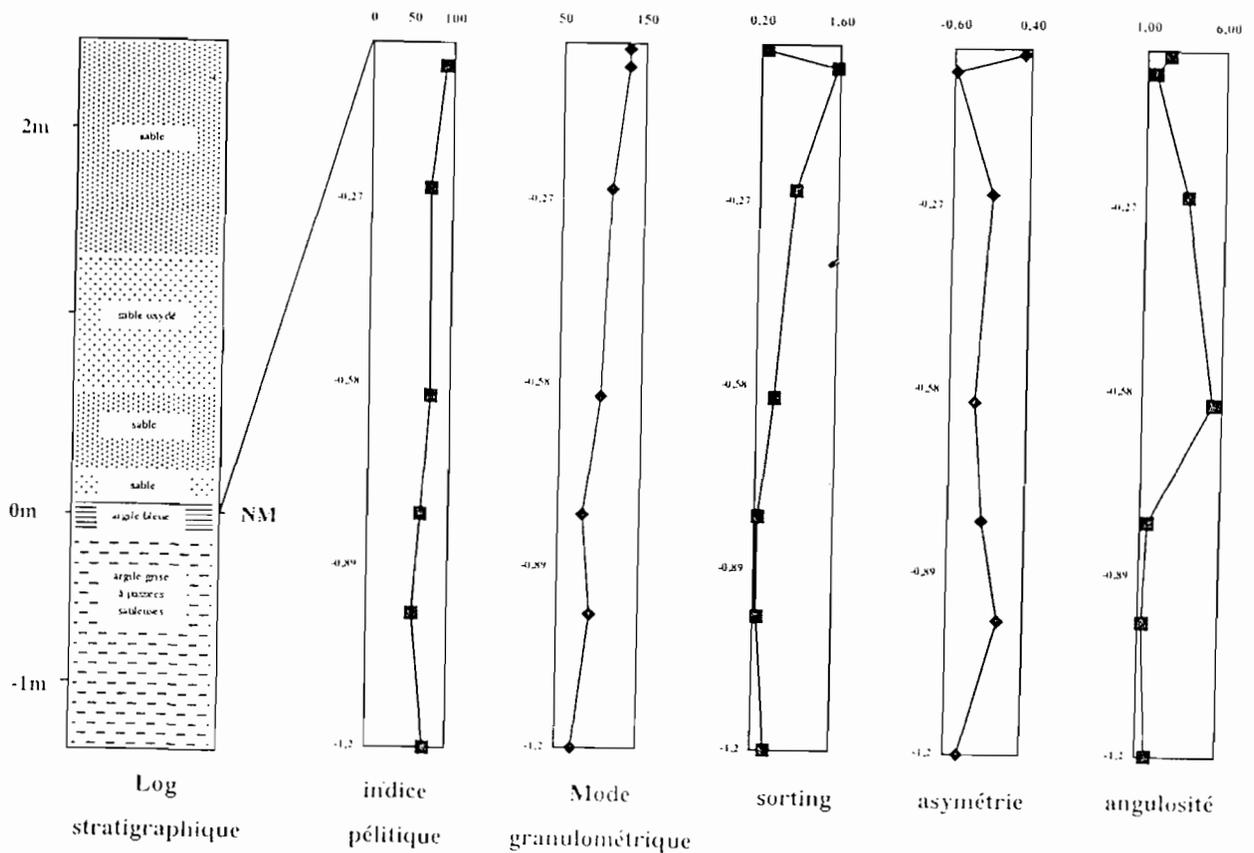


Fig.45 : Log et indices granulométriques de la vase fossile station C

Les vasières reliques, rencontrées sur la plage de Djiffère et la plage de la flèche extérieure de Niodior, sont des tourbes contenant des racines de palétuviers et des coquilles d'huîtres et de pagnes.

### 2.3.2- Caractères sédimentaires des vasières

#### a) Nature et texture

Les vasières sont constituées de sédiments très fins dont le pourcentage en pélite, très variable, peut descendre à 10 %, exceptionnellement à 6,4 % sur un des échantillons, mais peut aussi dépasser 90 %.

Associée à ces sédiments fortement quartzeux, la matière organique peut atteindre 13 % du sédiment total dans les vasières en bordure de mangrove, elle est inférieure dans les vasières nues ; les coquilles ou débris coquilliers sont plus abondants que dans les cordons, dépassant quelquefois 15 % du sédiment total. Des coquilles d'huîtres et de pagnes prélevées dans les vasières reliques ont été datées (tabl.12).

	Profondeur en cm par rapport à la surface	Fossiles	Date corrigée
Niodior R9	-10	Huître	170 ans +/- 50 B.P.
Niodior R9	-47	Huître	390 ans +/- 70 B.P.
Niodior R9	-63	Pagne	530 ans +/- 70 B.P.
Djiffère	-25	Huître	1 180 ans +/- 80 B.P.

Tabl.12 : Datations sur des coquilles de vasières reliques

On trouve également du gypse fibreux en aiguille, du gypse prismatique et plus rarement du gypse saccharoïde. La pyrite s'accumule sur les débris organiques. La jarosite est très fréquente dans les sédiments prélevés et séchés, dépourvus de débris coquilliers ; elle n'a été observée, in situ, que dans les sondages de l'extrême nord à Fatick et Foundiougne.

#### b) Granulométrie

L'ensemble des indices granulométriques des sables de vasière est donné dans le tableau 13 :

VASIERES DU NORD						
Echantillon	% Pélite	Md	Mode	$\sigma_1$	$S_K$	$K_G$
Foun2/S1	51,4	80	80	0,39	0,08	1,40
Foun2/S6	61,2	90	90	0,36	-0,10	1,82
Nd2/S1	33,9	135	140	0,57	0,06	1,03
Nd2/S8	33,5	200	200	0,57	0,06	1,03
R9/23-37	41	190	190	0,36	0,15	1,65
R9/37-49	31	190	190	0,38	0,16	1,70
R9/49-57	40	180	185	0,40	0,04	1,53
R9/57-63	24,5	190	190	0,40	0,12	1,53
R9/63	26,5	190	190	0,45	-0,12	1,58
Diogane24/S2	56,5	150	160	0,53	0,25	1,03
Diogane24/S3	27,5	160	170	0,57	0,13	1,57
Diogane24/S4	23,9	160	180	0,56	0,26	1,28
Diogane24/S5	36,3	160	170	0,50	0,33	1,32
Diogane24/S6	40,7	160	180	0,45	0,21	1,27
Diogane24/S7	6,4	170	170	0,36	0,19	1,89
Fand1/S3	59,8	72	70	0,65	-0,54	3,45
Fand1/S7	36,9	80	80	0,47	-0,11	0,98
Fand1/S9	24,7	190	190	0,43	0,12	1,23

VASIERES DU SUD						
Echantillon	% Pélite	Md	Mode	$\sigma_1$	$S_K$	$K_G$
B/S6	63.6	120	120	1.25	-0.47	2.73
B/S7	29.7	130	130	0.44	0.24	2.07
C/S5	90.4	140	130	1.56	-0.57	1.57
C/S6	19.5	140	130	0.30	0.31	2.44
C/S7	72.4	110	110	0.84	-0.09	3.66
C/S9	75.6	100	100	0.52	-0.27	5.41
C/S10	65.4	80	80	0.26	-0.16	1.47
C/S11	55.7	90	90	0.26	0.07	1.24
C/S12	72.5	70	70	0.44	-0.42	1.60
D/S5	77.2	110	112	0.34	0.07	0.97
D/S6	30.7	100	100	0.31	-0.02	0.97
D/S7	21.4	130	125	0.33	0.07	1.18
D/S8	31	120	125	0.42	0.10	0.98
D/S9	82.1	70	70	1.04	-0.55	3.47
H/S4	33.2	120	120	0.46	-0.10	1.42
H/S5	16.6	100	94	0.34	-0.11	1.04
H/S6	21.2	120	120	0.33	0.24	1.35
I/S1	72.2	120	120	0.64	-0.23	0.89
I/S2	81.7	90	90	0.28	0.20	1.35
I/S3	77.3	100	100	0.22	0.08	1.26
M/S1	61.5	140	140	1.08	-0.13	2.64
M/C1	60.9	90	90	0.58	-0.26	1.21
M/C2	73.4	70	70	0.45	-0.37	1.61
MC3	74.6	80	80	0.83	-0.52	4.79
M/C4	76.6	70	70	0.92	-0.65	5.49
M/S2	85.8	80	80	1.58	-0.80	4.07
M/S14	41	80	80	1.13	-0.51	1.17
N/S1	14.6	170	160	0.56	-0.20	1.16
N/S2	14.4	150	148	0.38	-0.24	1.51
N/S3	12.8	130	130	0.40	-0.20	1.70
N/S4	26.2	130	130	0.44	-0.22	2.35
Diogave/S2	11.7	170	170	0.32	0.07	1.25
Diogave/S3	10.3	160	160	0.37	-0.12	1.17
Q2/S4	19.6	140	145	0.38	0.281	0.946
FBo1/S3	14.5	140	145	0.47	0.047	1.517
FBo1/S9	18	85	88	0.248	-0.14	1.586
Sipo2/S1	36.2	90	90	0.39	-0.09	1.09
Sipo2/S6	28.3	130	140	0.3	0.64	1.04
Sipo2/S10	17.3	135	135	0.36	0.45	1.18

Tabl.13 : Indices granulométriques des sables des vasières du nord et du sud

La fraction quartzeuse a un mode compris entre 70 et 200  $\mu\text{m}$ . Il est à peine plus élevé dans les vasières du nord (70 à 200  $\mu\text{m}$ ) que dans les vasières du sud (70 à 170  $\mu\text{m}$ ). Les fréquences des valeurs modales, réparties dans 4 intervalles de classes (tabl.14), ont été calculées à partir des données du tableau 13. Les résultats montrent, à l'instar des échantillons de cordons, que les populations granulométriques sont inégalement distribuées entre le nord et le sud.

Mode granulométrique - en $\mu\text{m}$	Vasières du nord	Vasières du sud
= 200	61 %	3 %
> 160	11 %	33 %
> 125	0 %	20 %
> 100	28 %	44 %
= 70		

Tabl.14 : Pourcentage des modes granulométriques dans les vasières du nord et du sud

Alors que dans les vasières du sud, on remarque une répartition assez homogène des valeurs modales comprises pour la plupart entre 160 et 70  $\mu\text{m}$ , dans les vasières du nord, deux valeurs modales prédominent : d'une part les valeurs supérieures à 160  $\mu\text{m}$  et, d'autre part, les valeurs comprises entre 100 et 70  $\mu\text{m}$ . La majorité des sédiments du nord a un mode granulométrique plus grossier que les sédiments du sud. Dans la zone septentrionale, les sables fins (valeurs modales comprises entre 70 et 100  $\mu\text{m}$ ), qui caractérisent le mieux l'environnement des vasières, sont en quantité faible par rapport aux vasières méridionales.

Le triage est généralement bon dans les vasières du nord ; les sédiments sont bien classés quel que soit le mode. Dans les vasières du sud, quelques échantillons, provenant le plus souvent des vasières fossiles, sont mal classés.

A l'inverse de ce qui a été observé dans les cordons, la répartition de fréquence de l'indice d'asymétrie des distributions granulométriques, en fonction de classes déterminées par Folk et Ward (1957), montre nettement une asymétrie vers les fins dans les sables des vasières du nord, tandis que les sables des vasières du sud ont, en majorité, une asymétrie vers les grossiers (fig.46).

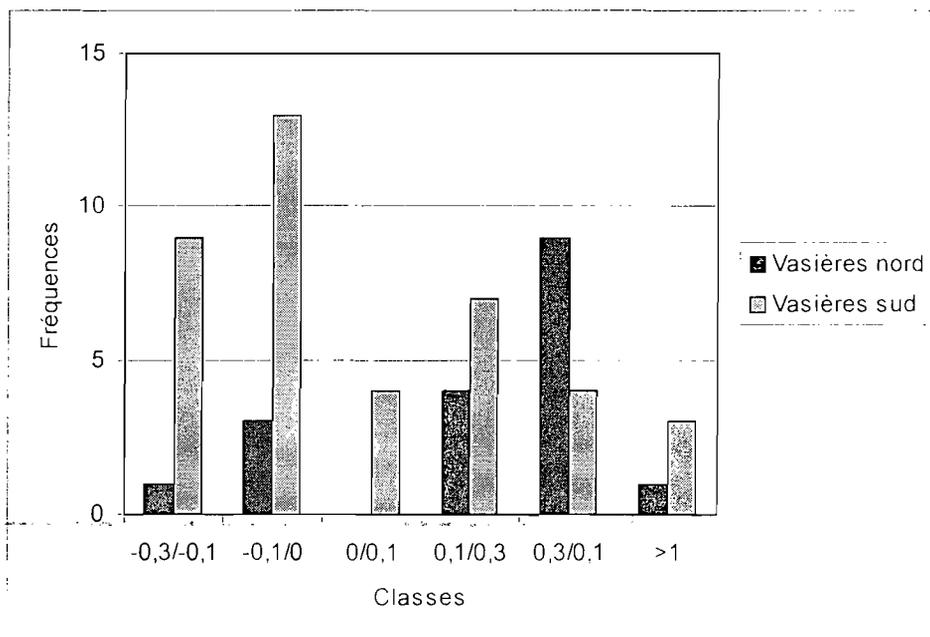


Fig.46 : Fréquence numérique de l'indice d'asymétrie dans les sables de vasière

Les pélites sont en proportion plus élevée (45%) dans les vasières du sud que dans les vasières du nord (36%), malgré des pourcentages inférieurs à 15% dans 2 sondages du sud (N et Diogaye).

Les modes granulométriques décrits précédemment correspondent aux modes des quartz dans les sables mais les sédiments de vasière, dans leur ensemble, présentent fréquemment des courbes granulométriques bimodales dont les modes granulométriques correspondent respectivement à celui du quartz et à celui du gypse prismatique ou saccharoïde (tabl.15).

Echantillons	Mode quartz en $\mu\text{m}$	Mode 2 gypse en $\mu\text{m}$
Foun2/S6	90	
Diogane 24/S2	160	550
Diogane 24/S3	170	800
Diogane 24/S4	180	650
Diogane 24/S5	170	750
Diogane 24/S6	180	700
Fand 1/S3	70	1300
Fand 1/S7	80	1300
Fand 1/S9	190	800
C/S11	90	700
D/S7	125	700
D/S8	125	1000
H/S5	90	470
M/S14	80	1200
N/S1	160	1100
N/S2	150	1900
Q2/S4	145	1000
FBo1/S3	145	1200
FBo1/S9	90	1000
Sipo2/S1	90	1400
Sipo2/S6	140	1100
Sipo2/S10	135	1000

Tabl.15 : Modes du quartz et du gypse dans les sédiments de vase

Le gypse en cristaux fins, fibreux, observé à la loupe binoculaire dans les sédiments de vase n'est pas mis en valeur car son mode granulométrique ne se différencie pas de celui du quartz. Il ne présente donc pas de caractéristique particulière par rapport au quartz, malgré la différence de densité (quartz : 2,65 - gypse : 2,35). Ceci tend à prouver que le gypse se forme sur place. Il est authigène dans un sédiment globalement détritique.

Le gypse en cristaux plus grossiers, généralement du gypse prismatique ou saccharoïde, semble mieux se développer dans un sable fin (mode compris entre 70 et 90  $\mu\text{m}$ ) mais la tendance est discrète et la dispersion forte (fig.47). Par ailleurs, son mode granulométrique est plus élevé dans les vasières du sud.

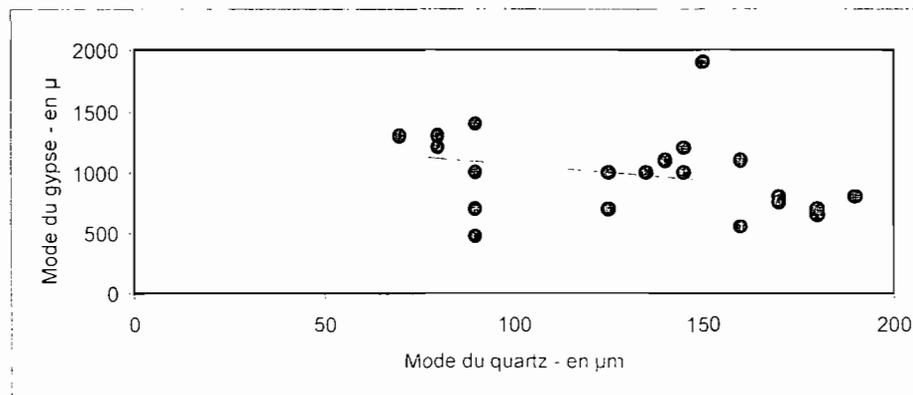


Fig.47 : Mode granulométrique du gypse grossier en fonction du mode granulométrique du quartz

### c) Exoscopie

Les observations au MEB portent sur la fraction sableuse de seize échantillons et sont synthétisées dans le tableau 16.

VASIERES DU NORD								
Echantillon	Cote en m	% RM, EL, NU	Composante éolienne	Composante estuarienne	Reprise marine	Stries de friction	Dépôt	Cassure
Found2S1	-0,10	35 - 40 - 25	très nette	rare	forte		oui	
Nd2S1	-0,50	25 - 50 - 25	très nette <i>dreikanter</i>	un peu	forte	oui	oui	oui
Nd2S8	-3,50	25 - 70 - 5	nette	rare	forte	oui	oui	oui
NiodiorR9S2	-0,30	30 - 60 - 10	nette	rare	forte		non	
Diogane24S2	-0,85	40 - 55 - 5	très nette	rare	forte		rare	oui
Diogane24S7	-1,40	25 - 60 - 15	très nette	non	forte		rare	
Fand1S3	-0,25	30 - 55 - 25	nette <i>dreikanter</i>	un peu	forte		oui	oui
Fand1S9	-1,00	25 - 55 - 20	nette	peu	forte		oui	oui

(RM = ronds mats, EL = émoussés luisants, NU = non usés)

VASIERES DU SUD								
Echantillon	Cote en m	% RM, EL, NU	Composante éolienne	Composante estuarienne	Reprise marine	Stries de friction	Dépôt	Cassure
BS5	-0,40	0 - 50 - 50	rare	moyenne	forte			oui
MS2	-1,50	Uniquement du gypse						
MS14	-4,50	5 - 35 - 60	rare	nette	forte	oui	un peu	oui
NS1	-0,90	5 - 45 - 50	rare	nette	forte		rare	oui
NS6	-2,10	10 - 45 - 45	un peu	nette	forte	oui	oui	rare
FBo1S3	0,00	20 - 40 - 40	moyenne	moyenne	forte		rare	oui
FBo1S9	-1,00	5 - 45 - 50	très rare	nette	forte		non	oui
Sipo2S10	-1,50	20 - 40 - 40	un peu	nette	forte	oui	oui	non

(RM = ronds mats, EL = émoussés luisants, NU = non usés)

Tabl.16 : Synthèse des observations au MEB des grains de quartz de vasière

Généralement, les grains de quartz des sédiments de vasière montrent une étroite parenté avec ceux des cordons mais les dépôts chimiques ainsi que les cassures y sont, cependant, beaucoup plus fréquents.

La composante éolienne est très marquée dans les échantillons des vasières du nord ; des *dreikanter*, au sens défini plus haut, ont été observés dans les échantillons Nd2/S1 et Fand1/S3. La composante fluviale est insignifiante au nord mais elle prend de l'importance au sud.

La reprise marine est toujours forte avec des gradients de polissage, des figures de dissolution, des marques de chocs en V et parfois des stries de friction. Les cassures sont généralement nombreuses dans tous les échantillons.

Les dépôts sont plus importants sur les grains de vasière que sur ceux des cordons. Les vasières du nord, avec des coulées, des fleurs et des écailles de silice, du gypse et de la jarosite montrent une pédogenèse plus avancée que les vasières du sud.

### d) Détermination des argiles

La répartition des silts et des argiles dans les pélites ainsi que celle des minéraux argileux sont données dans le tableau 17 :

	Pélites %	Silts %	Argiles %	Kaolinite %	Smectite %	Illite %
Echantillons du nord						
Nd2/S1	33,9	30	70	60	30	10
Nd2/S8	33,5	62	38			
Fand1/S3	59,8	90	10	50	40	10
Fand1/S9	24,7	83	17	50	30	20
Echantillons du sud						
M/S8	91,7	83	17	50	40	10
N/S1	14,6	22	78			
N/S2	14,4	45	55	Uniquement du gypse		
Q2/S4	19,6	50	50			
FBo1/S3	14,5	65	35			
Sipo2/S10	17,3	65	35	50	30	20

Tabl.17 : Répartition des silts et des argiles dans les pélites et des minéraux argileux dans les vasières

Les pourcentages en silt et en argile sont très variables, mais les argiles sont, en général, plus abondantes que les silts dans les vasières du sud.

Les minéraux argileux sont essentiellement représentés par deux pôles, la kaolinite et la smectite, qui constituent plus de 80 % de la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$ , tandis que l'illite représente de 10 à 20 %. Le pôle kaolinique représente à lui seul plus de 50 %.

#### e) La microfaune dans les vasières

Les échantillons prélevés proviennent de carottes atteignant au maximum 5,20 m sous le zéro hydrographique.

Sur l'ensemble des vasières, les espèces rencontrées appartiennent à l'ordre des *Rotaliina* qui exprime une ouverture importante aux influences marines (Ausseil-Badie, 1983, 1984), et beaucoup plus rarement des espèces de l'ordre des *Milioliina*. L'ordre des *Textulariina*, ordre bien représentatif des milieux de mangroves confinés et abrités de l'influence de la mer (Debenay *et al.*, 1987 ; Ausseil-Badie *et al.*, 1991), est absent des prélèvements.

La faune observée dans le Saloum paraît remarquable par sa pauvreté. Les *Rotaliina* sont représentés par *Ammonia parkinsonia*, *Ammonia tepida*, *Ammonia beccarii*, *Elphidium* sp, plus rarement par *Nonion* sp, *Bolivina* sp et, extrêmement rarement, par *Cibicides* sp et *Lagena* sp. Les rares *Miliolina* présents sont *Quinqueloculina* sp. Tous ces tests sont généralement petits, souvent usés, en particulier les tests d'*Elphidium* sp.

Des ostracodes sont quelquefois associés aux foraminifères mais ils sont le plus souvent absents. Des diatomées, soit libres, soit fixées sur des débris organiques, sont visibles dans certains échantillons. La microfaune est toujours associée à des débris coquilliers de mollusques. S'il n'y a pas de débris de mollusques, il n'y a jamais de foraminifères.

### 2.4- Les tannes

#### 2.4.1- Stratigraphie

Les tannes se caractérisent par une couche de sable argileux plus ou moins riche en pélites suivant la proximité du sondage par rapport aux vasières et aux cordons ; cette couche est généralement uniquement sableuse près des cordons, elle peut contenir 60 à 70 % de pélite près des vasières (fig. 48). Dans les sondages les plus septentrionaux (Fatick et Foundiougne), des niveaux jaunes très

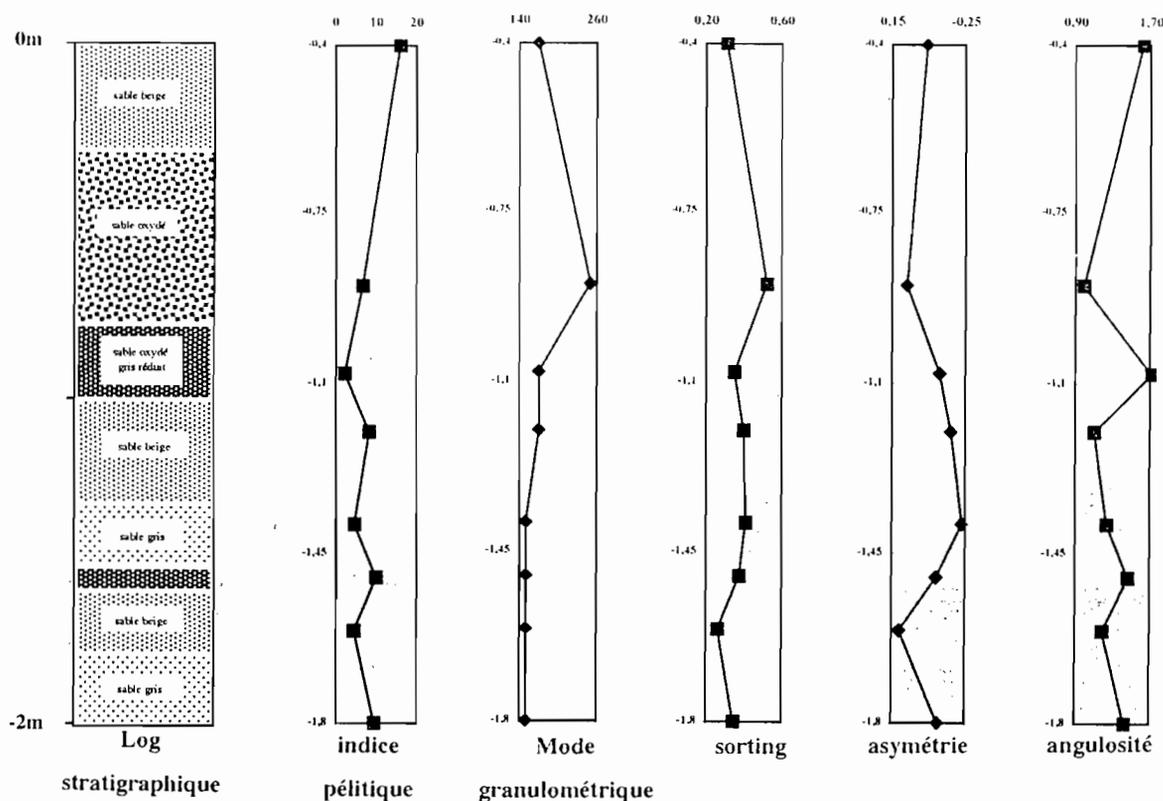


Fig.48 : Log et indices granulométriques d'un tanne proche d'un cordon (station Falia 16)

caractéristiques ont pu être observés : ils sont très riches en jarosite. Lorsqu'il n'y a pas de jarosite, cette couche fortement oxydée, de couleur orangée et d'une épaisseur de plusieurs dizaines de centimètres, contient parfois des racines fossilisées en racines ferrugineuses : les *iron-pipes*.

Sous cette couche, on atteint un niveau sableux ou sablo-argileux, gris, réduit, plus ou moins épais. A Gouk, son épaisseur est de 2,50 m et des niveaux coquilliers sont présents à différentes profondeurs ainsi que dans le tanne de Bamboung. Ces deux tannes sont situés en bordure du chenal du Diomboss.

#### 2.4.2- Caractères sédimentaires

##### a) Nature et texture

Les tannes contiennent des sédiments riches en quartz, auxquels sont associés du gypse, de la jarosite, des argiles. Dans les tannes les plus septentrionaux, on trouve de gros cristaux de halite. En profondeur, la jarosite et les oxydes ferriques disparaissent. Il y a peu de matière organique. On trouve parfois des débris coquilliers. Des huîtres prélevées dans le sondage de Diogane 25 ont été datées (tableau 18).

	Profondeur en cm par rapport à la surface	Fossiles	Date calibrée
Diogane 25 S1	- 10	Huîtres	580 ans +/- 60 B.P.
Diogane 25 S2	- 35	Huîtres	400 ans +/- 60 B.P.

Tabl.18 : Datations de coquilles de tanne

Ce sondage se situe près d'un amas coquillier et les coquilles datées proviennent vraisemblablement de cet amas ce qui expliquerait une date postérieure en surface par rapport aux coquilles prélevées au-dessous.

##### b) Granulométrie

Les sédiments des tannes, sableux près des cordons et sablo-argileux près des vasières, présentent des indices granulométriques assez homogènes (tabl.19).

TANNES DU NORD						
Echantillon	Périte (%)	Md $\mu\text{m}$	Mode $\mu\text{m}$	$\sigma_1$	$S_K$	$K_G$
Fat1/S3	19	100	100	0.31	-0.14	1.11
Fat2/S5	69	90	90	0.33	0.03	1.27
Fat2/S6	59	90	90	0.36	-0.10	1.82
Fat2/S12	34	120	130	0.39	0.06	0.87
Foun1/S1	63	90	90	0.44	-0.20	1.19
Foun1/S4	63	80	80	0.10	-0.68	5.02
Foun1/S6	78	80	80	0.74	-0.35	3.96
Dja1/S1	35	90	90	0.60	-0.29	1.21
Falia2/C1	46	150	150	0.79	0.10	0.99
Falia2/C1	19	110	110	0.92	-0.34	1.05
Falia3/S1	19	200	195	0.25	0.07	1.66
Falia3/S2	8	200	200	0.28	-0.09	1.86
Falia3/S3	17	190	190	0.25	-0.11	1.26
Falia3/C3	18	190	188	0.28	0.02	1.42
Falia3/S4	9	200	200	0.30	-0.08	1.38
Falia8/S1	7	190	190	0.38	-0.09	1.13
Falia8/S2	3	200	195	0.33	-0.03	1.26
Falia11/S1	11	210	210	0.56	-0.03	1.03
Falia11/S2	11	190	190	0.52	-0.04	1.21
Falia12/S1	2	160	160	0.46	-0.05	1.10
Falia12/S2	9	150	160	0.51	-0.17	1.05
Falia12/S3	10	160	170	0.50	-0.01	1.05
Falia16/S1	16	190	170	0.31	-0.04	1.62
Falia16/80-101	7	240	250	0.52	0.07	0.99
Falia16/101-117	2	170	170	0.35	-0.11	1.72
Falia16/117-130	8	160	170	0.40	-0.17	1.10
Falia16/130-148	5	150	150	0.41	-0.23	1.24
Falia16/148-153	10	150	150	0.38	-0.09	1.46
Falia16/153-170	4	150	150	0.26	0.11	1.19
Falia16/C2-C3	9	150	150	0.35	-0.10	1.43
Diogane19/S1	0	190	190	0.27	-0.03	1.24
Diogane19/S2	18	180	150	0.31	-0.05	1.46
Diogane19/S3	8	190	188	0.26	0.03	1.60
Diogane19/S4	1	180	180	0.26	0.03	1.52
Diogane20/S1	0	170	170	0.33	0.18	1.56
Diogane20/S2	14	170	178	0.30	0.08	1.08
Diogane20/S3	7	170	180	0.30	0.18	1.25
Diogane20/S4	2	180	180	0.28	0.11	1.47
Diogane20/S5	5	170	175	0.30	0.12	1.35
Diogane22/S1	6	170	170	0.44	0.01	1.27
Diogane22/S2	6	170	170	0.42	-0.01	1.28
Diogane22/S3	4	170	180	0.45	-0.07	1.06
Diogane23/S1	0	180	175	0.36	-0.08	1.67
Diogane25/S1	16	170	180	0.53	0.07	1.41
Diogane25/S2	30	160	160	0.46	0.17	1.81
Diogane25/S3	2	170	180	0.51	0.18	1.46
Diogane25/S4	46	140	150	0.51	0.15	0.97
Niodior5-6/S1	0	220	210	0.46	-0.13	1.05
Niodior5-6/S2	0	210	200	0.48	-0.10	0.97
Gouk2/S1	12	140	130	1.17	-0.30	3.10
Gouk2/S2	26	110	110	0.40	0.03	1.01
Gouk2/S3	15	150	130	1.81	-0.69	2.18
Gouk2/S4	22	120	120	0.57	-0.14	1.41
Gouk2/S5	20	110	130	0.45	-0.02	0.90
Gouk2/S5'	17	100	100	0.41	-0.08	0.83
Gouk2/S6	18	100	100	0.46	-0.13	1.42
Gouk2/S7	20	90	90	0.34	0.08	2.36
Gouk2/S8	20	90	100	0.35	-0.62	1.77
Gouk2/S9	19	90	90	0.31	-0.08	2.06
Gouk2/S10	27	80	80	0.66	-0.53	3.40
Gouk2/S11	30	90	100	2.00	-0.79	1.93
Gouk2/S12	47	160	110	2.06	-0.55	1.33
Gouk2/S13	46	250	240	1.82	-0.27	1.29

TANNES DU SUD						
Echantillon	Pélite (%)	Md $\mu\text{m}$	Mode $\mu\text{m}$	$\sigma_1$	$S_K$	$K_G$
Bamb/S1	24	150	138	0.48	0.16	1.97
Bamb/S2	20	140	136	0.79	-0.25	1.22
Bamb/S13	17	250	240	0.92	-0.11	1.13
BK2/S1	0	190	185	0.38	-0.08	1.22
BK6/S1	0	190	180	0.53	-0.27	1.79
BK6/S2	0	150	145	0.46	-0.02	1.21
FBO2/S0	6	120	120	0.49	-0.02	0.96
T/S2	0	180	180	0.31	0.08	1.21
T/S3	0	190	190	0.33	0.21	1.20

Tabl.19 : Indices granulométriques des échantillons des tannes du nord et du sud

Les courbes granulométriques sont toutes unimodales avec des valeurs modales qui varient entre 80 et 250  $\mu\text{m}$ . Les fréquences des valeurs modales, réparties dans quatre intervalles de classes (tabl.20), ont été calculées à partir des données du tableau 19. Contrairement aux modes granulométriques des sédiments de cordons et de vasières, ceux des tannes ne montrent pas de répartition spécifique des modes granulométriques entre le nord et le sud. En conséquence, les résultats des tannes du nord et des tannes du sud, peu nombreux étant donné la faible étendue de cette unité dans le sud, n'ont pas été dissociés.

Mode granulométrique – en $\mu\text{m}$	Tannes
>250	
----- >200 -----	7 %
----- >160 -----	43 %
----- >125 -----	25 %
----- >100 -----	7 %
----- =80 -----	18 %

Tabl.20 : Pourcentage des modes granulométriques dans les sédiments de tanne

La classe la mieux représentée est celle dont les limites sont comprises entre 200 et 160  $\mu\text{m}$ , comparable en cela à celle des vasières du nord qui atteint 61 % (tabl.14, p.72). Les classes 160-125 et 100-80 sont également assez bien représentées. Les tannes montrent une signature granulométrique spécifique par la relative abondance d'une population de sables centrée autour de modes compris dans l'intervalle 80-100  $\mu\text{m}$ . L'indice de triage montre que les sédiments sont toujours bien classés, exceptés lorsqu'ils contiennent des coquilles ou des débris coquilliers (Gouk, Bamboung). L'asymétrie, souvent négative, indique un enrichissement fréquent des sédiments en éléments grossiers. Lorsque le mode granulométrique est faible, le sédiment montre généralement une asymétrie vers les grossiers (fig.49).

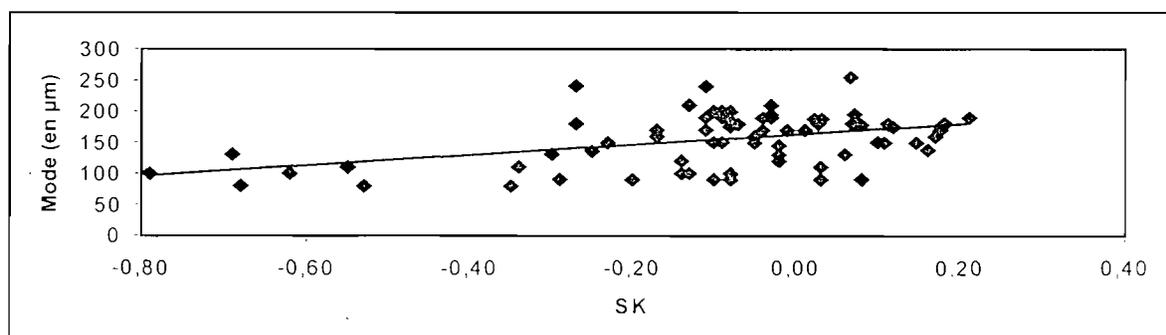


Fig.49 : Relation entre le skewness et le mode dans les sédiments de tanne

### c) Exoscopie

Les observations au MEB ont porté sur neuf échantillons de tanne. Elles sont synthétisées dans le tableau 21.

TANNES DU NORD								
Echantillon	Cote en m	%RM, EL, NU	Composante éolienne	Composante estuarienne	Reprise marine	Stries de friction	Dépôt	Cassure
Found1S2	0		moyenne	moyenne	forte		oui	oui
Falia16S1	-0,50/à surf	peu NU	nette	rare	forte		oui	oui
Falia16C2	-1,60/à surf	peu NU	nette	un peu	forte		oui	oui
Diogane19S1	-0,30/à surf	peu NU	nette	non	forte		oui	oui
Diogane19S4	-1,00/à surf		très nette	rare	forte		oui	oui
Diogane22S1	-0,20/à surf		nette	rare	forte		oui	oui
Gouk2S1	+0,60		très nette	rare	forte		oui	oui

TANNES DU SUD								
Echantillon	Cote en m	%RM, EL, NU	Composante éolienne	Composante estuarienne	Reprise marine	Stries de friction	Dépôt	Cassure
BambS1	-0,20		nette mais ancienne	non	forte	oui	oui	oui
Bk2S1	-0,20		nette mais ancienne	rare	forte		oui	oui

Tabl.21 : Synthèse des observations au MEB des grains de quartz des sédiments de tanne

La composante éolienne est largement dominante sur l'ensemble des tannes. Les grains de quartz des tannes du nord et du sud montrent une influence éolienne bien marquée, même si, dans les tannes du sud, cette influence paraît plus ancienne. La composante fluviale est assez peu perceptible.

La reprise marine est forte, mais l'immobilisation est également bien marquée puisque les dépôts de silice sont fréquents sur l'ensemble des grains. Des cassures sont souvent observées.

### d) Détermination des argiles

Seules les argiles des sédiments de tanne du nord ont été analysées, les tannes du sud étant, comme on l'a vu, peu étendus. Une grande constance minérale apparaît (tabl.22). Les minéraux argileux sont essentiellement représentés par deux pôles, la kaolinite et la smectite, qui constituent plus de 80 % de la fraction inférieure à 2 µm, tandis que l'illite représente de 5 à 15 %. Le pôle kaolinique représente à lui seul plus de 60 %.

Echantillon	Pélite %	Silt %	Argile %	Kaolinite	Smectite	Illite
Falia2/C1	19	50	50			
Falia3/S1	19	50	50	70	25	5
Falia3/S2	8	70	30	75	20	5
Falia3/S3	17	50	50	70	20	10
Falia3/C3	18	90	10			
Falia3/S4	9	50	50	70	20	10
Falia11/S1	11	35	65	75	20	5
Falia11/S2	11	25	75	80	15	5
Falia12/S2	9	55	45	80	15	10
Falia12/S3	10	15	85			
Falia16/S1	16	40	60			
Diogane19/S2	18	65	35	65	20	15
Diogane19/S3	8	60	40	70	20	10
Diogane20/S2	14			65	25	10
Diogane20/S4	7			70	25	5
Diogane20/S5	2			65	25	10
Gouk2/S1	12	68	32			
Gouk2/S13	46	72	28			

Tabl. 22 : Pourcentage des silts et des argiles dans les pélites et des minéraux argileux dans les argiles

## 2.5- Le littoral

Sur le littoral, le mode granulométrique des sédiments est généralement inférieur à 300  $\mu\text{m}$  ; 67 % des échantillons ont une valeur modale comprise entre 200 et 300  $\mu\text{m}$ . Les modes plus élevés, ne représentent que 25 % des échantillons. Ces valeurs sont liées aux débris coquilliers de la zone infralittorale à pré-littorale : si la teneur en carbonates est supérieure à 20 % alors la valeur modale est forte. Les sédiments carbonatés sont essentiellement constitués de débris de coquilles de mollusques ; les coquilles sont rarement entières. Généralement les teneurs en carbonates sont inférieures à 15 %, de la haute plage jusqu'à l'estran sur l'ensemble des secteurs étudiés. Elles peuvent être comprises entre 25 et plus de 50 % au-delà du jet de rive et dans les zones profondes atteignant jusqu'à 13 m aux abords de l'extrémité sud de la pointe de Sangomar. Barusseau (1984) avait déjà noté, sur la Petite Côte, des teneurs élevées en carbonates dans la zone pré-littorale sur des fonds de 7 à 10 m, aux alentours de bancs rocheux.

Les sédiments sont généralement moyennement bien à très bien classés de Joal à Sangomar. C'est à l'extrémité sud de la pointe qu'ils sont les mieux classés. Cependant environ 25 % des sédiments sont moyennement à mal classés. Ces sédiments proviennent de la zone infralittorale ou pré-littorale et contiennent une fraction carbonatée importante.

Le diagramme de corrélation entre le mode et l'indice de triage  $\sigma_1$  (fig.50) montre bien que plus un sédiment est grossier et plus il est mal classé. Un enrichissement en éléments grossiers, mis en évidence par l'indice d'asymétrie, est perceptible pour 72 % des échantillons tandis que 25 % sont enrichis en éléments fins. Ces sédiments enrichis en éléments fins correspondent à des sables bien triés (fig.51), tous localisés sur l'estran ou la haute plage.

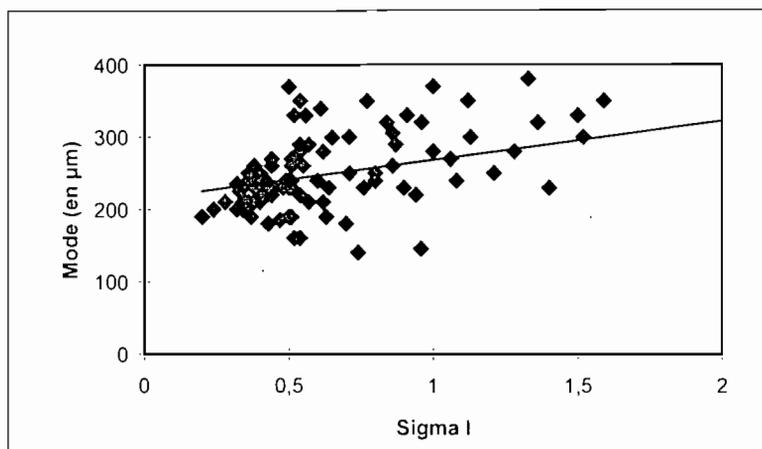


Fig.50 : Relation entre l'indice de classement et le mode granulométrique sur le littoral

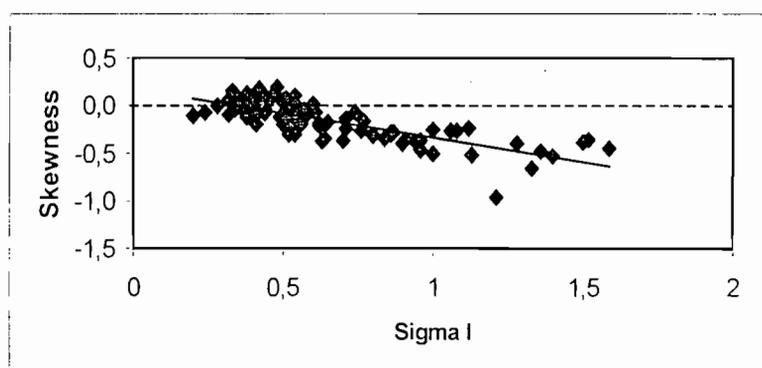


Fig.51 : Relation entre l'indice de triage et l'indice de classement sur le littoral

Les sédiments sont en majorité mésokurtiques. Environ 10 % seulement des sédiments sont bimodaux ; ils contiennent tous alors une quantité importante de débris coquilliers grossiers.

Grâce à l'analyse modale, quatre types ont été individualisés qui correspondent approximativement au type III défini par Barusseau (1984). Pour cette étude géographiquement restreinte, il était nécessaire, dans le souci d'une meilleure compréhension de la zone, de tendre vers une plus grande précision quant au choix des types sédimentaires significatifs qui ont été classés ainsi :

- type III<sub>A</sub> de 200 à 145 µm : sables très fins,
- type III<sub>B</sub> de 200 à 250 µm : sables fins,
- type III<sub>C</sub> de 250 à 300 µm : sables moyens,
- type III<sub>D</sub> > 300 µm : sables grossiers.

Au nord du secteur étudié, à Joal et à Palmarin, le type III<sub>B</sub>, qui correspond à des sables fins, s'étend sur l'ensemble de la plage avec quelques rares apparitions du type III<sub>C</sub> à Palmarin et du type III<sub>A</sub> à Joal.

A Joal, les sédiments sont fins (210 – 240 µm) mais s'affinent encore davantage (160 – 190 µm) immédiatement en avant du tapis d'algues qu'on observe parfois : celles-ci par leur présence influencent le tri granulométrique pendant le processus de la sédimentation.

A Palmarin, le sable est moyen à fin sur l'ensemble des profils avec des modes assez uniformes, compris entre 210 et 270  $\mu\text{m}$ , de la haute plage jusqu'au bas de l'estran, et devient plus grossier ou bimodal dans la zone du jet de rive et au-delà.

A Djiffère, on trouve tous les types sédimentaires avec des modes qui varient de 145 à 350  $\mu\text{m}$ . Sur l'estran, il s'agit des sables fins. Le type III<sub>D</sub> (300 – 380  $\mu\text{m}$ ) se rencontre au sommet du bourrelet dunaire, en arrière de celui-ci vers la lagune (fig. 32) ainsi qu'au bas de l'estran dans la zone de jet de rive et ceci quelle que soit la saison. Les sables grossiers, déposés dans un premier temps au bas de l'estran, sont repris et redéposés sur le haut de la dune et vers la lagune à la faveur des fortes houles, mais vraisemblablement aussi lors des marées de vives eaux. Ces modifications dans la répartition des types sédimentaires par rapport aux profils de Joal et de Palmarin montrent bien une agitation hydrodynamique particulière où la houle joue un rôle majeur.

A l'extrémité de l'île de Sangomar, la dune est constituée de sables très fins de type III<sub>A</sub>, les sédiments des plages sont formés de sable de type III<sub>B</sub> dans des proportions toujours supérieures à 45 %, tandis que les groupe III<sub>C</sub> et III<sub>D</sub> apparaissent à l'amorce du chenal à marée, dans la zone littorale, dès que les fonds atteignent 4 m (fig.52) traduisant une hydrodynamique propre aux chenaux. A l'approche d'un banc sableux à environ 1 km de l'extrémité de l'île, les sables redeviennent fins à moyens.

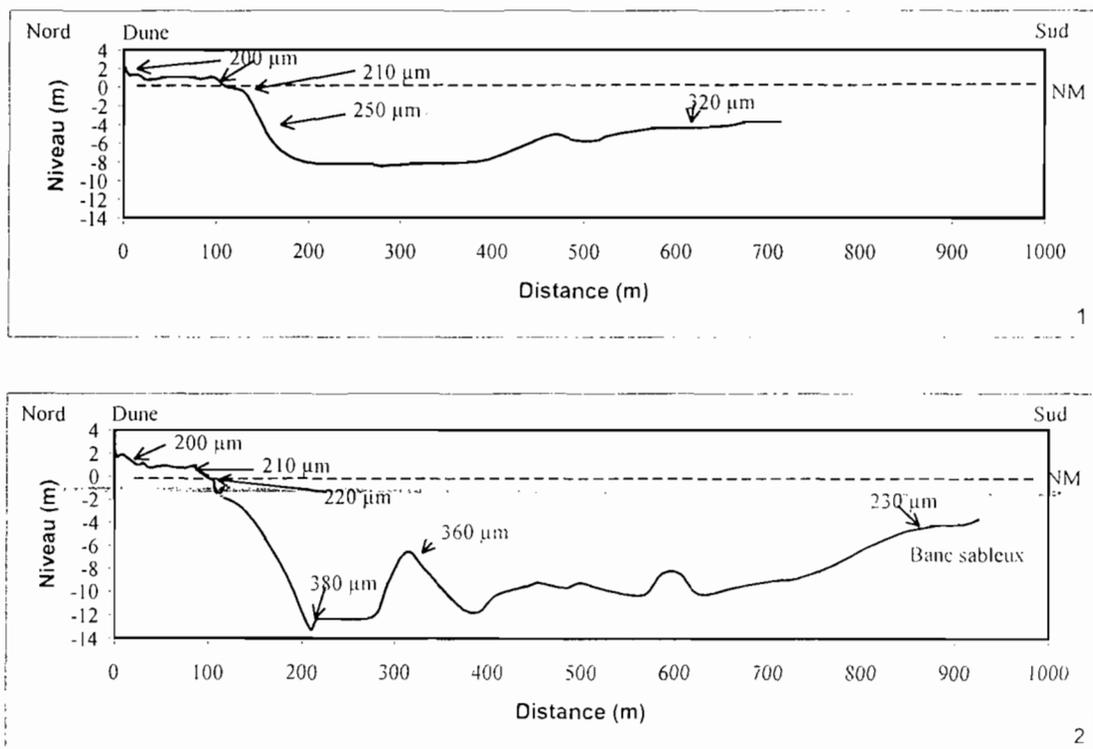


Fig. 52 : Répartition des modes granulométriques à l'extrémité de la Pointe de Sangomar  
1- profil topobathymétrique B - 2- profil topobathymétrique C

Tous ces sables sont récents et triés au cours de leur transport. Il s'agit d'une sédimentation marine actuelle. Sur l'ensemble de la zone étudiée, le témoin de la ligne de rivage actuelle correspond au type III<sub>B</sub> (200 - 250  $\mu\text{m}$ ).

### 3- Synthèse des dispositions stratigraphiques et des caractères sédimentaires des unités

#### 3.1- Stratigraphie

Les unités sont étroitement dépendantes les unes des autres et ne se différencient qu'en fonction du milieu. Les mieux représentées sont les cordons et les vasières. Les vasières longent les cordons, séparées parfois de ceux-ci par des tannes, mais on les retrouve également sous les cordons et, le long des flèches, sur les plages en érosion. Les cordons, quant à eux, se mettent en place sur des vasières plus anciennes, mais des vasières récentes se forment également en arrière des cordons à l'abri de l'agitation marine.

Les tannes représentent une unité sédimentaire qui n'existe que dans la mesure où il y a, d'une part, des vasières et, d'autre part, des cordons. Les tannes sont issus d'une dégradation à la fois des cordons et des vasières. Ils sont une zone de transition superficielle entre ces deux unités. Lorsque les cordons sont bien développés et les vasières à mangrove vivaces, il n'y a pas de tanne.

#### 3.2- Caractères sédimentaires

##### 3.2.1- Nature des sédiments

Alors que les sédiments de cordons sont constitués presque essentiellement de quartz, les sédiments de vasières sont plus variés : ils contiennent des argiles en proportion pouvant atteindre 78 %, de la matière organique et des coquilles ou débris coquilliers. Les vasières se caractérisent également par une minéralisation in situ ou potentielle de gypse, de pyrite, de jarosite due à une pédogenèse évoluée. Les tannes contiennent des sédiments émanant des cordons et des vasières. Des minéraux authigènes tels que pyrite, jarosite et gypse s'y forment également. Les tannes sont aussi le site privilégié de processus d'oxydation qui entraînent la minéralisation des racines de palétuviers morts transformées en *iron-pipes*.

##### 3.2.2- Granulométrie

La plupart des sédiments des cordons, des tannes et des vasières présentent des courbes granulométriques unimodales ; seuls les sédiments de vasière, dont les sédiments sont hétérogènes, ont des courbes granulométriques bimodales ou trimodales. En effet, les sédiments de vasière sont constitués de populations de sédiments détritiques (le quartz) et de sédiments authigènes (le gypse et, dans une moindre mesure, la jarosite).

Les sédiments sont fins à moyennement fins dans ces unités. L'ensemble des modes granulométriques est situé entre 70 et 250  $\mu\text{m}$  (tabl. 23), les sédiments des vasières étant les plus fins (70 à 200  $\mu\text{m}$ ).

Mode granulométrique-en $\mu\text{m}$	Nord		Sud		Nord et sud
	Cordons	Vasières	Cordons	Vasières	Tannes
250	25		6		7
200	66	61	44	3	43
160	9	11	45	33	25
125	0	0	5	20	7
100		28		44	18
70					

Tabl. 23 : Pourcentage des modes granulométriques des sédiments de cordon, vasière et tanne, au nord et au sud

Les cordons et les vasières du nord ont des sédiments généralement moins fins que ceux du sud ; les tannes du sud étant très réduits, le faible échantillonnage ne permet pas de mettre en évidence une telle différence. Sur les rives des chenaux, les sables fins sont toujours dominants, tandis que dans le chenal sensu-stricto, les sables grossiers sont généralement prépondérants. Sur les bordures de bolons, le pourcentage de pélite ne dépasse pas 40 % du sédiment total. Même si le sédiment est généralement fin, il est exceptionnellement pélitique aussi bien le long des bolons que dans les vasières, ce qui constitue une particularité du delta Saloum – Gambie.

L'indice de triage des sédiments est généralement bon, excepté lorsqu'ils contiennent des débris coquilliers et du gypse dans certains tannes et certaines vasières.

Alors que les sédiments des cordons du nord montrent une asymétrie vers les grossiers, les sédiments des cordons du sud ont une asymétrie vers les fins. Dans les vasières, l'indice d'asymétrie a un comportement inverse : les sédiments des vasières du nord sont nettement asymétriques vers les fins, tandis que ceux du sud ont une asymétrie vers les grossiers. Ceci provient du fait que les sédiments fins des vasières du sud sont plus riches en débris coquilliers et en gypse que les vasières du nord.

Les sédiments de type III<sub>A</sub> et III<sub>B</sub> caractérisent les plages du littoral. La présence de sédiments plus grossiers (mode > 300 µm) du type III<sub>D</sub> souligne localement des secteurs de plus haute énergie (talus de collision de bas d'estran, proximité de chenaux à marée). Dans le cas général, on doit noter que la texture du matériel des plages est comparable à celle des sables de cordon.

### 3.2.3 Exoscopie

Les grains de quartz montrent une empreinte éolienne forte plus particulièrement marquée sur les cordons et les vasières du nord. Tous les grains ont une histoire marine, parfois dans des milieux de haute énergie. Dans le sud du delta, les grains indiquent une origine fluviale proche, remaniée ensuite par un passage en eau marine. Dans un secteur donné, les grains de quartz ont une histoire assez semblable quelle que soit l'unité à laquelle ils appartiennent. Cependant, après le dépôt dans une unité déterminée, ils peuvent subir des transformations spécifiques. Ainsi, les grains de quartz des vasières présentent les marques d'une pédogénèse plus évoluée. En outre, la pédogénèse des quartz de vasière est plus accentuée au sud qu'au nord.

## 4- Conclusions

L'évolution morphologique du delta, décrite à partir d'observations, de mesures de terrain et de la comparaison de différentes séries de photos aériennes et d'images satellitaires, montre des points saillants :

- Les cordons, observés sur toute l'étendue du delta, sont de plus en plus dégradés du sud vers le nord. Leur altitude diminue d'environ 10 m au sud à 1 m à l'extrême nord. Leur forme allongée séparée par des sillons est bien visible au sud, tandis qu'au nord, ils sont démantelés et n'ont plus de morphologie particulière. Les vasières, parallèlement, sont également mieux conservées et plus développées au sud qu'au nord. Résultant de la dégradation des cordons et des vasières, l'étendue des tannes se réduit considérablement du nord vers le sud. Ainsi, les différentes unités du nord et du sud du delta ne sont pas au même stade de développement, les unités septentrionales étant plus dégradées.
- Les extrémités des cordons situés sur la bordure extérieure de la partie interne du delta (par opposition à la partie littorale), qui sont généralement bien visibles (Niodior, Bandiala), se terminent par des crochets dirigés vers le nord. Ces crochets récents donnent le sens de direction du transport sédimentaire. Leur analyse ne peut être dissociée de l'évolution actuelle du littoral et sera donc abordée ultérieurement dans l'interprétation de la dynamique sédimentaire actuelle. Les extrémités des barrières internes sont érodées mais elles montrent parfois (Falia, Dionwar) une orientation générale SW-NE.

L'analyse stratigraphique met en évidence les rapports entre les dépôts de cordons et de vasières. Ce sont des dépôts nettement différenciés, même si les tendances (affinement vers le sud, plus grande grossièreté vers le nord) sont les mêmes. Généralement, les cordons s'étendent sur des vasières mais ils en induisent aussi localement la formation à leur abri. Les tannes, quant à eux, ne semblent pas constituer une unité proprement dite mais seraient plutôt le résultat de la dégradation des cordons et des vasières. Au sud, l'état de conservation ou de fraîcheur des unités a permis d'effectuer des sondages plus profonds et, par conséquent, d'obtenir des résultats stratigraphiques plus complets.

D'un point de vue sédimentologique, les stocks sédimentaires sont assez homogènes dans chaque unité respective ; il y a peu de mélange de populations. Seule la présence de débris coquilliers ou la formation de particules authigènes modifie l'allure des courbes granulométriques. Les sédiments, dans les cordons, les vasières, les tannes et sur les plages du littoral sont des sables très fins à fins dont le mode est situé entre 70 et 250  $\mu\text{m}$ . Dans les vasières, les pélites sont rarement très abondantes, ce qui constitue une particularité du delta Saloum - Gambie. Cependant, les sédiments du sud, quelles que soient les unités, sont plus fins que les sédiments du nord. Il semble qu'il y ait une carence en sédiments fins au nord, en particulier dans les vasières où les sablons sont en faible quantité. Cette disparité entre les sédiments du nord et du sud se confirme par l'exoscopie : les sédiments du nord ont une composante éolienne bien marquée tandis que ceux du sud se caractérisent par une composante fluviale dominante et une pédogenèse plus évoluée des sédiments de vasière. L'étude des minéraux lourds révèle également deux tendances différentes entre le nord et le sud qui se traduit par un pourcentage pondéral plus élevé des minéraux lourds au sud et une paragenèse légèrement différente à logique méridienne.

Les datations au  $^{14}\text{C}$  indiquent des âges compris entre 3260 ans B.P. à l'est et 50 ans B.P. à l'ouest qui s'intègrent correctement dans la série des datations données par divers auteurs (Kalck, 1978 ; Diop, 1990 ; Ausseil-Badie *et al.*, 1991).

## CHAPITRE 4

### ANALYSE DYNAMIQUE ET EVOLUTION ACTUELLE

Le fonctionnement actuel du delta et de sa façade maritime fait l'objet d'un examen particulier au cours duquel l'évolution morphodynamique est mise en relation avec le régime météorin de la région à travers un essai d'évaluation du transit littoral et des volumes sédimentaires déplacés.

#### 1- Facteurs physiques intervenant sur la dynamique sédimentaire

La houle, en générant le courant de dérive littorale le long de la côte, est un facteur essentiel de la dynamique sédimentaire. Elle dépend elle-même des vents au large des côtes. Son action peut être renforcée par les courants de marée, lors des marées de vives eaux en particulier.

Les données de houle exploitées dans ce travail ne sont enregistrées et donc disponibles que depuis les années 50. On a sélectionné ici des périodes choisies, de 1958 à 1974, dans le cadre de l'étude de la pointe de Sangomar, axée sur les ruptures de la flèche, de façon à englober, lorsque les années étaient disponibles, l'année précédant la rupture, l'année de la rupture (1960, 1970) et l'année suivante. De 1986 à 1996, les données de vent et de houle utilisées proviennent du laboratoire UTIS transmises par le centre de météorologie de Lannion.

##### 1.1- Le vent

Les vents agissent différemment sur la dynamique sédimentaire, suivant leur origine. Le vent continental du nord-est, l'harmattan, véhicule des poussières lithométéoriques venant du désert d'Afrique du Nord, et sur place, dégrade la végétation, assèche les sols, les met à nu et transporte les grains de sable devenus mobiles.

Les vents marins du nord et du sud génèrent une houle qui arrive sur la côte sénégalaise et crée une dérive littorale alternante, courant majeur dans le transport des sédiments sur le rivage. Ces alizés du nord et du sud, n'ont pas la même fréquence tout au long de l'année sur la côte du Sénégal, et en particulier sur la côte sud. Pendant la saison des pluies (juillet à septembre - octobre) et sur l'ensemble des années étudiées de 1986 à 1996 entre la latitude 14°7 N et 12°5 N, les vents du sud ont en moyenne une fréquence de 40 à 50 %, et les vents du nord une fréquence de 50 à 60 %. Il est intéressant de noter qu'au mois de juillet les vents du nord et les vents du sud se rencontrent à la hauteur du Saloum (fig.53).

Les vents de secteur nord et de secteur sud ont été comparés, pour l'année 1996, entre les données de toute la côte sénégalaise et celles de la côte sud du Sénégal. Malgré une année montrant un pourcentage de vents du sud globalement assez faible, on remarque que ces vents sont plus fréquents sur la côte sud que sur l'ensemble de la côte (tabl. 24).

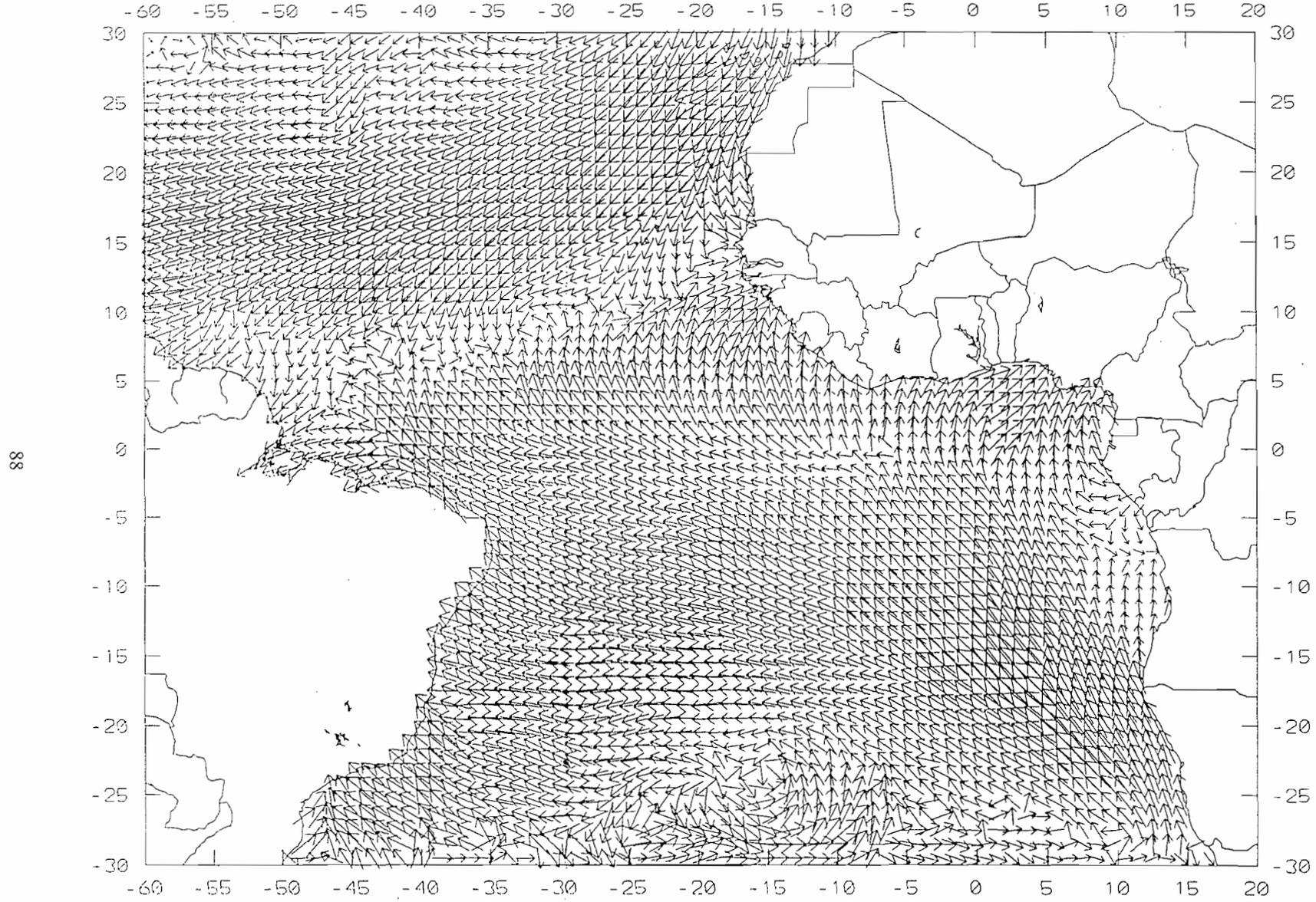


Fig.53 : Les vents au-dessus de l'Atlantique en juillet 1992 (Source : UTIS - ORSTOM/ISRA)

	Ensemble de la côte sénégalaise		Côte sud du Sénégal	
	Vent du nord en %	Vent du sud en %	Vent du nord en %	Vent du sud en %
Janvier	100	0	100	0
Février	100	0	100	0
Mars	99	1	99	1
Avril	98	2	98	2
Mai	99	1	100	0
Juin	86	14	84	16
Juillet	77	23	62	38
Août	62	38	50	50
Septembre	78	22	71	29
Octobre	79	21	68	32
Novembre	95	5	97	3
Décembre	100	0	100	0

Tabl. 24 : Le pourcentage des vents du nord et du sud sur la côte sénégalaise et la côte sud du Sénégal (en 1996)

Sur la côte sud, pendant la saison sèche de novembre à mai, les vents viennent en très grande majorité du nord principalement du nord-ouest et rarement du nord-est (tabl.25). Pendant l'hivernage, les vents sont répartis dans tous les secteurs, mais ils sont nettement dominants dans les secteurs nord-ouest et sud-ouest.

Direction °10 <sup>-1</sup> (secteurs de 30°)	27-30	30-33	33-36	36-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24	24-27
Mois												
Janvier		12	28	40	20							
Février	4	12	61	20	3							
Mars		16	54	28	1						1	
Avril		3	19	57	19					1	1	
Mai	5	27	39	18	11							
Juin	12	16	37	22	3					4	2	4
Juillet	4	21	17	15	2	1	1		10	2	16	11
Août	10	10	15	10		5	2	2	10	7	15	14
Septembre	4	11	20	29	7		2	2	9	4	4	8
Octobre		10	13	23	19	3	6	3	3	7	3	10
Novembre		7	18	53	13	6			1	2		
Décembre		5	25	43	21	6						

Tabl.25 : Fréquence des vents en pourcentage sur la côte sud sénégalaise (longitude 18°N) au cours de l'année 1996 (en %)

La vitesse moyenne des vents a été calculée pour chaque mois au cours de l'année 1996 (tabl.26).

Mois	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
Force en km/h	26	24	26	22	24	22	17	17	17	17	19	26

Tabl.26 : Moyenne mensuelle de la force des vents sur la côte sud sénégalaise au cours de l'année 1996

Pendant l'hivernage, la force moyenne des vents diminue, elle est maximale pendant la saison sèche de décembre à janvier. Il n'existe pas de corrélation entre la force du vent et sa direction ; les vents du nord et ceux du sud ont une force moyenne mensuelle identique pendant les mois pluvieux.

## 1.2- La houle

Les alizés maritimes du nord et du sud, provenant de l'Atlantique nord et sud, créent des houles respectivement du nord-ouest et du sud-ouest. Les deux composantes principales nord et sud sont une des particularités de la côte sénégalaise. Elles se manifestent inégalement suivant les saisons, mais les houles du nord sont majoritaires tout le long de la côte sur l'ensemble de l'année. Pendant la saison sèche, seules les houles du nord sont actives ; pendant la saison des pluies, les houles du sud se manifestent également (fig.54).

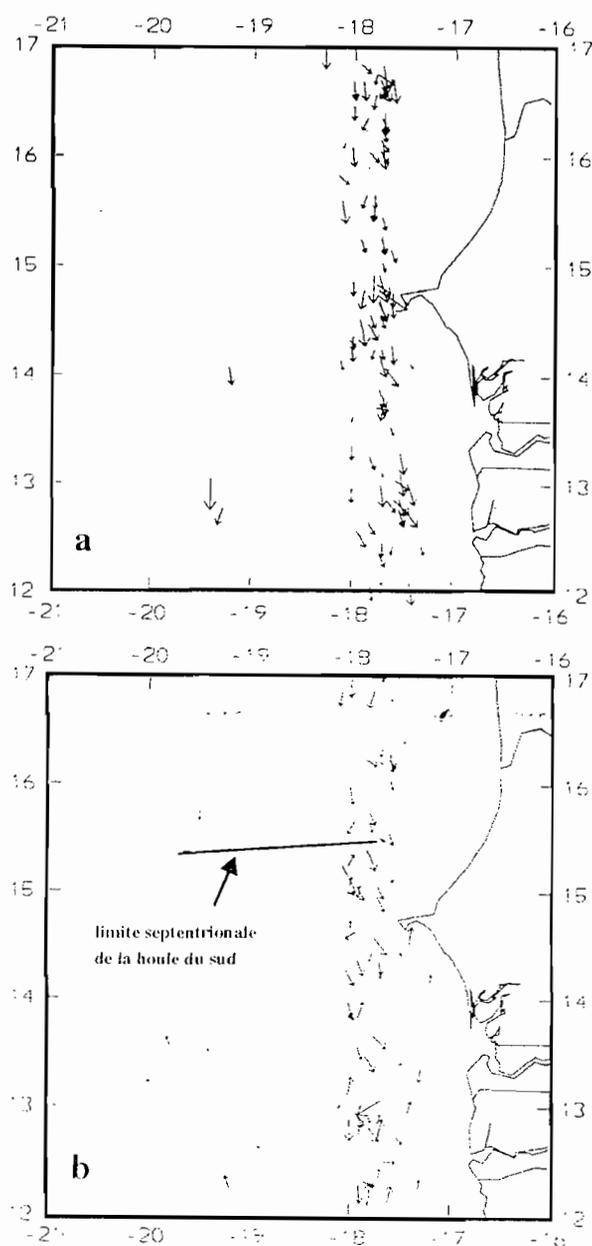


Fig. 54 : Direction et hauteur de la houle sur la côte sénégalaise  
a : en février 1987 - b : en août 1992

La limite septentrionale des houles du sud se trouve juste sous la latitude 16°N, mais les houles du sud, pendant l'hivernage, sont toujours plus fréquentes sur la côte sud que sur la côte nord du Sénégal (fig.55).

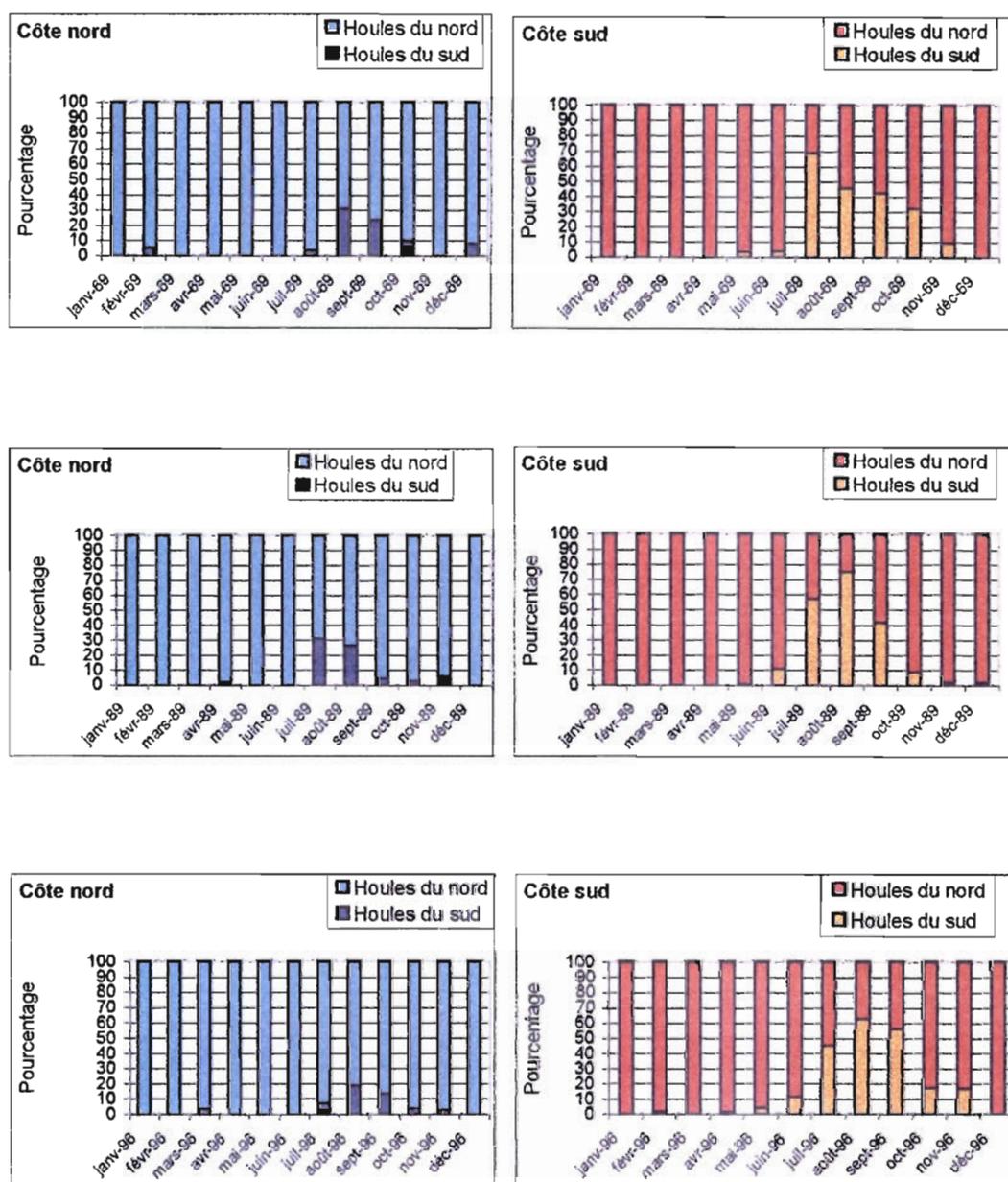


Fig.55 : Fréquence des houles du nord et du sud sur la côte nord et la côte sud du Sénégal

Sur la côte sud, les houles du sud apparaissent en mai ; elles sont aussi fréquentes que les houles du secteur nord en juillet, août, septembre, et diminuent ensuite pour totalement disparaître en décembre. Sur la côte nord, les houles du sud apparaissent en juillet ; elles restent toujours très faibles et disparaissent en décembre. Pendant l'hivernage, de 1986 à 1996, la fréquence moyenne des houles du nord sur la côte sud, telle qu'elle ressort des données étudiées, est de 55 %, elle est de 45 % pour les houles du sud ; pendant la saison sèche, elle est respectivement proche de 100 % et 0 %.

La moyenne de la fréquence des houles du sud, calculée d'après le cumul des résultats des mois de juillet, août et septembre, pour les années pluvieuses de 1959, 1960, 1961, 1969, est de 57 % : les houles du sud semblent plus fréquentes sur la côte sud pendant l'hivernage lorsque les pluies sont abondantes. Par contre, au cours d'années dites de sécheresse telles que 1971, 1972, 1973, la fréquence des houles du sud est faible : la moyenne est de 25 % (tabl.27).

Année	Pourcentage de houle du nord	Pourcentage de houle du sud
1959	45	55
1960	33	67
1961	45	55
1969	48	52
<b>Moyenne</b>	<b>43</b>	<b>57</b>
1971	71	29
1972	76	24
1973	78	22
<b>Moyenne</b>	<b>75</b>	<b>25</b>

Tabl.27 : Pourcentage cumulé des houles du nord et du sud des mois de juillet, août, septembre, sur la côte sud

La relation établie entre la fréquence des houles du sud et la pluviométrie à Touba Couta (sud Saloum), de 1982 à 1996, montre également de façon claire (fig.56) que les années pluvieuses correspondent à des années de fréquence de houle du sud élevée, tandis que lors des années sèches la houle du sud est peu fréquente.

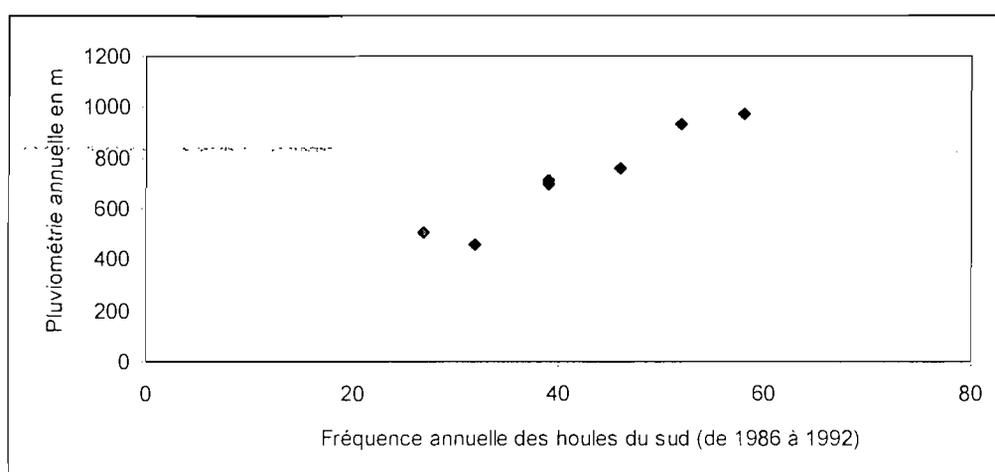


Fig.56 : Fréquence des houles du sud pendant l'hivernage en relation avec la pluviométrie annuelle à Touba Couta (sud Saloum)

D'après les données des bateaux sélectionnés (*Ocean Wave Statistics*), la valeur maximale de la période des houles est de 18 s en 1996, valeur tout à fait exceptionnelle au cours du mois de décembre 1996. De février à novembre 1996, 77 % des houles ont une période inférieure à 8 s (tabl.28). Les

houles de période supérieure à 8 s sont un peu plus nombreuses en décembre et en janvier. C'est au cours de ces deux mois qu'apparaissent régulièrement des périodes supérieures à 10 s.

Mois	Période < 8 s	Période > ou = 8 s
Janvier	55	45
Février	80	20
Mars	74	26
Avril	72	28
Mai	85	15
Juin	72	28
Juillet	81	19
Août	75	25
Septembre	86	14
Octobre	76	24
Novembre	74	26
Décembre	64	36

Tabl.28 : Pourcentage de période de houle <, > ou = à 8 s sur la côte sénégalaise

C'est également pendant les mois de janvier et de décembre que les houles hautes sont les plus fréquentes (tabl.29), suivant les classes de hauteurs de houle établie par Short et Hesp (1982) : houle basse < 1 m, houle modérée 1 - 2,5 m, houle haute > 2,5 m. Ces houles hautes peuvent atteindre jusqu'à 6 m ; ce sont alors des tempêtes de période toujours supérieure à 8 s que l'on observe au mois de décembre. Pendant l'hivernage, les houles hautes deviennent très rares au profit des houles modérées.

Mois \ Hauteur de houle (en m)	< 1	1 - 2,5	> 2,5
Janvier	9	72	19
Février	3	94	3
Mars	15	76	9
Avril	3	90	7
Mai	3	92	5
Juin	9	86	5
Juillet	8	89	3
Août	12	88	0
Septembre	3	93	4
Octobre	8	90	2
Novembre	13	78	8
Décembre	4	80	16

Tabl.29 : Fréquence mensuelle des hauteurs de houle au cours de l'année 1996, suivant Short et Hesp (1982)

### 1.3- La marée

Sur le littoral sénégalais le marnage moyen est de l'ordre de 1 m. Il évolue en fonction des vives eaux et des mortes eaux. A l'intérieur du delta, la marée pénètre dans les chenaux sur toute la longueur des bras, mais cette pénétration n'est pas identique sur l'ensemble du réseau hydrographique dans le temps et dans l'espace. En effet, suivant les différents points observés, la marée arrive avec un décalage de plusieurs minutes à plusieurs heures en fonction de la distance par rapport au littoral. Ce décalage n'est cependant pas une fonction linéaire, le réseau hydrographique étant lui-même complexe, anastomosé, constitué de bolons dont la bathymétrie est très variable. Ce décalage n'a pas été étudié aux cours de ces travaux, il a été constaté ponctuellement lors des observations de terrain.

L'amplitude de la marée a été mesurée aussi systématiquement que possible dans les différentes stations, suivant la méthodologie décrite dans le chapitre 2. Des essais avec des enquêteurs ont été réalisés : ils se sont révélés infructueux dans tous les cas et les résultats n'ont pas été pris en compte. Les valeurs de marnage obtenues ont été reportées sur la carte de la figure 57.



Cette carte montre une évolution générale du nord vers le sud de l'amplitude tidale moyenne. Au nord, dans le chenal du Saloum et ses distributaires, le marnage est d'environ 50 cm. Il est proche de 1m dans le Diomboss et ces distributaires, il atteint 2,50 m dans la partie aval du Bandiala. Un gradient sensible du marnage existe donc dans le delta. Il explique un étagement correspondant de la zonation végétale dont témoigne, du nord au sud, l'élévation de la limite inférieure des mangroves. L'origine de ce gradient et ses conséquences sur la morphodynamique du système seront discutées dans le chapitre d'interprétation.

## 2- Morphodynamique du littoral et des embouchures de chenaux

### 2.1- Le littoral

Le littoral, tel qu'il a été décrit précédemment, est constitué de la flèche sableuse appelée "Pointe de Sangomar", des îles aux Oiseaux et de l'île aux Bœufs. Il se modifie actuellement en permanence au rythme des marées, des tempêtes, des saisons et des variations climatiques.

#### 2.1.1- Evolution de la ligne de rivage au cours du siècle

La Pointe de Sangomar ne cesse d'évoluer depuis sa formation en s'allongeant régulièrement par accolements successifs de crochets et en se rompant parfois. Le calcul de l'allongement de la flèche a été effectué d'après les photos aériennes de 1954, 1969 et 1989 : de 1954 à 1969, l'allongement est de 100 m/an, il est de 75 m/an de 1969 à 1989 (fig.58).

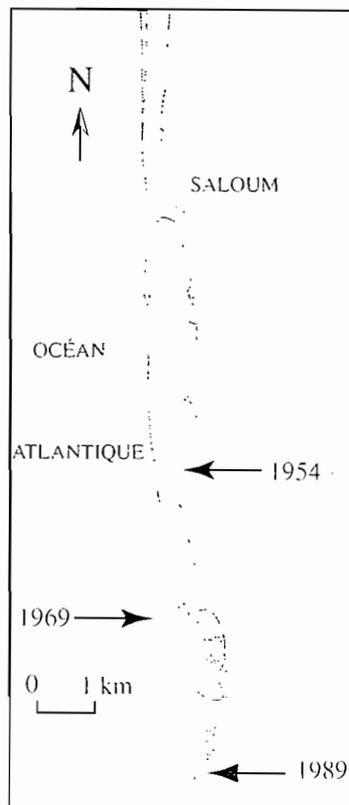


Fig.58 : Evolution de la ligne de rivage de la Pointe de Sangomar (d'après des photos aériennes de 1954, 1969, 1989)

Entre la pointe et sa racine, la flèche a toujours été marquée par un rétrécissement connu sous le nom de Lagoba. L'administrateur Noïrot écrit dans le Journal Officiel du Sénégal de 1892 que "Le Lagoba sur la Pointe de Sangomar est une vaste échancrure semblant une ancienne bouche du Saloum, qui en fut une assurément, et qui n'est séparée du large que par un seuil de sable de 50 à 80 mètres de large, long de 300 mètres et qui, comme un trait d'union, réunit la pointe Sangomar à la langue de Zakanor. Fréquemment, les piroguiers du Saloum se rendant à la mer, pour éviter la barre de Sangomar, roulent leurs pirogues sur ce seuil étroit. C'est sans doute ce qui fit croire à quelques marins passant au large que cette bouche fut ouverte vers 1860. Plusieurs habitants de Dionwar et, notamment, un centenaire mort récemment n'ont jamais vu cette passe ouverte. C'est une bouche fermée ; tous les gens de Dionwar qui habitent ce village depuis plusieurs générations ne l'ignorent pas, mais nul ne peut dire à quelle époque elle était ouverte."

Au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, il y eut plusieurs ruptures dans la zone de faiblesse : en 1909, 1928, 1960, 1970 et 1987 (Saos et Bâ, 1993). Toutes ces ruptures furent éphémères, les brèches colmatées dans les semaines qui ont suivi, à l'exception de l'ouverture du 27 février 1987. Ce jour là, une brèche s'est formée, en effet, à la suite d'une tempête sur l'Atlantique nord engendrant une houle de 2 à 4 m (Bâ *et al.*, 1995). Elle ne s'est pas refermée, divisant la flèche en une partie nord qui correspond à la flèche proprement dite, d'une longueur de 5 km, et que l'on appellera désormais la flèche de Djiffère, et une partie sud, l'île de Sangomar, qui est actuellement une île longue de 10 km.

Les ruptures n'ont pas empêché l'allongement continu de la pointe sud de l'île et, depuis 1987, l'île s'est encore étendue vers le sud. Ce phénomène se poursuit actuellement et, d'après les mesures sur le terrain, l'île s'est, ainsi, allongée de 25 m entre juin et décembre 1997 (fig.59).

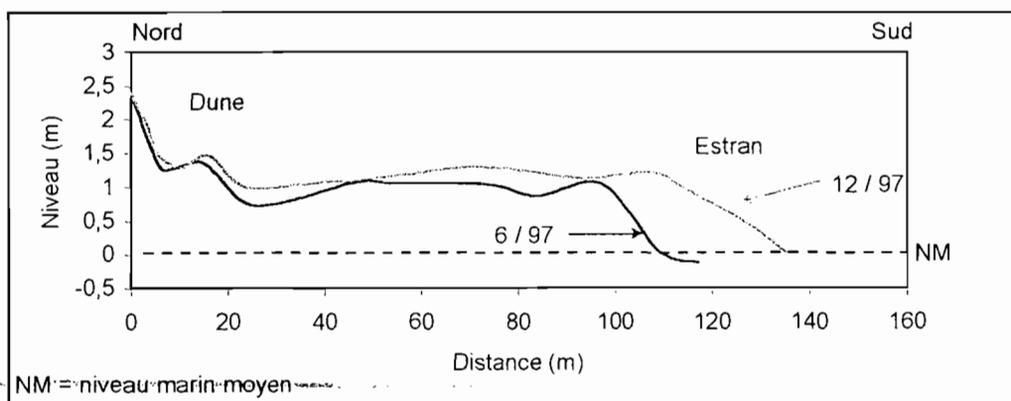


Fig.59 : Profil aérien de l'extrémité sud de la Pointe de Sangomar (juin et décembre 1997)

D'après les images satellitaires SPOT, l'île s'est allongée de 600 m vers le sud entre mars 1987 et novembre 1992, soit un taux annuel de 120 m, pendant que, dans le même temps, le nord de l'île était érodé de 600 m également (fig.60). Par conséquent, malgré l'allongement vers le sud, l'île présente toujours une longueur identique.

Depuis la rupture, au nord de la brèche, la flèche de Djiffère s'est érodée très rapidement vers le nord : en 1987, le recul de la ligne de rivage fut de 800 m. La brèche s'élargit d'environ 1 km la première année. Entre juillet et novembre 91, la flèche recule de 200 m (fig.61). Le tronc d'un majestueux baobab qui dominait la plage côté mer en juillet se retrouve, déraciné, de l'autre côté sur la rive du Saloum. En février 1992, c'est la façade maritime qui recule de 50 m. En décembre 92, on constate un recul de la pointe de Djiffère à nouveau de 200 m (Saos et Bâ, 1993 ; Saos *et al.*, 1993). Ainsi, si l'on observe l'ensemble des lignes de rivage reconstituées de juillet 91 à décembre 97, nous notons un recul de la façade maritime chaque année entre décembre et février et un recul de la pointe pendant l'hivernage.

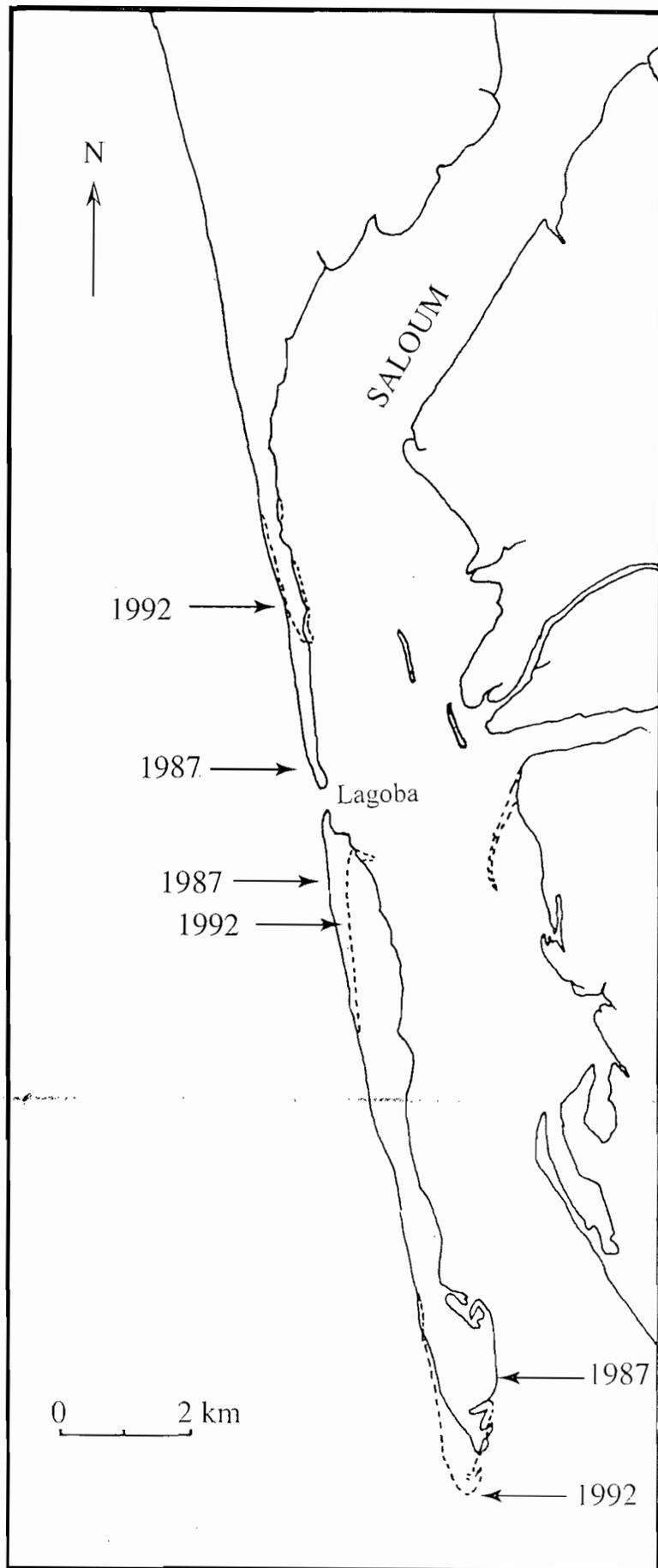


Fig.60 : Evolution de la ligne de rivage de la Pointe de Sangomar de 1987 à 1992 (d'après les images satellitaires SPOT)

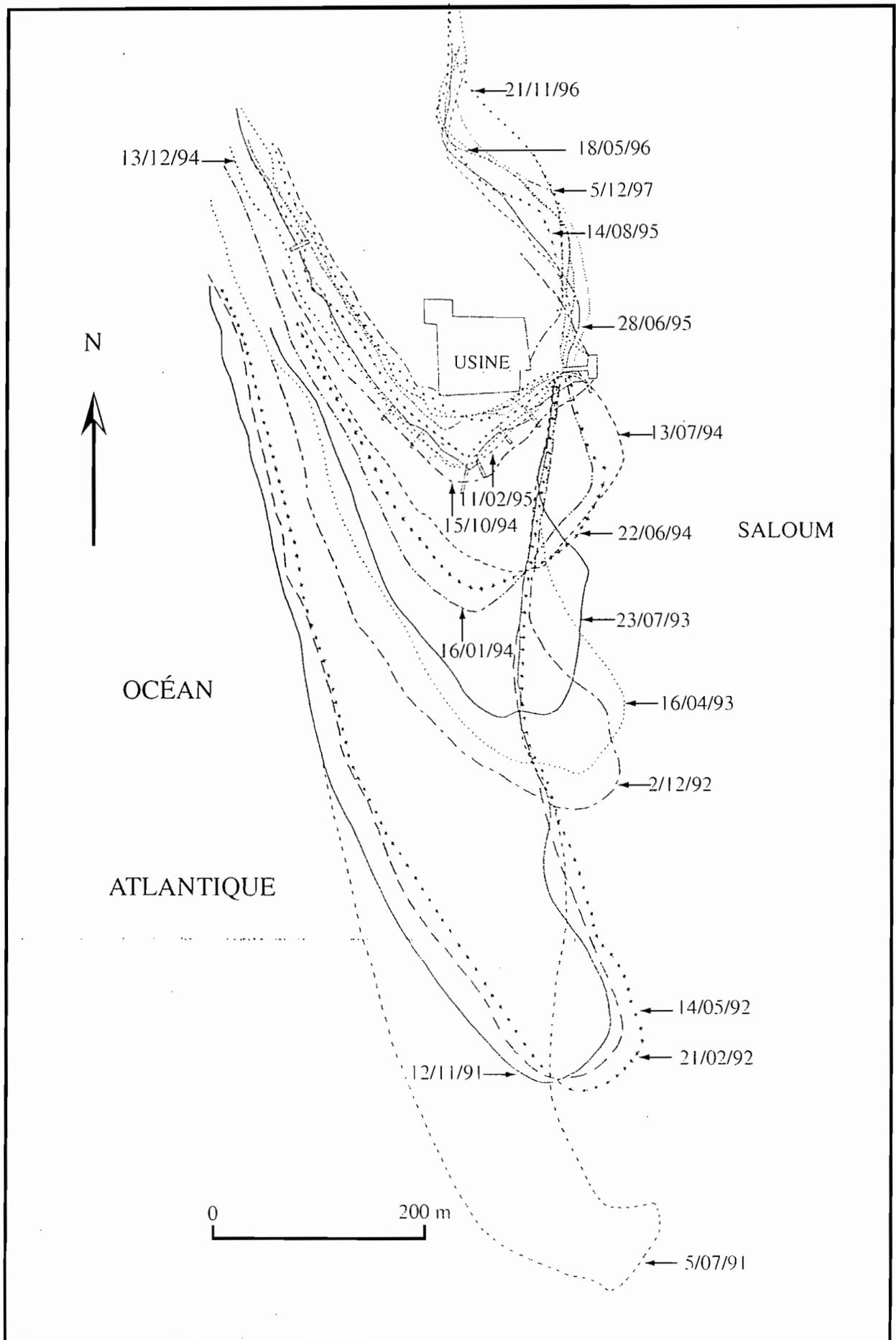


Fig.61 : Evolution de la ligne de rivage à Djiffère, au nord de la brèche de juillet 1991 à décembre 1997

Le processus d'érosion au nord de la pointe de Djiffère s'est ralenti peu à peu. En 1995, le recul de la ligne de rivage au nord de la brèche était de 150 m sur l'ensemble de l'année. En 1996 et 1997, il était de 100 m / an. Actuellement, la largeur de la brèche est de 3,6 km.

A l'endroit exact où la brèche s'est formée, un chenal de 10 m de profondeur est déjà creusé en octobre 1987 (fig.62).

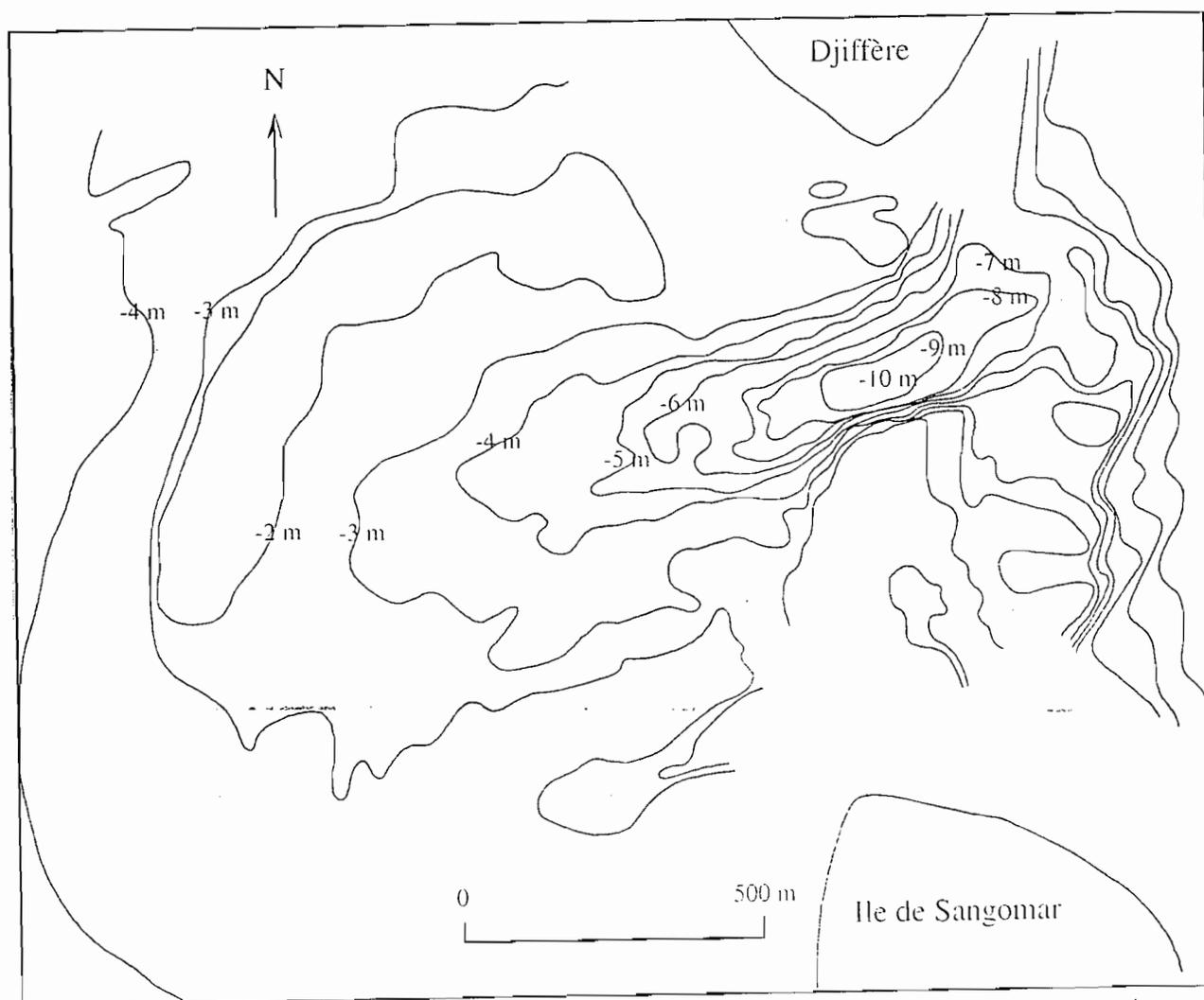


Fig.62 : Chenal aveugle de la brèche de la pointe de Sangomar en octobre 1987  
(d'après les données du port de Dakar)

Il atteint la profondeur de 12 m en décembre 1994 et d'environ 13,50 m en juin 1997 (fig.63).

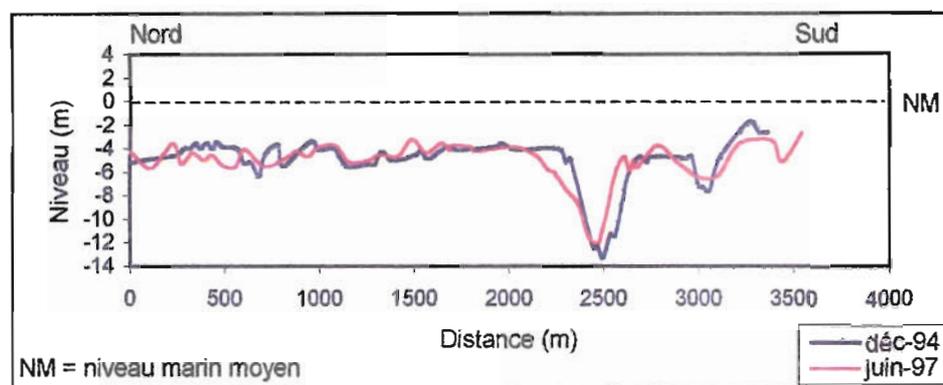


Fig.63 : Transect bathymétrique de la brèche en décembre 1994 et juin 1997

Toutefois, ce chenal ne débouche pas sur des fonds identiques du côté mer. Il est aveugle et séparé de la mer ouverte par le prisme sédimentaire épicontinental qui recouvre l'ensemble du plateau dans cette région.

#### 2.1.2- Morphodynamique saisonnière et interannuelle du littoral

##### a) Au nord du delta

Afin de mettre en évidence une relation entre l'évolution morphologique de la flèche et le littoral situé immédiatement au nord de la flèche, nous avons réalisé un suivi morphologique et sédimentologique de la partie nord du Saloum sur les trois profils de Joal, Palmarin et Djiffère, décrits précédemment dans le paragraphe consacré à l'étude morphologique du littoral (p.51 et suivantes). Ce suivi s'est échelonné de janvier 94 à décembre 97 à un rythme variable suivant les années et les stations, mais toujours en fonction des saisons. Des prélèvements de sédiments ont été effectués sur chaque profil.

A Djiffère, le relief est généralement accentué avec une pente forte de 7 à 12 % suivant les années ou les saisons, excepté en octobre 95 où elle n'est que de 5,4 % (fig.64). Au cours de l'année 94, on remarque une relative stabilité avec seulement un léger engraissement et un léger recul de l'estran, l'un et l'autre insuffisamment marqués pour être significatifs, dans la mesure où les conditions météorologiques variables des jours précédant le levé topographique influencent la morphologie de la plage. Toutefois, entre octobre et décembre 94, on observe un recul de la plage de 7 à 8 m à Djiffère. Ce recul est dû à une forte houle engendrée par une tempête dans l'Atlantique nord dans la nuit du 12 au 13 décembre 1994. Après un surcreusement en 95 qui se poursuit en 96, la lagune tend à être comblée par le sable de plage et de dune amené aux cours des tempêtes de 1996 et 1997. De décembre 94 à octobre 95, l'estran se reconstitue en partie à Djiffère mais la dune continue de s'éroder sur la partie sommitale, ainsi que la lagune qui se creuse et recule simultanément. A partir d'octobre 95 jusqu'à décembre 97, la dune et la plage reculent de plus de 30 m et la lagune se comble. Ainsi d'avril 94 à décembre 97, le recul est d'environ 40 m avec une forte accélération au cours des deux dernières années.

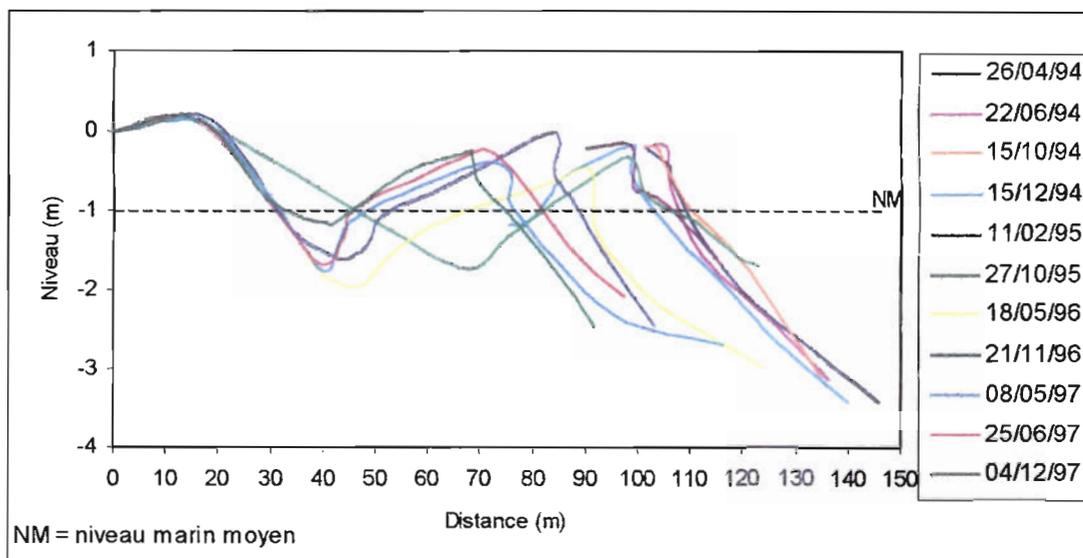


Fig.64 : Evolution des profils à Djiffère

A Palmarin, à 7 km au nord de Djiffère, la pente relativement forte varie de 5,5 % à 8 % (fig.65). Elle s'accroît de fin décembre à avril et s'adoucit de la fin de l'hivernage à décembre. Une berme se forme chaque année pendant la période correspondant aux houles de NNW. Cette berme tend à disparaître après la saison d'hivernage durant laquelle alternent les houles NNW et SSW et réapparaît dès les fortes houles de NNW en décembre. Le recul de la falaise d'érosion et de la plage sensu-stricto a été net (entre 3 et 5 m) entre octobre 94 et octobre 95. Depuis octobre 95, la microfalaise ne recule plus photos 22 a,b,et c), on observe seulement une alternance de reculs et d'engraissements de la plage avec reconstitution périodique de la berme.

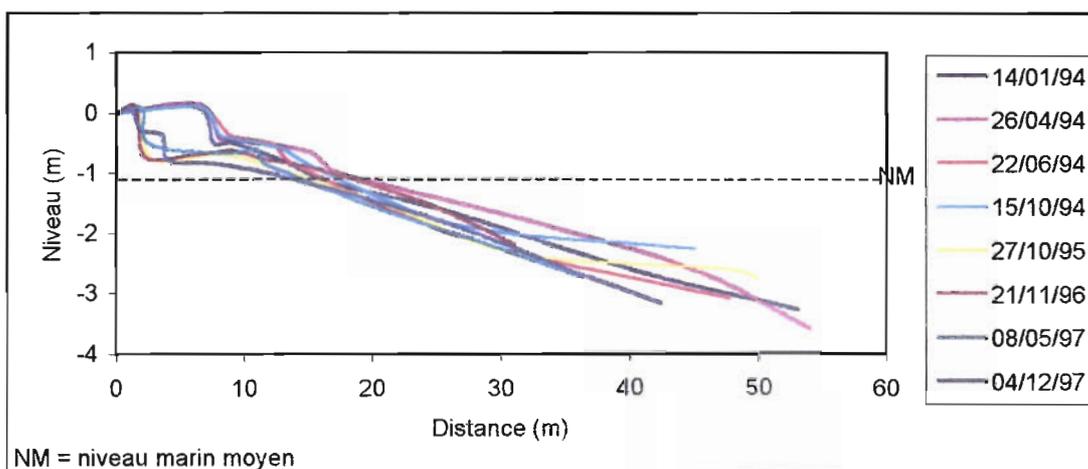
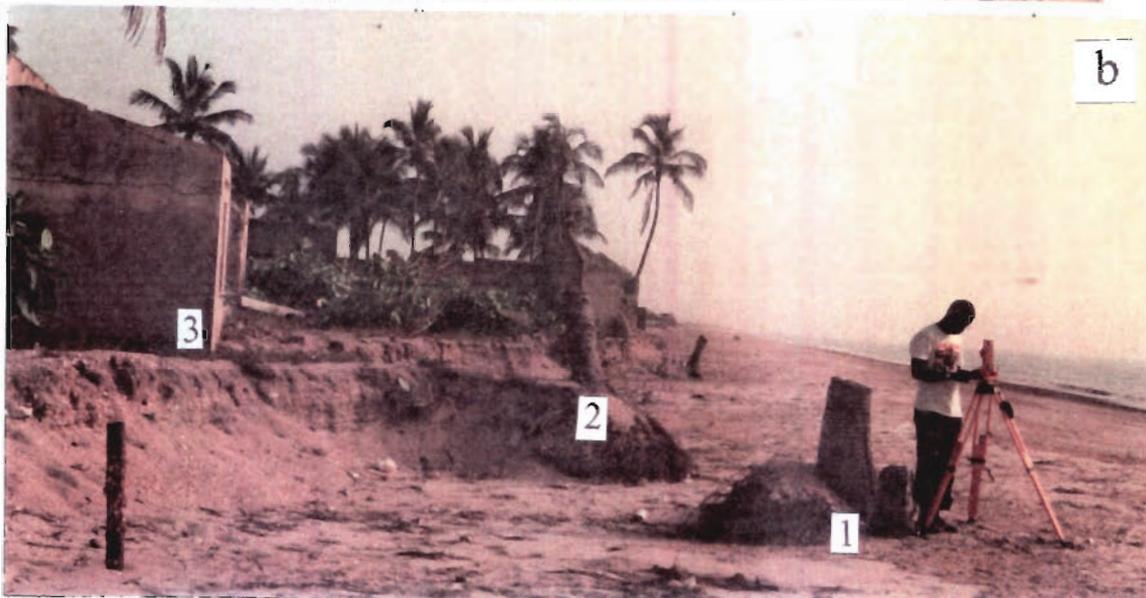


Fig.65 : Evolution des profils à Palmarin

A Joal, à 35 km au nord de Djiffère, la pente d'environ 7,3 % est assez forte toute l'année 94 ; elle n'est plus que de 5,6 % en décembre 97 (fig.66). La microfalaise a reculé de 3 m entre avril 94 et mai 97, et de 5 m entre mai et décembre 97. Cette accélération de l'érosion en 97 peut correspondre à un phénomène général de reprise de l'érosion mais il est aussi probablement dû à une forte anthropisation au nord du secteur avec l'aménagement d'une zone de débarquement pour la pêche artisanale. En mai 96 et en décembre 97, un bourrelet sablo-coquillier, anthropique, est reformé en haut de plage comme au cours de l'année 94.



Photos 22 a, b et c : Recul de la ligne de rivage à Palmarin entre octobre 1989 et novembre 1996  
 La plage a reculé de 7 à 8 m entre octobre 1989 (a) et octobre 1995 (b).  
 Entre octobre 1995 et novembre 1996 (c), le profil s'est stabilisé.

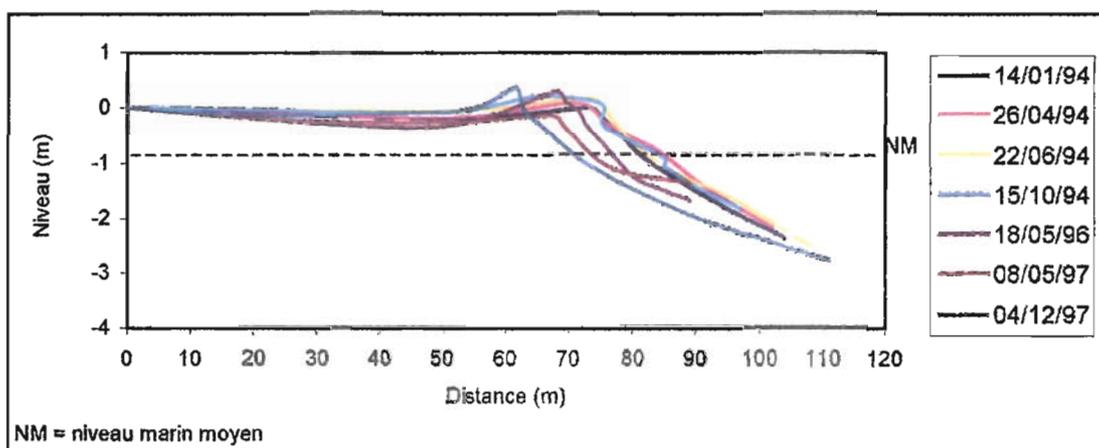


Fig.66 : Evolution des profils à Joal

Il est difficile, à partir de l'observation de ces trois secteurs, d'établir un schéma de fonctionnement saisonnier étant donnée l'importante variabilité des mouvements sédimentaires d'une année à l'autre et d'un secteur à l'autre. Ponctuellement, on peut observer des accumulations ou des compensations qui aboutissent à un échange sédimentaire le long de la plage et en modifie la forme de façon plus évidente que sous l'influence des processus d'érosion. C'est ainsi qu'à Palmarin, la berme se modifie régulièrement au rythme des échanges haut de plage / estran. Globalement il y a, sur les trois profils entre janvier 94 et décembre 97, un processus d'érosion mais alors qu'à Palmarin la pente augmente, à Joal elle diminue, tandis qu'à Djiffère elle diminue d'abord au cours de l'année 94 pour augmenter ensuite. Il ne semble donc pas y avoir de relation directe entre l'érosion de la plage et l'augmentation de la pente. L'observation de ces trois profils, montrent que les modifications morphologiques des plages obéissent à des facteurs autres que climatiques, parfois anthropiques, d'où la complexité d'interprétation de l'évolution des plages sur un secteur donné.

Des modifications générales ont cependant été observés d'un point à l'autre :

- stabilité de l'ensemble des profils d'avril à octobre 94,
- recul observé sur les trois profils entre octobre 94 et octobre 95,
- recul général sur les trois profils entre 94 et 97 ; ils sont respectivement de 8 m à Joal, de 5 m à Palmarin, et de 38 m à Djiffère,
- accélération du processus d'érosion à Djiffère à partir de 95.

Les variations d'intensité de l'érosion montrent qu'il y a un changement de nature du processus et non pas seulement de sa mesure.

#### b) Au sud du delta

Dans la partie sud, les îles aux Oiseaux étaient vraisemblablement antérieurement une seule frange sableuse qui s'est ensuite coupée en trois îles. En effet, en 1954, les deux îles les plus au nord ne formaient pratiquement qu'une seule ligne longée par un cordon sableux rectiligne, mais une petite brèche s'était déjà formée, les séparant : en 1954, la brèche mesure moins de 30 m, elle mesure 300 m en 1969 et, en 1989, les deux îles sont nettement individualisées, un passage de 500 m s'étant creusé entre elles. La mangrove s'est bien développée à l'abri du cordon sableux, en particulier de 1954 à 1969 sur l'île la plus au nord. L'île aux Bœufs, parallèlement à l'évolution des îles aux Oiseaux, s'est allongée de 1,5 km vers le sud-est entre 1954 et 1989, soit un taux annuel de 45 m, tandis que la partie nord s'est amincie passant d'une largeur moyenne de 250 m en 1954 à 50 m en 1989 (fig.67). Une île qui existait à l'ouest des îles aux Oiseaux a presque totalement disparu en 1989. Ainsi, cette partie sud du littoral, formée actuellement d'îles, est une zone très instable où la dynamique sédimentaire entraîne, par les processus d'érosion et d'accrétion, des modifications morphologiques à court terme qui s'observent à une échelle de l'ordre de l'année.

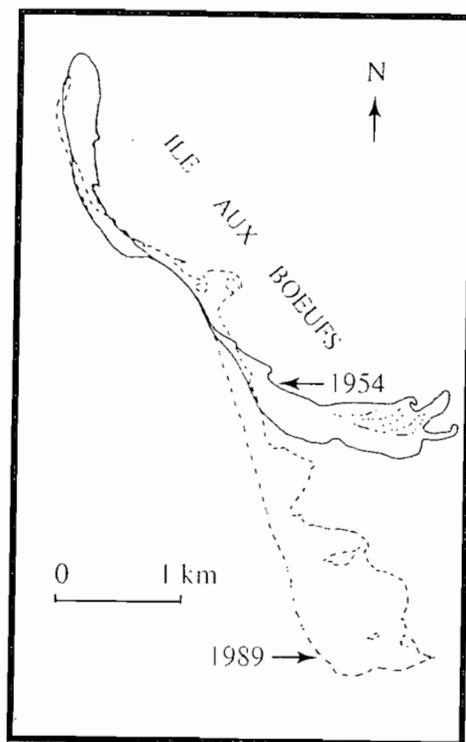


Fig.67 : Evolution de la ligne de rivage de l'île aux bœufs entre 1954 et 1989

## 2.2- Evolution morphobathymétrique des embouchures de chenaux

### 2.2.1- Morphologie

L'évolution morphologique de l'embouchure du Saloum a été traitée dans le cadre de l'évolution du littoral. Les grandes lignes en sont, tout d'abord, un allongement inconstant de la Pointe de Sangomar au cours du siècle : de 1954 à 1969, cet allongement est de 100 m/an, il est de 75 m/an de 1969 à 1989 et de 120 m/an de 1987 à 1992. Ensuite, on l'a vu, l'événement morphologique majeur est la rupture de la flèche le 27 février 1987 et l'ouverture d'une brèche qui atteint une longueur de 3.6 km.

Actuellement, le Saloum a donc deux embouchures, celle du sud restant la principale. La nouvelle embouchure (passe du Lagoba) se trouve face au débouché du bolon de Gokehor dont le tracé est perpendiculaire à la brèche. Ce bolon longe de façon rectiligne le cordon de Dionwar et s'incurve vers le sud à son débouché. Des îles se sont mises en place au nord de ce cours d'eau dans la direction N-S : depuis 1954, elles ne s'allongent pas mais s'épaississent permettant en arrière, par son effet d'abri, le développement de la mangrove. Sur la rive gauche du bolon de Gokehor, une flèche de direction NE-SW dont le tracé apparaît déjà en 1954 a évolué et constitue actuellement une véritable flèche sableuse de près de 2 km, couverte de coquilles. En descendant le Saloum vers le sud, à la hauteur de ce qui était l'embouchure à la fin du siècle dernier (Bouteiller, 1891) (fig 68), apparaissent, sur la rive gauche, les deux flèches de Niodior de sens S-N, la flèche interne étant la plus développée. Ces flèches sont en réalité des bancs sableux qui se sont accolés peu à peu à la barrière de Niodior, soit par le

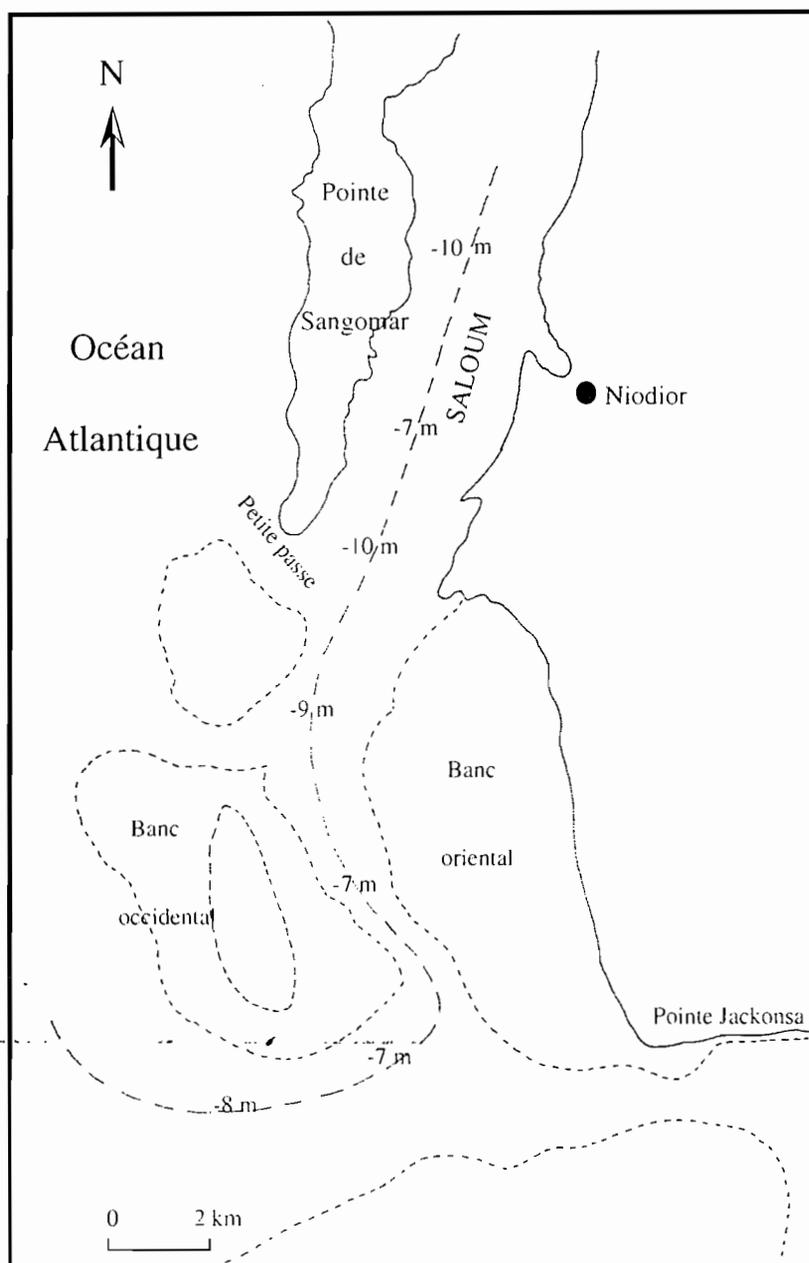


Fig.68 : Carte de l'embouchure du Saloum en 1891 (d'après Bouteiller, 1891, modifiée)

développement des mangroves en arrière de la "flèche interne", soit par formation de petits crochets s'appuyant sur la barrière de Niodior et se développant du SE vers le NW.

L'embouchure du Diomboss, largement ouverte sur la mer, ne montre aucune évolution morphologique sensible depuis 1954. Immédiatement au sud du Diomboss, la partie finale d'un bolon est très semblable à celle du bolon de Gokehor par son tracé rectiligne et sa direction E-W. Par contre aucun banc sableux n'en dévie le cours qui rejoint le chenal du Diomboss sur la façade maritime. La morphologie de cette embouchure est identique depuis 1954.

Le Bandiala, comme le Diomboss, s'infléchit vers le sud mais l'embouchure du Bandiala est très étroite et, de plus, protégée par les îles aux Oiseaux et aux Bœufs. Son évolution morphologique est rapide. Sur sa rive gauche, des cordons sableux, dont les extrémités rappellent les crochets de la barrière de Niodior décrits précédemment, se développent rapidement : ils se sont allongés de plus de 600 m entre 1954 et 1989.

### 2.2.2- Bathymétrie

L'évolution des deux embouchures du Saloum a été étudiée à partir de sondages bathymétriques exécutés par le port autonome de Dakar et à partir des mesures relevées sur le terrain.

Le Saloum, au droit de Djiffère (fig.69 et 70 - profil 1), amorce un double chenal qui s'approfondit quelque peu en allant vers le sud (profil 2), avant la brèche. A hauteur de la brèche (profil 11), le chenal double se maintient entre 13 et 14 m de profondeur et 1 km de large. Il présente, généralement, des profondeurs supérieures à 10 m sur une longueur de 2 km du nord au sud (profil 3, 4 et "Brèche interne"). A 1 km au nord de l'île de Sangomar, à l'endroit où la rupture s'est faite en 1987, le chenal de droite bifurque vers l'ouest (profil 6, 13 et "Brèche externe"), mais il ne débouche cependant pas en mer, fermé par un haut fond sableux n'excédant pas 4 m de profondeur (profil 14). Le chenal principal, de 13,50 m de profondeur sur le profil 14 et de 12 m sur le profil 7, se poursuit vers l'embouchure sud où sa profondeur n'atteint pas 7 m (profil D) et rejoint les fonds marins du littoral de -6 à -7 m. L'embouchure sud, bien qu'ayant un chenal moins profond que le chenal aveugle de la brèche, reste l'embouchure principale puisqu'il a un débouché vers le large.

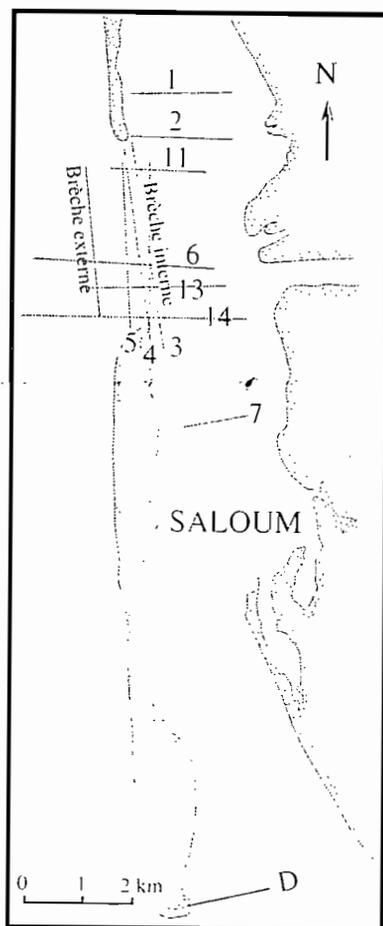
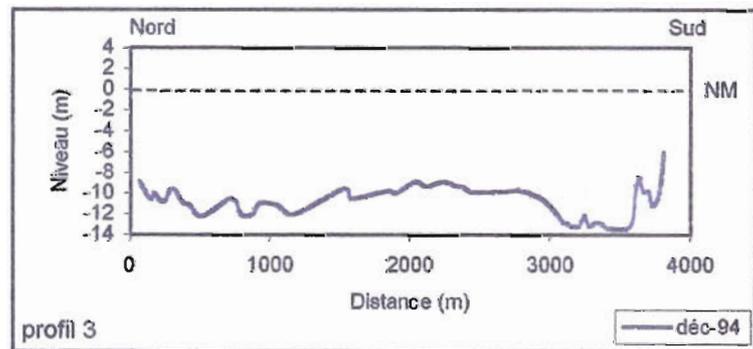
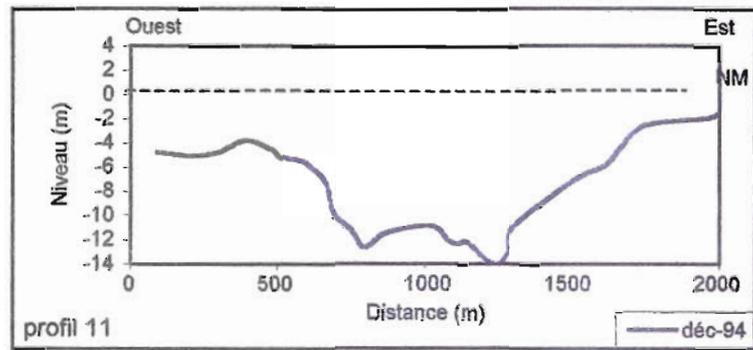
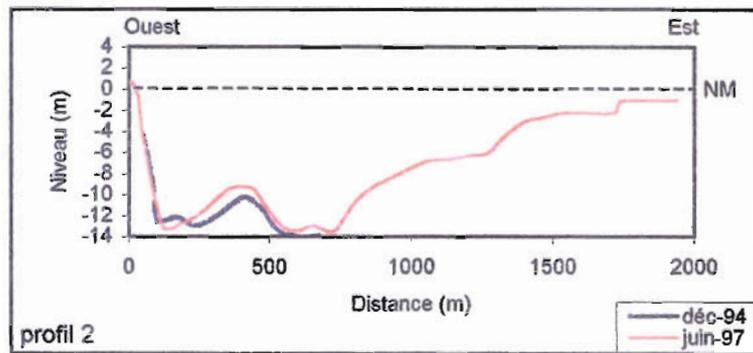
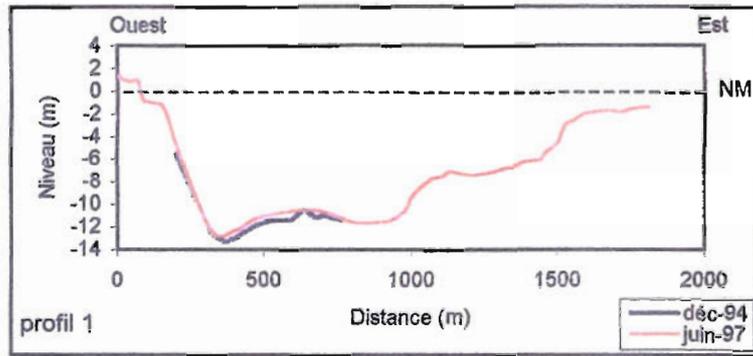
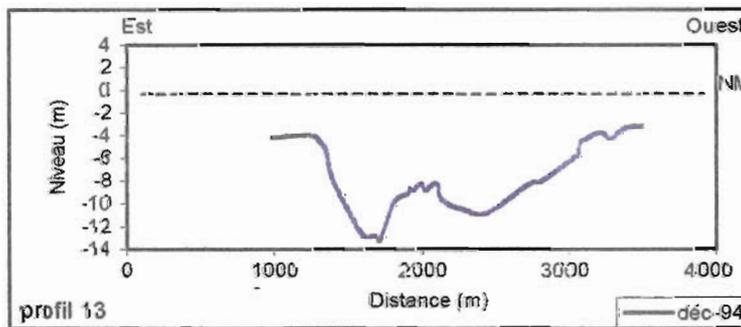
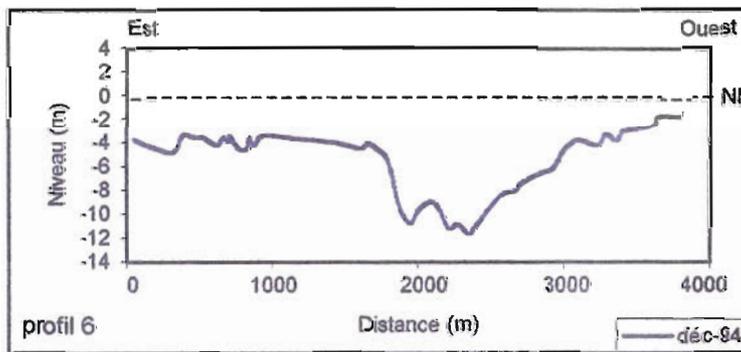
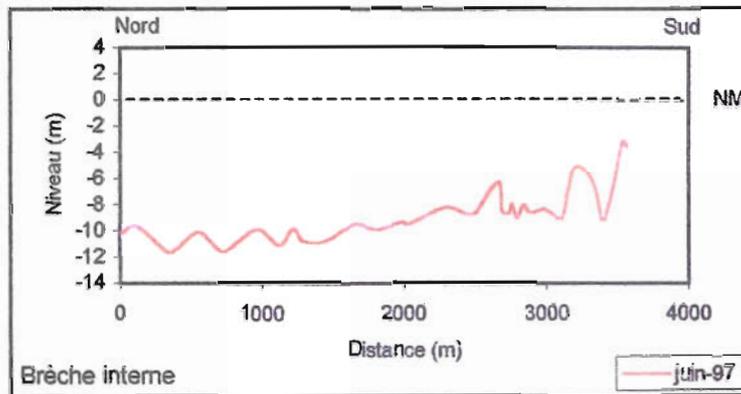
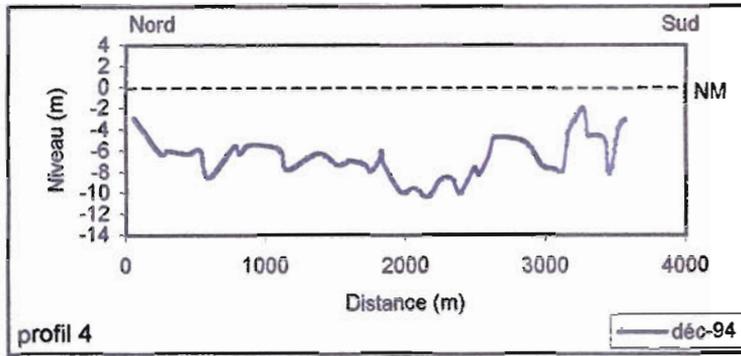


Fig.69 : Localisation des profils bathymétriques aux embouchures du Saloum





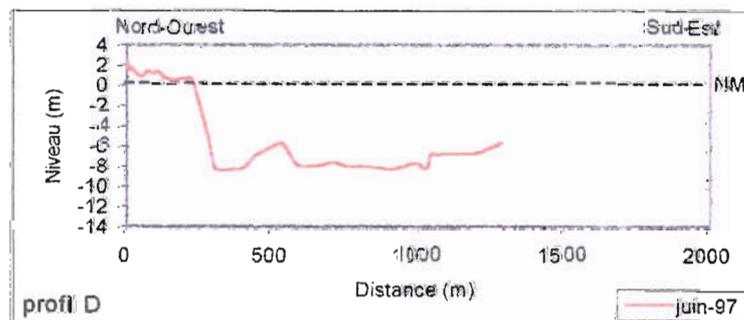
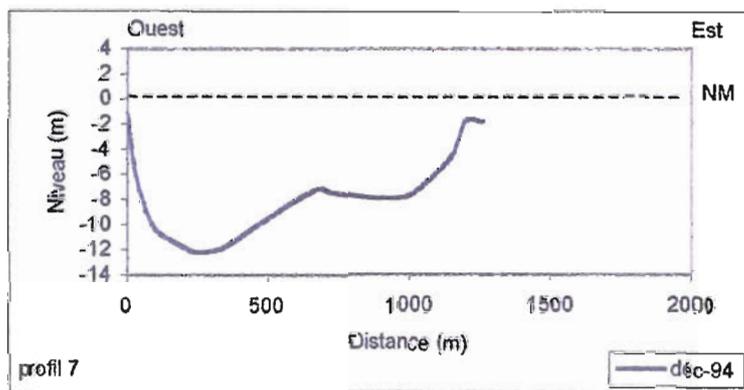
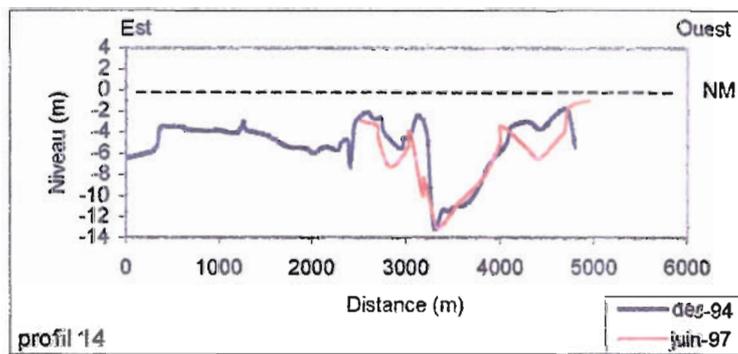
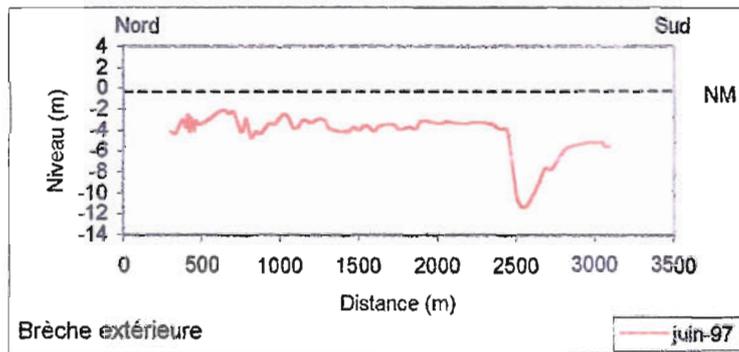


Fig.70 : Profils topobathymétriques au voisinage des deux embouchures du Saloum

### 3- Dynamique sédimentaire

#### 3.1- Transit littoral

Pour évaluer le transit littoral, j'ai retenu la méthode du calcul et, en particulier, la formule du LCHF (p.32). Cette formule prend en compte les différents paramètres dont dépend le transit littoral : les conditions océanographiques, la configuration des fonds et les caractéristiques des matériaux transportés. Elle s'écrit :

$$Q = K_g H^2 T f(\alpha) t / \frac{H}{L}$$

Dans cette formule, le débit solide est évalué en fonction, notamment, des paramètres de la houle. Dans le secteur ouest-africain, il existe plusieurs régimes caractéristiques de la houle. Pour les définir, nous avons utilisé les documents publiés par les Ocean Waves Statistics.

Cependant, pour obtenir des résultats significatifs, des estimations ont été nécessaires. La première estimation se rapporte à la dimension moyenne des grains. Elle peut être ici considérée comme constante, le mode granulométrique étant généralement voisin de 0,2 mm dans la zone étudiée. Dans ce cas, K devient constant :  $K = 0,4 \times 10^{-5}$

La deuxième estimation concerne les données de houle. En effet, les données utilisées ne sont pas mesurées à la côte mais à une centaine de kilomètres au large. Or, la hauteur de la houle est affectée par la friction sur le fond dans le domaine transitionnel (profondeur comprise entre 50 % et 4 % de la longueur d'onde de la houle) et, a fortiori dans le domaine de désapprofondissement (*shoaling*, profondeur inférieure à 4 % de la longueur d'onde). La diminution peut être définie par le rapport entre la hauteur de la houle à une profondeur donnée H et la hauteur au large  $H_0$  :

$$H / H_0 = K_s K_R$$

avec  $K_s$  : coefficient de désapprofondissement et  $K_R$  : coefficient de réfraction

Les valeurs du produit  $K_s K_R$  sont données par un abaque (CERC, 1984 ; fig.8-18, p.8-37) en fonction du groupement  $d/gT^2$  (avec d : profondeur et T : période de la houle) et de l'incidence de la houle. La côte sud du Sénégal fait un angle de  $165^\circ W$  par rapport au nord ; les houles du nord ont une incidence moyenne principale de  $20^\circ W$  et les houles du sud de  $15^\circ W$ . D'après l'abaque du CERC, pour une houle d'incidence  $20^\circ$ , le coefficient  $K_s K_R$  est compris, suivant la période, entre 0,85 et 1,10 ; il est compris entre 0,90 et 1,10 pour une houle d'incidence  $15^\circ$ . On peut donc considérer qu'en utilisant les valeurs de H données par les statistiques océanographiques des navires de référence, on ne commet pas une erreur supérieure à 15 %.

Le facteur d'obliquité est déterminé pour chaque angle d'incidence de la houle après réfraction par rapport à la côte, d'après l'abaque de Larras (fig. 71) :

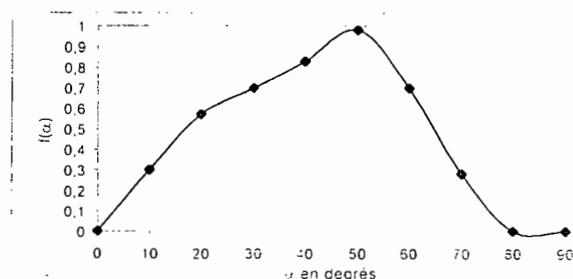


Fig.71 : Abaque de Larras  
(d'après les données figurant dans Leclerc *et al.*, 1976)

La longueur d'onde de la houle (apparaissant dans le calcul de la cambrure  $H/L$ ) est limitée à la côte par la friction. Le raccourcissement peut être exprimé en fonction de :

$$C / C_0 = L / L_0$$

$C_0, L_0$  : célérité de phase (vitesse des vagues individuelles) et longueur d'onde au large

$C, L$  : célérité de phase et longueur d'onde à la côte

La théorie de la houle d'amplitude très faible prévoit qu'en petite profondeur ( $d < 0,05L$ ), il existe une relation (équation de Lagrange) qui s'écrit :

$$C = \sqrt{gd}$$

La zone de déferlement de la houle se situe au-dessus d'un seuil très large à profondeur constante de 4 m. Pour  $d = 4$  m, on obtient une constante :

$$C = \sqrt{9,81 \times 4} = 6,26 \text{ m/s}$$

A partir de l'équation  $C / C_0 = L / L_0$  (avec  $L_0 = 1,56 T^2$ ), on en déduit la cambrure  $H/L$ .

Les différents facteurs ayant été établis, on peut calculer le transit littoral en intégrant les données de l'O.W.S. à un tableau de la forme suivante :

H	H <sup>2</sup>	T	f(α)	H/L	t	Débit solide

En 1996, les données ont été recueillies de façon statistiquement représentative sur l'ensemble de l'année. Les houles du nord sont ainsi notées pendant 79,45% du temps (soit 290 enregistrements) et les houles du sud, avec 44 enregistrements, représentent 20,55% du temps. Chaque enregistrement du nord compte donc pour :  $[(365 \times 79,45/100)/290] \times 86400$  secondes soit environ 85000 secondes tandis qu'un enregistrement du sud représente :  $[(365 \times 20,55/100)/44] \times 86400$  secondes soit environ 145000 secondes de temps réel.

On obtient respectivement :

- pour l'ensemble des houles du nord : 45 000 m<sup>3</sup>.
- pour l'ensemble des houles du sud : 15 000 m<sup>3</sup>.

Le bilan du transit littoral au cours de l'année 1996 et sur la côte sud du Sénégal est donc :

$$\text{débit solide vers le sud} - \text{débit solide vers le nord} = 30\,000 \text{ m}^3$$

La composante du transit littoral, orientée du nord vers le sud, est prédominante au cours de l'année sous l'action principale des houles du nord et, par conséquent, de la dérive littorale nord-sud.

### 3.2- Volumes sédimentaires

L'estimation des volumes sédimentaires déplacés au cours du temps a été déterminée, grâce aux photos aériennes et aux images satellitaires SPOT dans la zone littorale, sur les trois sites dont la ligne de rivage est actuellement instable : la Pointe de Sangomar, les îles aux Oiseaux et l'île aux Bœufs. Ces trois secteurs, siège d'une dynamique sédimentaire variable, en particulier suivant les saisons comme il

a été vu précédemment, représentent des zones d'accrétion pour la période allant de 1954 à 1989. L'estimation des volumes sédimentaires mis en jeu au cours de ces changements a été faite dans la région de la Pointe de Sangomar et indique un apport en sédiments d'environ  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$  entre 1954 et 1969, soit 100000 à 150000  $\text{m}^3$  par an tandis que de 1969 à 1989 le volume sédimentaire n'augmente que de  $1 \times 10^6 \text{ m}^3$  soit un taux annuel de 50000  $\text{m}^3$ . De 1987 à 1992, la flèche de Djiffère et l'île de Sangomar se sont globalement érodées : une diminution du volume sédimentaire de 150000  $\text{m}^3$  a été calculée, ce qui correspond à un taux annuel de 30000  $\text{m}^3$ . Ainsi, les apports sédimentaires ont diminué entre la période 54-89 et la période 69-89, puis ils sont devenus négatifs. Cette partie du littoral, zone d'accrétion il y a quelques décennies, est devenue une zone en érosion.

La brèche de la Pointe de Sangomar, dans une période où le littoral s'est transformé de zone puits en zone source, n'a pu se refermer et le départ des sédiments a favorisé l'agrandissement de l'ouverture. Ainsi l'évolution du mouvement des stocks sédimentaires, au cours des dernières décennies, dans le secteur de la Pointe de Sangomar est un facteur déterminant dans l'extension de la brèche depuis 1987 et dans les modifications observées sur les îles méridionales depuis 1954.

#### 4- Conclusion

Les vents marins ne sont pas répartis de la même façon sur toute la côte sénégalaise. Les vents du nord, principalement du nord-ouest, sont nettement prépondérants pendant la saison sèche sur toute la côte. Les vents du sud-ouest apparaissent sur la côte sud, au cours de la saison des pluies, avec une fréquence de 40 à 50 % ; cette fréquence est souvent inférieure à 10 % sur la côte nord. Les vents génèrent les houles et, par conséquent, dès le début de la saison des pluies, les houles du sud se manifestent sur la côte sud. Elles atteignent une fréquence moyenne de 45 % sur l'ensemble de l'hivernage. Lorsque les années sont pluvieuses, les houles du sud ont une fréquence plus importante, tandis que les années de sécheresse correspondent à des fréquences faibles de houles du sud (de l'ordre de 25 %). La saison des pluies, amorcée par le déplacement de l'équateur météorologique vers le nord, est accompagnée par l'apparition des houles du sud qui engendrent la dérive littorale. Il entraîne, par conséquent, un changement hydrodynamique côtier d'autant plus intense que la pluviométrie est forte. Le transit sédimentaire engendré par la dérive littorale dépend donc des processus climatiques qui, dans le Saloum, se trouvent à l'interface de deux zones climatiques : une zone nord avec des vents et des houles du nord créant une dérive littorale nord-sud et une zone sud avec des vents du sud accompagnés de pluies et de houles du sud amenant une dérive littorale sud-nord. La limite entre les deux zones balaye le littoral du delta de façon variable selon les années, modifiant la fréquence des houles associées et, en conséquence, le sens et l'intensité des dérives qu'elles occasionnent. Les tempêtes, qui se manifestent en décembre et en janvier sur l'Atlantique, entraînent également la formation de houles de période élevée et de vagues hautes par rapport à la normale. Ces houles, combinées aux surcotes provoquées par les vents de mer et à la marée, sont des facteurs d'érosion.

La dynamique sédimentaire apparaît ici comme dépendant à la fois du climat et des stocks sédimentaires disponibles. En effet, l'analyse du littoral montre une relation directe entre le vent, la houle et les processus d'érosion et de sédimentation, en particulier sur la flèche de Djiffère, au nord immédiat de la brèche, zone plus accessible et qui a ainsi bénéficié de mesures plus complètes. Lorsque les vents soufflent du nord, pendant la saison sèche, ils génèrent une houle du nord qui crée une dérive littorale N-S : à ce moment la façade maritime est en érosion et, lors de tempêtes, une berme de haute plage se forme le long du rivage. Le stock sédimentaire se déplace du nord vers le sud contribuant à l'allongement vers le sud des îles ou des flèches. Pendant la saison des pluies, l'alternance des vents du nord et des vents du sud, très marquée à la hauteur du Saloum, entraîne l'alternance des houles du nord et des houles du sud sur la Petite côte et contribue alors à un ralentissement du transit sédimentaire, ou même à une érosion accrue, comme c'est le cas au nord de la brèche de Djiffère.

Sur le littoral, les effets de la dynamique sédimentaire sont soulignés par l'orientation variable des crochets dont le sens de formation indique le sens de transport des sédiments. En effet, certaines îles actuelles ont d'abord été des flèches littorales (Pointe de Sangomar), ou des îles très allongées (Ile aux

Oiseaux) ; elles ont subi des ruptures au cours du siècle mais continuent de s'allonger vers le sud par accolements successifs de crochets dirigés vers le sud. Inversement, des îles sont devenues des flèches, grâce à l'extension des mangroves à l'abri d'un cordon sableux, ou par accolement de crochets de direction S-N (flèches de Niodior).

Le bilan estimatif du transit littoral, avec un débit venant du nord trois fois supérieur au débit venant du sud, montre bien la relation entre le climat et le déplacement des stocks sédimentaires. Ce mouvement des sédiments varie suivant des périodes à l'échelle décennale et des secteurs côtiers peuvent, en fonction de ces variations, se transformer de zone puits en zone source.



## CHAPITRE 5

### INTERPRETATION ET DISCUSSION

Les résultats présentés dans les chapitres précédents mettent en lumière la dualité de la mise en place du delta. Cette dualité s'exprime dans l'origine des sédiments à l'interface de deux zones climatiques, sahélienne et tropicale. Cette notion de dualité est fondamentale ; elle sera reprise tout au long de l'interprétation de la mise en place du delta et ses manifestations seront soulignées dans une première partie du chapitre d'interprétation.

En second lieu, on examinera de façon comparative les informations relatives à la dynamique sédimentaire actuelle du littoral deltaïque et à l'évolution fini-holocène du delta depuis le maximum de la transgression nouakchottienne vers 5500 ans B.P. Méthodologiquement, ces deux domaines de connaissance sont très différents mais, d'un point de vue thématique, ils se rattachent à la même problématique qui est de connaître, à différentes échelles de temps, les modalités de mise en place et d'évolution des unités du delta. A des échelles de temps courtes, de quelques jours (tempêtes), quelques mois (saisons) ou pluriannuelles, il est possible d'établir des relations entre le régime climatique défini par le vent, le régime océanographique côtier caractérisé par les houles, les courants, parfois les marées, et les conséquences morphosédimentaires qu'ils entraînent dans les différents secteurs étudiés du littoral deltaïque. La description de ces phénomènes et leur interprétation permettra de présenter l'évolution des plages le long du littoral, des îles, des flèches et des cordons sableux en formation aux débouchés de certains chenaux. Les mécanismes mis en évidence au cours de l'actuel seront utilisés pour décrire une évolution à plus long terme et leur apport sera confronté aux résultats de l'analyse morphologique, stratigraphique, sédimentologique et chronologique des unités entre elles.

#### 1- Dualité du delta Saloum-Gambie

Le delta étudié a toujours été appelé « delta du Saloum », du nom du bras de mer qui circule dans sa partie septentrionale. Couplé avec la dérive littorale nord-sud, il semblait jusque là l'agent de transport principal des sédiments dont le dépôt aurait abouti à l'édification des diverses unités du delta. Pour la compréhension de la formation du delta et de son évolution au cours du temps telles quelles sont présentées dans ce chapitre, il est d'abord primordial de mettre l'accent sur une origine des sédiments plus variée que ne le proposent les interprétations faites jusqu'à présent (Kalck, 1978 ; Barusseau *et al.*, 1985, 1986 ; Diop, 1990 )

On verra ensuite comment l'analyse morphologique et stratigraphique des unités, leur degré d'évolution et les caractères de l'hydrologie continentale des bassins versants régionaux vont concourir à la mise en évidence de la double nature du delta.

##### 1.1- Origine des sédiments

Les analyses en laboratoire (granulométrie, exoscopie, minéraux lourds, rayons X) ont été faites à partir d'échantillons de surface et de subsurface entre + 6,80 m sur les cordons à - 5,20 m dans les vasières, niveaux mesurés par rapport au zéro hydrographique de référence déterminé sur le terrain. Les résultats montrent que les sédiments du delta proviennent de plusieurs sources qui sont identifiées.

### 1.1.1- La granulométrie des sédiments

#### a- Synthèse des résultats

Dans l'ensemble des sédiments du delta, on a été amené à distinguer différents types caractérisés par l'analyse modale et décrits dans le chapitre 4. Ceux des cordons, des vasières et des tannes, tous de type III<sub>A</sub> et III<sub>B</sub> par analogie aux sédiments du littoral, sont fins à très fins (tabl.30). Toutefois, les sédiments des cordons du nord ont une valeur modale essentiellement comprise entre 160 et 250  $\mu\text{m}$ . Dans l'ensemble des vasières la majorité des sédiments du sud a, également, un mode granulométrique inférieur à celui des sédiments du nord, souvent supérieur à 125  $\mu\text{m}$ . Par conséquent, malgré une homogénéité apparente, il est nécessaire de distinguer les sédiments du nord et du sud.

Même sur le littoral et dans les chenaux principaux (Saloum, Diomboss, Bandiala) où, par contre, on trouve des sédiments plurimodaux plus grossiers de type III<sub>D</sub>, compte tenu de l'hydrodynamisme qui y prévaut, on constate que la population terrigène dominante présente des valeurs modales comprises entre 145 et 250  $\mu\text{m}$ , tout à fait comparables à celle des cordons. La grossièreté du matériel est alors due à l'adjonction d'une population bioclastique qui donne au sédiment une structure granulométrique bimodale. Cela ne doit pas masquer la provenance de ce matériel terrigène arénique à partir de deux provinces distinctes.

Mode granulométrique en $\mu\text{m}$	Cordons		Vasière	
	Nord	Sud	Nord	Sud
300	0	0	0	0
250	0	0	0	0
200	25	6	0	0
160	66	44	61	3
125	9	45	11	33
100	0	5	0	20
70	0	0	28	44

Tabl. 30 : Récapitulation des pourcentages des modes granulométriques des sédiments de cordon et de vasière

Cette dualité texturale est également soulignée par la distribution des indices d'asymétrie qui révèle des différences significatives entre les échantillons du delta nord et ceux du sud. Les sédiments des cordons du nord montrent une asymétrie prépondérante vers les grossiers, tandis que les sédiments des cordons du sud affichent nettement une asymétrie vers les fins. Dans les vasières, cet indice montre, au contraire, une asymétrie vers les fins dans les sables des vasières du nord, tandis que les sables des vasières du sud ont, en majorité, une asymétrie vers les grossiers (fig.72).

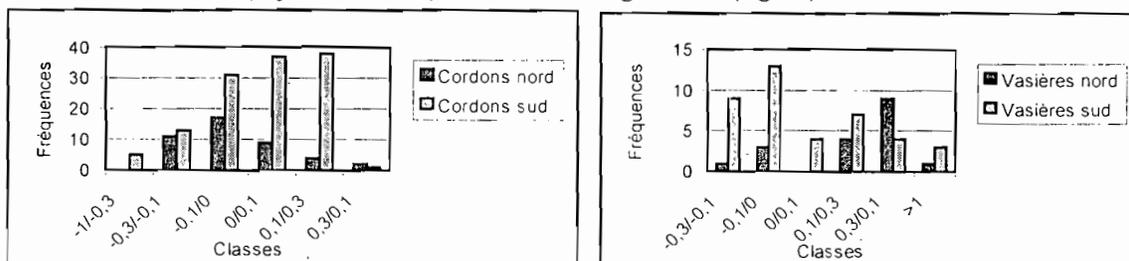


Fig.00 : Fréquence numérique de l'indice d'asymétrie dans les sédiments de cordon et de vasière

Là encore l'explication tient au fait que la population terrigène, qui fournit le corps du sédiment, a été colonisée par une endofaune productrice d'une composante bioclastique grossière. Dans certains cas, l'authigenèse de gypse grossier a conduit aussi à masquer le caractère fondamental de la population terrigène quartzreuse. Le résultat est alors que, si les sédiments des cordons sont des sédiments unimodaux, les sédiments de vasière présentent, quant à eux, de manière régulière, des courbes granulométriques bimodales dont les modes granulométriques correspondent respectivement à celui du quartz et à celui du gypse prismatique ou saccharoïde. Les débris coquilliers comme les cristaux de gypse n'apparaissent qu'après le dépôt du sédiment, dans la phase finale d'élaboration de cette unité. Cette composante post-dépositionnelle ne fournit donc aucun argument sur les processus de mise en place, au contraire de la population de charpente, bien distincte au sud de celle que l'on rencontre au nord.

#### b- Discussion

L'analyse des courbes granulométriques par les méthodes statistiques (Krumbein, 1936 ; Berthois, 1949 ; Inman, 1952 ; Folk et Ward, 1957 ; Rosfelder, 1961 ; Spencer, 1963 ; Folk, 1966 ; Friedman, 1967 ; Passega et Byramjee, 1969) a conduit à les caractériser par des indices variés (position, triage, asymétrie, angulosité). De nombreux auteurs ont cherché à les mettre en relation avec le milieu sédimentogénétique en terme d'origine, de transport, de conditions de dépôt (Rivière, 1952 a et b ; Spencer, 1963 ; Klovan, 1966 ; Chappell, 1967 ; Barusseau, 1973). A cet égard, l'indice de triage et l'indice d'asymétrie peuvent caractériser l'apparition de processus dominants (Allen, 1965 ; Friedman, 1967 ; Rizzini, 1968).

L'analyse modale, quant à elle, accorde une importance primordiale à la description du sédiment comme assemblage d'une ou de plusieurs populations (Barusseau, 1973). Une courbe unimodale, de forme gaussienne, traduit alors le résultat de multiples facteurs dans la composition du sédiment. Le mode, dimension du grain le plus fréquent, devient caractéristique de la population.

Dans le delta Saloum-Gambie, l'emploi simultané de ces méthodes a permis :

- de réduire la diversité granulométrique en soulignant le rôle central d'une population terrigène quartzreuse toujours présente, parfois masquée par des composantes circonstancielles (bioclastique, authigène),
- de distinguer un domaine nord, dont les sédiments sont plus grossiers, par rapport à un domaine sud où ils sont plus fins.

Il est nécessaire de rechercher les causes de cette dualité granulométrique. Elles sont d'abord dans l'origine des matériaux et, d'un point de vue régional, on peut distinguer deux sources possibles du matériel terrigène sableux.

Au nord et au nord-est du delta, s'étendent les ergs ogoliens du Ferlo (Michel, 1973 ; Barbey, 1982), puis, encore plus au nord, le désert mauritanien. Ces deux aires sont des réservoirs de sédiments facilement emportés par le vent – et les vents du nord et du nord-est sont fréquents dans cette région où la végétation est absente ou très clairsemée – ou par le ruissellement formé lors de périodes pluvieuses, ou encore par la dérive littorale nord-sud. Si les vents peuvent entraîner des particules lithométriques sur de longues distances (Coudé-Gaussen, 1988 ; Coudé-Gaussen et Rognon, 1988 ; Gac *et al.*, 1992, Orange, 1992), ils peuvent également transporter des sédiments plus grossiers (Honda et Shimuzu, 1998 ; Kocurek et Lancaster, 1999). On peut donc penser que le matériel sableux du nord a sa source au nord et qu'il a été amené dans la zone septentrionale du delta Saloum-Gambie par le vent, les cours d'eau, y compris le Saloum, lors de périodes pluvieuses, et par la dérive littorale nord-sud.

La seconde source potentielle est au sud avec le puissant système hydrologique de la Gambie dont on ne peut négliger l'existence à la marge méridionale du delta. Drainant un bassin versant où les

systèmes d'hydrolyse tropicale sont fortement actifs, elle joue également un rôle dans les apports de matériel fin. Ce point sera vérifié par d'autres approches.

### 1.1.2- La nature et la répartition quantitative des pélites

Les pélites ne sont pas une catégorie dominante dans le delta Saloum-Gambie : c'est une particularité, déjà soulignée, des vasières que l'on y rencontre. Leur étude a conduit à préciser la nature des paragenèses argileuses et leur répartition quantitative. Ces deux approches ne fournissent pas des résultats de même portée dans l'optique où nous nous plaçons ici.

#### a- Nature des pélites

La paragenèse argileuse présente une grande constance, déjà reconnue par Kalck (1978). Elle est représentée par deux pôles avec la kaolinite et la smectite, qui constituent plus de 80 % de la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  (si l'on exclut le quartz qui représente une quantité non négligeable avec des particules inférieures à 2  $\mu\text{m}$ , de l'ordre de 40 à 50 %) tandis que l'illite, plus subsidiaire, ne représente que 5 à 20 %.

Le pôle kaolinique constitue à lui seul plus de 50 % de l'assemblage argileux des sédiments. Selon Kalck (1978), la kaolinite est héritée par voie d'altération du Continental Terminal, formation marine post-éocène profondément transformée par l'altération continentale, dont elle forme 90 % du stock argileux ; l'illite venant en complément.

Le pôle smectitique est, toujours selon cet auteur, symptomatique d'un apport marin par le courant littoral nord-sud qui longe la côte du Sénégal et érode, notamment au sud de la presqu'île du Cap-Vert, les terrains mésozoïques et cénozoïques. Elle est aussi dominante dans les cordons littoraux (60 %). En outre, la smectite a une composition géochimique et une granulométrie équivalentes dans le milieu marin et dans la mangrove. Elle est de type beidellite ferrifère dont la formule structurale est très proches de celle des smectites étudiées dans les vertisols de régions peu éloignées mais n'appartenant pas aux bassins versants et ne pouvant donc pas être apportées par les fleuves (Kalck, 1978). Cependant, la sensibilité des smectites aux processus pédogénétiques doit incliner à la prudence sur sa signification en terme d'origine dans le delta (Leprun *et al.*, 1976 ; Marius, 1985 ; Giresse *et al.*, 1988).

Il ressort, au terme de cette analyse, qu'aucune distinction géographique ne peut être clairement mise en évidence par les caractères minéralogiques semi-quantitatifs de la paragenèse argileuse. Homogénéisé par un brassage géochimique et dynamique, l'assemblage n'est pas discriminant. Il n'en est pas de même si l'on considère son abondance relative.

#### b- Répartition quantitative des pélites

Les pélites sont en proportion plus élevées dans les vasières du sud que dans les vasières du nord. Ce fait doit être rapproché d'une certaine abondance des pélites au débouché de la Gambie, dans la zone infralittorale (fig.6) sur une superficie de plus de 20  $\text{km}^2$ , dépassant parfois 25 % du sédiment total. Au débouché du Saloum, cette proportion est, par contre, plus faible, de l'ordre de 5 à 25% sur une superficie réduite. La Gambie, proche, a de véritables crues et un débit solide de 660 000 tonnes/an à 530 km de l'embouchure (Lerique, 1975). Ce fleuve a donc les capacités nécessaires pour amener des éléments fins en suspension.

Les matériaux fins sont, généralement, dispersés en mer dans un panache turbide (Allen, 1972 ; Castaing *et al.*, 1971 ; Jouanneau, 1982). Leur devenir dépend alors de la proximité des zones de dépôts dont la caractéristique est, avant toute chose, le calme hydrodynamique. Potentiellement et d'une manière générale, deux sites privilégiés offrent cette disponibilité : les fonds de la plateforme interne en-dessous de la zone d'action des houles de tempêtes moyenne et les zones abritées de la côte.

Ainsi Lesueur *et al.* (1994) montrent, qu'au large de la Gironde, la « vasière girondine » continue de recevoir des matériaux fins issus de cet estuaire dont on sait également (Barusseau, 1973) qu'il alimente les secteurs abrités plus au nord, derrière l'île d'Oléron (Bassin de Marennes). Cette disposition a également été reconnue ailleurs dans la zone ligérienne (Boutelier, 1979 ; Boutelier *et al.*, 1982) ou, plus près du Sénégal, dans les vasières de Guinée (Rüe, 1988 ; Bertrand, 1993) et de Guinée-Bissau (PNUE, 1985).

Bien que Domain (1977) note que la Gambie n'alimente pas de vasière en mer, il est clair qu'il entend par là qu'aucune vasière continue ne se forme sur le plateau continental. Par contre, quand il dit que les matériaux en suspension sont stockés au niveau de l'estuaire, c'est nettement la vasière de Gambie (Domain, 1977 ; Barusseau, 1983) qui se trouve désignée (fig.73).

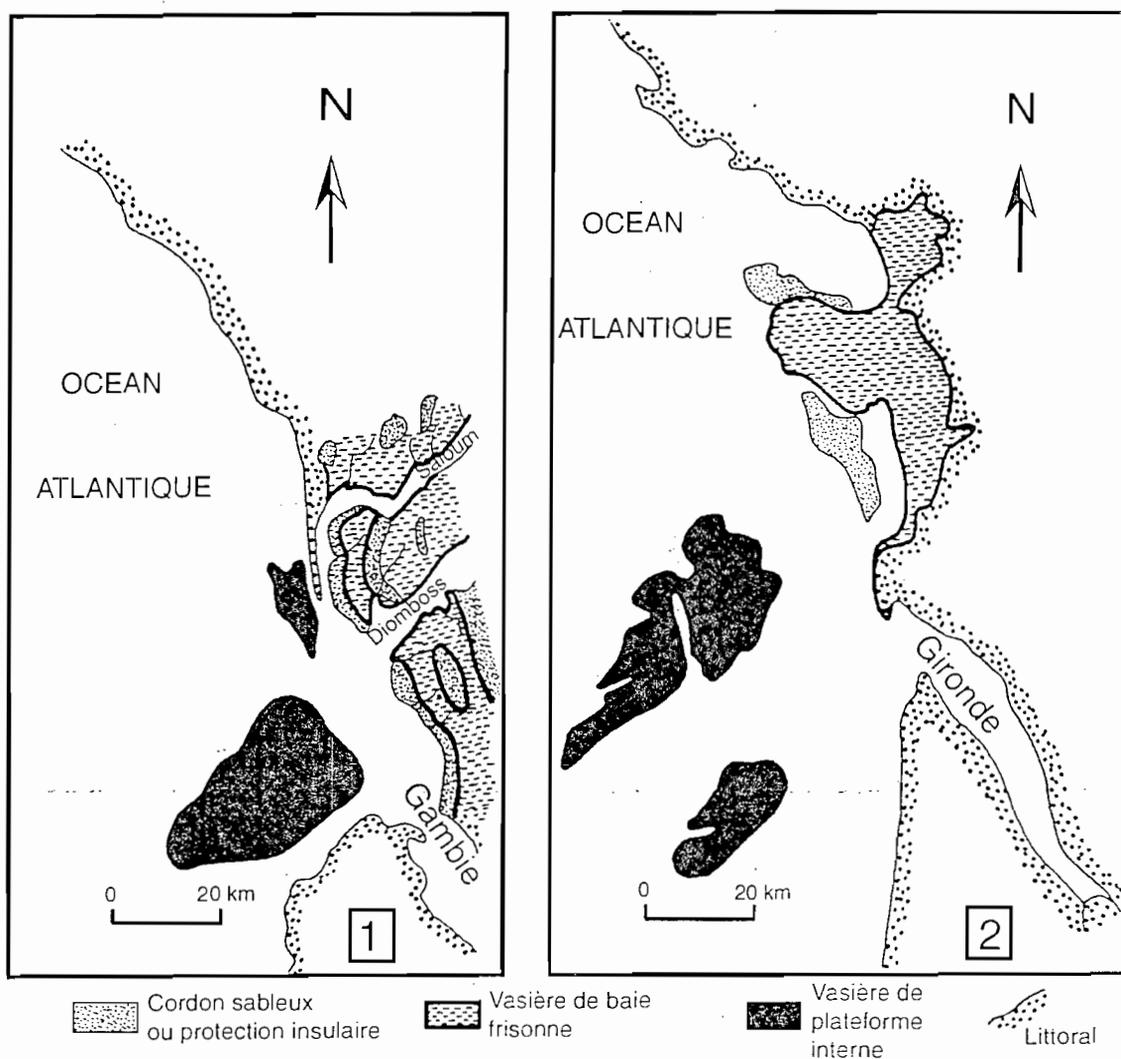


Fig.73 : Les vasières à l'embouchure d'un fleuve.

1- Embouchure de la Gambie (d'après Domain, 1977 et Barusseau, 1983, modifié)

2- Embouchure de la Gironde (d'après Lesueur *et al.*, 1994, modifié)

De même, les vasières qui s'étendent au nord de la Gambie dans le delta méridional, sont homologues des vasières du bassin de Marennes par rapport à la Gironde. Ce type de vasière étant développé grâce aux sédiments amenés en suspension par les fleuves, on peut donc estimer que l'essentiel des pélites de la plaine deltaïque a une origine gambienne et non pas saloumienne car le Saloum, drainant des régions largement ensablées au cours de la phase ogolienne, est surtout pourvoyeur d'arénites.

Les vasières du delta, au nord de la Gambie, sont datées de 6 000 ans B.P. à 10 m de profondeur (Kalck, 1978) : elles constituent le soubassement deltaïque et sont donc alimentées depuis cette période par ce fleuve. Toutefois, la polarisation de l'apport défavorise, a priori, le nord du delta. C'est bien ce que l'on observe puisque, la zone septentrionale, loin de la source, reçoit moins de sédiments fins de la Gambie.

Le Saloum, qui n'a pas de débit et fonctionne comme un bras de mer, transporte actuellement peu de suspensions. Cependant, il a dû, au cours de l'Holocène, lorsqu'il avait un débit fluvial, amener des sédiments dans la partie septentrionale du delta. Les vasières du nord, par leur fraction péltique faible au sein du sédiment, restent toutefois très particulières par rapport aux vasières mondiales (Saenger et Bellan, 1995).

Finalement, l'abondance relative des vases, très déséquilibrée entre le nord, plutôt pauvre en pélites et le sud, mieux pourvu, traduit encore l'existence d'une séparation entre la partie nord et la partie sud du delta.

### 1.1.3- L'exoscopie des sables

L'analyse exoscopique des quartz a montré que, dans le delta, tous les grains présentent des marques attestant de leur passage en zone littorale, parfois dans des secteurs de haute énergie. Cependant, sur l'ensemble des cordons, des vasières et des tannes, une distinction apparaît nettement : les grains de quartz des unités du nord présentent une dominante éolienne très marquée avec un pourcentage en grains ronds-mats élevé, des traces de chocs éoliens en coup d'ongle, des cassures aux bords anguleux et, parfois même, des surfaces planes rappelant les *dreikanter* décrits par Vatan (1967). On trouve également souvent des grains avec des empreintes de chocs éoliens sur des coulées de silice typiques des zones désertiques. L'exoscopie de ces grains révèle donc une provenance parfois de milieu désertique avec très fréquemment un transport éolien. Le transport éolien ne peut se faire que dans la mesure où le couvert végétal est réduit ou absent. C'est le cas dans les régions situées au nord du Saloum, nous l'avons vu précédemment, dans les ergs ogoliens et jusqu'au désert mauritanien. Le vent, facteur d'érosion et de transport, souffle environ 10 mois sur 12 du nord vers le sud dans ces régions : les grains de quartz déposés dans la partie septentrionale du delta viennent donc, en majorité, du désert et de toute la zone sahéenne d'où ils sont arrachés. De façon complémentaire, les cours d'eaux, circulant dans les vallées fossiles entre le fleuve Sénégal et le Saloum ainsi que le Sine, ont véhiculé des sables depuis le nord et le nord-est, lors de périodes climatiques plus humides. Vents, cours d'eau et dérive littorale du nord se sont combinés, par conséquent, tout au long de la formation des unités pour les alimenter en sable circulant au gré des marées et des courants fluviaux dans les chenaux deltaïques. Ce sable, majoritairement éolien mais avec des reprises marines évidentes, a constitué en partie le delta septentrional au cours des périodes climatiques souvent sèches, rarement plus humides, qui ont accompagné l'intervalle tardi-holocène, à partir du Tafolien (Faure et Hébrard, 1973 ; Elouard *et al.*, 1977).

Dans les unités du sud, au contraire, la composante éolienne est toujours faiblement représentée et largement dominée par des formes plus frustrées parmi lesquelles l'exoscopie a montré de nombreuses retouches se manifestant par exemple par l'arrondi des arêtes, l'émoussé des sommets. Cet ensemble de caractères, en même temps que la fréquence des grains non usés (15 à 50 %) reflète l'existence d'un apport fluvial conséquent et suggère une alimentation du delta méridional par des sources proches. Seule la Gambie, par sa proximité et son débit, peut être considérée comme une source pour ce type de sédiments.

Dans les deux cas, la reprise marine (propreté des grains, poli des faces, figures de dissolution) efface un peu les différences mais laisse subsister cependant suffisamment de particularités de l'histoire antédépôt des grains. Au vu de ces caractères, les grains de quartz montrent finalement leur appartenance à deux provinces différentes séparées par le bras de mer du Diomboss. frontière hydraulique qui empêche le passage des grains à marques fluviales vers le nord. La composante éolienne franchit, par

contre, cet espace et sa présence est reconnue, certes en moindre abondance qu'au nord, dans les sédiments du sud.

Ainsi, on retrouve la dualité décrite précédemment :

- au nord, la delta du Saloum, constitué par des apports septentrionaux en majorité éoliens à retouches marines,
- au sud, le delta de la Gambie, formé essentiellement par des sédiments fluvio-marins dans lesquels une composante éolienne secondaire vient se mêler.

#### 1.1.4- L'analyse quantitative et qualitative des minéraux lourds

##### a- Synthèse des résultats

La même opposition s'établit quand on considère la distribution des minéraux lourds. Le pourcentage pondéral des minéraux lourds est trois fois plus élevé dans les cordons du sud que dans ceux du nord : la moyenne au sud est de 0,70 % ; elle n'est que de 0,21 % au nord. Lorsque, de façon circonstancielle, des pourcentages notables sont enregistrés au nord (Niodior : 0,42 % et Fandong : 1,42), c'est le résultat d'un vannage de la fraction légère impliquant alors un enrichissement à caractère résiduel.

Les espèces minéralogiques dominantes dans le delta sont le zircon, la tourmaline, le rutile, minéraux très résistants ; viennent ensuite des minéraux de métamorphisme : la staurotite, l'andalousite et le disthène. Le grenat, le sphène et la muscovite, plus fragiles, chimiquement ou mécaniquement, sont en faible quantité. La répartition de ces espèces minérales montrent deux tendances : les cordons du sud sont plus riches en rutile tandis que les cordons du nord sont plus riches en muscovite. Tous les autres minéraux lourds montrent une répartition homogène entre le nord et le sud du delta.

##### b- Discussion

A partir de ces résultats, il est possible de tenter de déterminer l'origine des sédiments détritiques quartzeux. L'opposition nord-sud, de façon discrète mais cependant claire à l'analyse, apparaît donc bien confirmée par les répartitions quantitatives et, dans une moindre mesure, qualitative, des minéraux lourds. Ce que l'on sait des processus affectant les assemblages de minéraux en grains permet également de tenter d'en déterminer l'origine.

Entre la source et le lieu de dépôt, différents processus interviennent : altération pédogénétique dans les massifs et les formations d'origine mais aussi au cours de toutes les phases d'immobilisation, y compris la diagenèse précoce post-dépositionnelle, désagrégation ou fracturation au cours des différentes phases de transport en milieu fluvial ou marin. La disponibilité des minéraux n'est donc pas le seul critère de leur présence ou de leur absence dans un dépôt mais leur résistance mécanique et chimique joue également un rôle prépondérant (Morton et Hallsworth, 1999).

Dans le cas du Saloum, on peut restreindre la réflexion aux seuls cas des minéraux distinctifs présents : au nord, la muscovite et au sud, le rutile. La fragilité de la muscovite, cristallisée en plaquettes, exclut un transport dans un milieu d'hydrodynamisme énergétique. Sa relative abondance au nord pourrait suggérer des sources relativement proches, un transport dans un milieu peu énergétique et, par conséquent, des chocs amoindris. Le Saloum correspond à un écoulement de faible énergie. Il aurait véhiculé la muscovite depuis les assises du bassin sédimentaire méso-cénozoïque jusqu'à sa zone de dépôt dans le delta. Au contraire, le rutile est un minéral à la fois résistant mécaniquement et chimiquement. Bien que généralement de petite taille, c'est un minéral de forte densité (4,2 à 5,5). Sa présence plus fréquente au sud peut donc s'accommoder des conditions d'une histoire sédimentaire qui ajoute phases de transport et phases d'altération. D'autres espèces minéralogiques sont relativement moins représentées car elles n'ont pas aussi bien résisté. La forte densité du rutile implique, en outre, qu'il ne peut être transporté que par des écoulements énergiques. Sa forme arrondie ne lui confère pas, en effet, de flotabilité particulière. Il est donc nécessaire d'admettre un flux suffisant pour comprendre

sa mise en place méridionale. Là aussi, la Gambie dont les crues entraînent des débits élevés, doit être l'agent essentiel de ce transport.

La muscovite et le rutile permettent donc d'identifier une province minéralogique nord (le bassin sédimentaire méso-cénozoïque), dont les sédiments sont véhiculés par le Saloum, et une province d'origine au sud-est, la chaîne plissée des Mauritanides, dont un des points culminants est le Fouta Djallon où la Gambie prend sa source.

L'abondance relative différente au nord et au sud traduit aussi cette distinction. Alors que dans la partie nord, le matériel s'alimente par la reprise d'assises sédimentaires où le résidu lourd est déjà fortement amoindri et se met en place sous l'action d'agents peu énergiques, dans la partie sud, l'apport plus direct depuis les massifs cristallins par un fleuve puissant est relayé par les agents marins plus efficaces.

### 1.1.5- Conclusion

Au terme d'une discussion qui prend en compte les résultats obtenus sur les fractions arénique et pélitique des sédiments, sur les caractères exoscopiques des grains de quartz et sur la constitution de la fraction lourde, il apparaît clairement une double origine de l'apport sédimentaire identifiant à la fois deux provinces d'origine, deux modalités d'apport et deux parties du delta :

- une partie nord caractérisée par un apport quartzeux principalement par voie éolienne, remaniant faiblement les dépôts d'un bassin sédimentaire fortement altéré. L'hydrodynamisme fluvial y est discret et subordonné aux transferts littoraux par les houles et les courants de marée dans la partie en estuaire inverse du Saloum ;
- une partie sud sous l'influence du large bassin versant de la Gambie et de la province minéralogiques des Mauritanides qu'il draine. L'hydrodynamisme fluvial y produit une empreinte reconnaissable même si les caractères marins ultimes l'atténuent quelque peu.

### 1.2- Morphologie et stratigraphie des unités

Les sédiments sont organisés en unités morphosédimentaires qui ont été identifiées dans le delta au cours de ce travail. Leur répartition, leurs relations mutuelles, en particulier stratigraphiques, montrent que, là encore, les parties nord et sud doivent être distinguées.

L'unité la plus remarquable, dans un milieu deltaïque, est vraisemblablement le cordon sableux. Il peut être littoral, s'il est encore modelé par la mer ; il devient dunaire lorsqu'il est stable par rapport à la dynamique marine et que le vent et les cours d'eaux en continuent le modelage. Ces cordons peuvent être simples, ou multiples et forment alors des barrières sableuses. Dans le delta Saloum - Gambie, la morphologie des barrières sableuses est apparue très différente selon le secteur étudié. Dans la partie la plus septentrionale, les cordons sont plats et démantelés, à une altitude faible ne dépassant pas 1 m. En descendant vers le sud, ils deviennent progressivement plus imposants. Dans la partie méridionale, une succession bien visible de cordons allongés forme des barrières larges, volumineuses, hautes, à une altitude atteignant parfois 10 m. De fines laminations, parfois entrecroisées, ressortent sur les coupes fraîches des cordons du sud, mais, généralement, les dépôts très homogènes tant au nord qu'au sud ne permettent pas d'envisager l'établissement de corrélations stratigraphiques.

Au pied des cordons ou en lisière de tannes, les vasières, formations peu épaisses qui ne dépassent pas une vingtaine de mètres au-dessus du Continental Terminal (Marius, 1985), s'opposent aux cordons par leurs caractéristiques sédimentaires, leur morphologie et leur végétation mais varient également entre le nord et le sud. Cette unité s'établit en fonction de la marée. La fréquence de submersion est un facteur de zonation des vasières. Le niveau le plus haut d'une vasière est toujours situé à la limite de la marée haute des marées de moyennes eaux (Evans, 1965 ; de Vries Klein, 1985). C'est sur ces hautes vasières que s'épanouit la mangrove, mais l'accès est généralement rendu difficile par la présence des palétuviers, végétation touffue et souvent inextricable. Cependant, lors des observations sur le terrain,

le niveau de la marée haute des marées de moyennes eaux a été mesuré à chaque fois que cela a été possible. Ce niveau se situe entre 0,25 m au-dessus du zéro hydrographique dans la partie septentrionale du delta et 1,25 m dans la partie méridionale. L'altitude des vasières suit le niveau des marées hautes ; la relation entre la distribution des mangroves et les variations de marnage est vérifiée une fois de plus à la suite de Cook et Mayo (1980), Marius (1985) et Rüe (1994). Dans le delta, le marnage varie considérablement (fig.57) passant de 0,50 m au nord à 2,50 m au sud. Cette variation, bien que progressive du nord vers le sud, n'est pas linéaire. Sur le secteur côtier allant du nord du Saloum à la Guinée-Bissau le marnage en vives eaux croît de 1,10 m à Djiffère, à 1,60 m à Banjul (Gambie) et plus de 4 m en Guinée-Bissau. Cette croissance du marnage explique pour l'essentiel les variations observées dans le delta.

Les valeurs (de l'ordre de 2,50 m) observées tout à fait au sud du delta sont cependant trop élevées pour que l'explication soit totalement valide dans ce cas très local. La morphologie en entonnoir fortement rétréci du Bandiala à son embouchure est vraisemblablement une seconde cause de l'accroissement du marnage qu'on y observe. Anne Hinton estime, cependant, que ce n'est pas suffisant (comm. écrite) et on doit également considérer d'autres facteurs. On sait que, dans les estuaires, deux causes antagonistes influencent la propagation de l'onde de marée et, notamment, l'élévation du plan d'eau qu'elle occasionne. Si la morphologie plus ou moins resserrée tend à accroître le marnage, la friction sur le fond et les bords provoque l'effet contraire (Maynard et Briggs, 1985). Quand le premier facteur prédomine, l'estuaire est hypersynchrone. Il est synchrone si les effets se compensent. La prédominance des forces de friction définit les estuaires hyposynchrones. Dans le cas du Bandiala, l'étranglement de l'ouverture et le rapide resserrement permet d'expliquer un fort caractère hypersynchrone dès l'embouchure tandis que le maintien de la largeur au-delà du col de l'entonnoir expliquerait, dans la section interne, un comportement synchrone. Ce changement de type de fonctionnement est déjà décrit dans la Loire (Hosseini, 1999). Le gonflement de l'onde de marée à l'embouchure se maintiendrait ainsi sur le bas cours du Bandiala.

La variation d'altitude des vasières, du nord vers le sud, répond donc d'abord à l'augmentation progressive du marnage due à la localisation du delta dans une région transitionnelle entre régime microtidal au nord et macrotidal au sud et, en second lieu, à une exagération locale, dans le secteur du Bandiala, due au régime de progression de l'onde de marée.

Si la marée joue un rôle essentiel dans la localisation en altitude des vasières, le facteur biologique est un second déterminant de leurs caractères. Dans le cas du delta Saloum-Gambie, l'état de la mangrove fournit un indice de sa spécificité. La mangrove au nord du delta est très pauvre et clairsemée, d'une part, à cause de l'évolution pédogénétique des sols qui transforment peu à peu les vasières en tanne dans la partie septentrionale; mais, d'autre part, à cause de l'accumulation de plus en plus importante de sable provenant des cordons démantelés, dénudés et balayés par le vent. En effet, les sondages creusés dans les vasières du nord sont rapidement stoppés par des lits sableux et dépassent exceptionnellement 1,50 m sous la surface, alors qu'on atteint plus aisément la profondeur de 6 m dans le sud. Les sables ont été identifiés par leurs caractères exoscopiques comme des sables de cordons avec, globalement, une composante éolienne dominante. Les vasières du sud sont plus développées ; plus argileuses, bien que présentant souvent aussi une alternance de lits sableux très fins et de lits argileux, elles présentent, en outre, une pédogenèse moins évoluée.

La dégradation des cordons et des vasières, constatée entre le sud et le nord, se fait au profit des tannes, qui, bien que pouvant être considérés comme un mélange superficiel de ces deux unités, deviennent, à l'extrême nord du delta, une unité à part entière avec une pédogenèse caractéristique, tandis que les cordons et les vasières sont plus difficiles à reconnaître. Du sud vers le nord, l'évolution des tannes s'accompagne d'une transformation pédologique de plus en plus intense liée aux phénomènes d'oxydation qui permet la transformation de la pyrite en jarosite et la fossilisation des racines de *Rhizophoras* en *irons-pipes* (Van Breemen, 1972, Vieillefon, 1974). A l'extrême nord, les tannes sont très étendus et ont évolué en sols hypersalés et acides. Les sondages à Fatick et Foundiougne, traversent en surface des sédiments contenant de gros cristaux de halite puis des lits jaunes de jarosite alternant avec des lits argileux oxydés sur une profondeur de plus de 1 m. Au sud,

les tannes sont rares et récents. Il est fréquent d'y trouver les traces d'une mangrove (racine, troncs gisants, ...). La couche superficielle, siège des processus d'oxydation, ne dépasse pas 0,30 m au sud (Missira).

Des tannes ont été identifiés dans d'autres zones à mangrove dans le monde : à Madagascar, dans la région de Tuléar, en Nouvelle Calédonie (Baltzer, 1982) et même en zone équatoriale, au Gabon (Lebigre et Marius, 1981) ou en Inde, à Pichavaram (Kerrest, 1980). Là, comme au Sénégal, leur développement est, en grande partie, lié à la sécheresse de ces dernières années, mais nulle part leur extension n'est aussi importante et surtout aussi générale qu'au Sénégal (Marius, 1985). Il convient d'ajouter à cela que nulle part au monde leur extension n'est aussi importante que dans la partie septentrionale du delta du Saloum, montrant une nouvelle fois la dualité forte qui existe entre le nord et le sud de ce delta et qui se retrouve tout au long de la description tant morphologique que stratigraphique des cordons, des vasières, et des tannes.

## **2- Morphodynamique actuelle du littoral deltaïque**

La façade maritime deltaïque est la partie la plus sujette aux changements dans le cadre temporel de l'actuel, sur quelques dizaines d'années. Les facteurs météorologiques - houles, courants, vents - en sont la cause. On considèrera ici successivement la mobilité des plages et celles des cordons littoraux avant d'envisager la question des échanges sédimentaires responsables de leur dynamiques.

L'objectif est d'élaborer un modèle qualitatif actuel des enchaînements de formes qui résultent des mouvements sédimentaires, de façon à en retrouver la trace dans le passé du delta, objet du prochain paragraphe, et à mesurer éventuellement les différences qui ont pu démarquer son fonctionnement finiholocène par rapport à l'actuel.

### **2.1- Dynamique des plages**

Les mesures topobathymétriques réalisées sur le littoral nord du delta à Joal, Palmarin et Djiffère sont assez dispersées dans le temps et dans l'espace. Elles peuvent cependant, associées aux données granulométriques et aux connaissances concernant la houle sur la Petite côte, permettre de déterminer des tendances évolutives à court terme (jours, saisons, années).

#### **2.1.1- Les tempêtes**

Les tempêtes qui se manifestent sur la Petite Côte, principalement de décembre à janvier, plus rarement en février, sous l'action de fortes houles du nord, ont toujours un caractère érosif. Cette érosion, très marquée à Djiffère, placée au nord immédiat de la brèche de février 1987, se traduit par le recul de la ligne de rivage (fig. 74) et la formation d'une microfalaise. Ce recul observé, par exemple, entre le 15/10/94 et le 13/12/94 s'est, en réalité, produit en quelques heures au cours d'une seule tempête ayant eu lieu le 13 décembre 1994. Durant cette tempête, l'eau de mer est passée au-dessus du bourrelet dunaire alimentant ainsi la lagune, située en arrière, en eau et en sables grossiers (type III<sub>D</sub> : 300-380 μm) arrachés au bas de l'estran. A la faveur du tombant de la tempête, le bourrelet dunaire préexistant en haut de plage s'est remodelé. On y retrouve des sédiments de type III<sub>D</sub>, identiques à ceux du bas de l'estran dans la zone du jet de rive. Ainsi, la houle joue un rôle majeur au cours de chaque tempête en érodant le littoral et en exportant le sable de la plage vers l'avant-côte mais également en redistribuant des sédiments grossiers en arrière, dans la lagune, et en haut de plage.

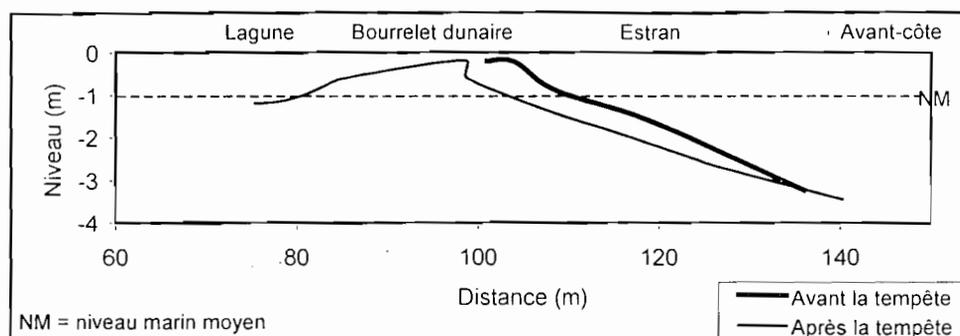


Fig.74 : Erosion à Djiffère au cours d'une tempête le 13/12/94

### 2.1.2- La morphodynamique saisonnière et pluriannuelle

Les mesures topobathymétriques des trois secteurs de référence, relativement éloignés les uns des autres, n'ont pas été suffisamment fréquentes pour établir un schéma de fonctionnement saisonnier ni même annuel. Il est difficile, dans ce cas, de mettre en relation les changements morphodynamiques des plages et les facteurs océanographiques, d'autant plus que s'ajoutent, parfois, des facteurs anthropiques.

On remarque tout de même, un recul général de la ligne de rivage entre 1994 et 1997, sur les trois profils observés sur le littoral nord du delta. Il n'est cependant pas régulier et n'a pas la même ampleur d'un profil à l'autre (tabl.31).

Périodes	Joal	Périodes	Palmarin	Périodes	Djiffère
avril 94 - mai 97	3 m	oct 89 - oct 94	3 m	oct 94 - déc 94	8 m
mai 97 - déc 97	5 m	oct 94 - oct 95	5 m	oct 95 - déc 97	30 m

Tabl.31 : Recul de la ligne de rivage à Joal, Palmarin et Djiffère

L'érosion observée à Joal entre mai et décembre 1997 est due, probablement, à la seule activité anthropique liée à la construction d'un site de débarquement de pêche, en 1996, immédiatement en amont de la zone étudiée. Un recul de la plage a, en effet, été observé depuis mai 1996 alors que, durant toute l'année 1994, la ligne de rivage restait inchangée. A Palmarin, la plage, après un recul de 7 à 8 m entre octobre 1989 et octobre 1995, s'est stabilisée. A Djiffère, par contre, l'érosion s'est nettement accélérée depuis 1994 avec des mouvements de recul prononcés pendant la période correspondant à la saison des tempêtes. On voit donc deux grandes tendances se dessiner.

Joal et Palmarin, au nord et en limite nord du delta, se situent dans un secteur qui peut être considéré comme actuellement stable, sauf quand des aménagements en perturbent l'évolution. Djiffère, situé sur la façade maritime du delta au nord immédiat de la brèche, est un secteur très instable. Ces divergences dans le comportement des segments côtiers indiquent que l'extrémité actuelle de la flèche, sur laquelle se trouve Djiffère, est fragilisée. Il n'y a pas, en effet à priori, de différences fondamentales entre la position de Djiffère et celle de Palmarin. L'orientation est la même, le sédiment semblable, l'exposition identique à des champs de houle similaires. Les effets de tempête majorés à Djiffère ont donc une cause locale. Il est très probable que cette cause soit à rechercher dans la morphologie très chaotique des bancs de sable accumulés en delta sous-marin au débouché maritime de la passe de Lagoba (fig.75). Dans ces conditions de forte irrégularité bathymétrique, il est clair que la houle subit des phénomènes de réfraction qui induisent des convergences d'orthogonales. Au voisinage du delta sous-marin du Lagoba et spécialement sur la lèvres nord (Djiffère), on doit donc attendre, depuis que la brèche s'est formée, une accélération des processus d'érosion ; ce que l'on observe. Le fait que la marge sud de la brèche soit soumise à une attaque moins prononcée provient de

ce que le delta externe (fig.75) contribue par sa seule présence à atténuer l'action des houles dont l'énergie s'est dissipée au cours de sa traversée.

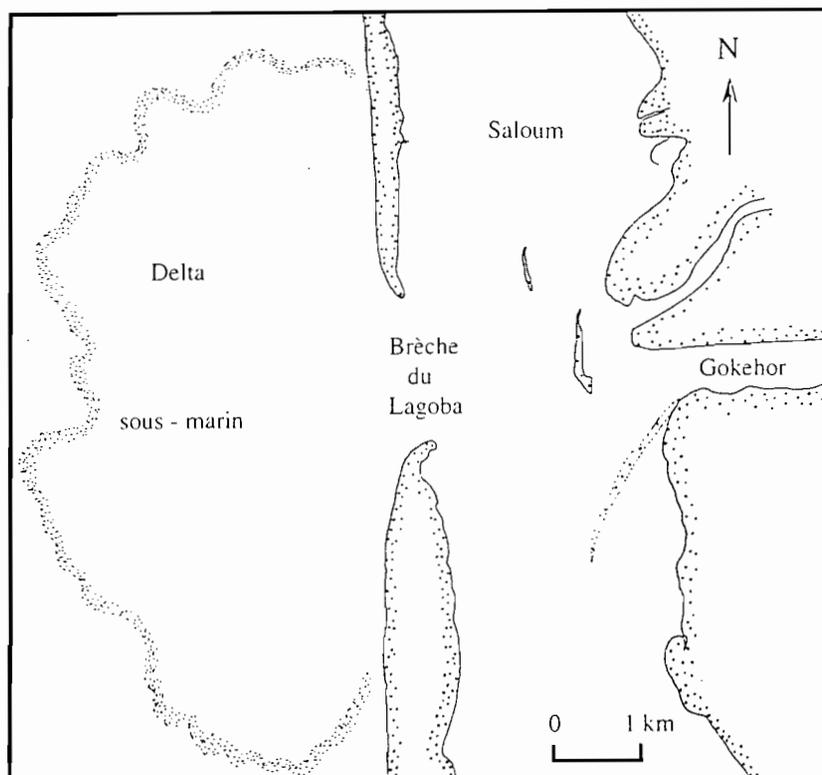


Fig.75 : La brèche du Lagoba et son delta sous-marin

## 2.2- Formation et mobilité des cordons littoraux.

Le front maritime deltaïque est jalonnée de flèches littorales, d'îles, de cordons littoraux et de multiples bancs sableux dont la majorité doivent être considérés comme des bancs d'embouchure, de bifurcation, de chenal ou de marée, selon la terminologie de Wright (1977), ayant évolué par la suite sous l'action de la houle. Une rapide revue de quelques cas présentés dans le chapitre 3 permet d'illustrer cette diversité.

A Niodior, à la hauteur de ce qui était l'embouchure à la fin du siècle dernier (fig.68), deux flèches de sens sud-nord se sont développées. Ces pointes, d'apparence inverse, étaient des îles en 1954, ou peu avant, et se sont accolées par l'extrémité sud à la barrière sableuse de Niodior, grâce à la formation de crochets sud-nord ou à l'extension des mangroves. De façon analogue, des cordons sableux actuels, prenant appui sur des bancs d'embouchure au sud du Bandiala, se sont rapidement développés vers le nord à l'abri de l'île aux Bœufs : leurs extrémités bien visibles se terminent par des crochets dirigés vers le nord-est (fig.76).

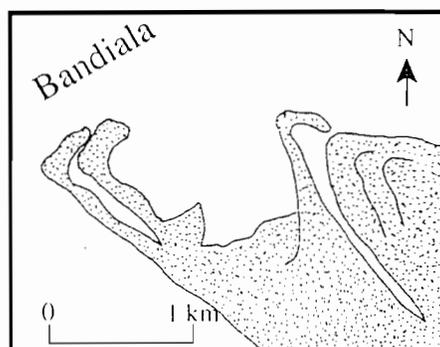


Fig.76 : Cordons sableux formés au sud du Bandiala depuis 1954

Les modifications dans la morphologie des îles aux Oiseaux semblent indiquer qu'elles formaient dans un passé récent, une seule et même flèche ou une île longue rectiligne qui se serait rompue et dont les formes s'incurvent actuellement.

Finalement, il existe un lien morphogénétique entre les différentes formations sableuses de façade maritime du delta. La relation s'établit par le jeu naturel des agents hydrosphériques et atmosphériques à partir d'une accumulation sédimentaire d'embouchure. Dans le cas présent, les barres ainsi édifiées sont d'un type intermédiaire entre la barre de marée décrite par Wright (1977) et la barre d'avant-côte. En effet, si les courants de marée jouent, aux embouchures des bras principaux, un rôle essentiel dans l'apport et surtout dans la redistribution des sédiments, avec pour conséquence la formation d'accumulations spécifiques à leur ouverture sur la mer (ex : Îles aux Oiseaux), très vite le régime des houles que l'on y rencontre modifie ces bancs qui prennent alors une forme en croissant déjà évoquée dans la description des barrières sableuses du nord (Falia, Dionwar et Niodior) et sur lesquelles nous reviendrons dans le paragraphe 3. On passe ainsi rapidement de la barre de marée classique allongée dans l'axe de l'écoulement à un système de hauts-fonds étirés parallèlement au rivage, évoquant des barres d'avant-côte.

L'accumulation, par suite des variations de niveaux marins (marées, surcotes, décotes), finit par émerger, formant une île. Il faut donc que du matériel soit disponible et circule dans toute la zone pré-littorale (point qui sera développé dans le paragraphe suivant). A ce moment, le vent supplée la houle pour édifier des dunes embryonnaires et, partant, un élément de cordon littoral (Niodior, Îles aux Oiseaux et aux Bœufs, cordons au débouchés du Bandiala).

L'action des houles sur ces cordons émergés conduit à des dispositions particulières en forme de crochets diversement orientés en fonction des houles dominantes, des réfractions qu'elles subissent et des fonds bathymétriques avoisinants. A partir de ce stade, dans certains cas, on voit des îles se rattacher à la façade deltaïque. C'est le cas de Niodior.

Ainsi flèches, îles et cordons littoraux résultent de processus alternatifs de ruptures et d'allongements soulignés par des crochets successifs. Ces crochets donnent le sens actuel du transport sédimentaire soit dans sa composante générale comme dans le cas de l'île aux Bœufs, soit dans sa composante très localisée comme à Niodior et au débouché du Bandiala.

Le cas de la flèche de Sangomar n'entre pas nettement dans ce schéma. A première vue, ce n'est pas une barre de marée qui a évolué selon le modèle de développement esquissé plus haut. Elle paraît plus proche des flèches sénégalaises typiques qui s'étirent du nord vers le sud sur la côte sénégalaise. La Langue de Barbarie à l'embouchure du fleuve Sénégal, longue de plus de 30 km, et ayant subi dans le passé des ruptures (Sall, 1983), la Pointe Sarène entre Dakar et le Saloum, la presqu'île aux Oiseaux à l'embouchure de la Casamance sont, avec la Pointe de Sangomar, autant de barrières sableuses formées sous l'action de la houle par la dérive littorale.

Cependant, la pérennité de la brèche du Lagoba souligne la particularité de la flèche de Sangomar et l'on peut penser que l'événement de 1987 a finalement restauré la situation morphogénétique antérieure en séparant, au nord, une flèche sénégalaise classique (le tronçon Joal, Palmarin, Djiffère) et, au sud, une barre de marée, à l'embouchure du Saloum qui, à un certain moment de l'évolution de cette ouverture, s'est accolée à la flèche septentrionale. La présence du chenal fossile dans la brèche l'atteste, nous y reviendrons dans le paragraphe 3.

### 2.3- Dynamiques des flux sédimentaires littoraux

Tous les changements dont rendent compte les observations de terrain et les analyses diachroniques d'évolution du trait de côte manifestent l'existence de transferts sédimentaires dans l'ensemble du domaine littoral et d'avant-côte.

La démonstration en est faite par les bilans volumétriques qui ont pu être établis dans deux secteurs privilégiés, véritables zone-puits. En outre, les indices d'érosion, l'évaluation du transport littoral et les observations des accumulations et des triages sédimentaires qui accompagnent les tempêtes désignent la houle, seule ou en association avec d'autres facteurs.

### 2.3.1- Bilans volumétriques

Nous avons vu dans ce qui précède, que le fonctionnement du modèle qualitatif présenté implique un apport véhiculé dans la zone pré littorale. L'évaluation de cet apport peut être faite à partir de l'estimation des volumes en termes de gain ou de perte en une zone donnée. Cette opération quantitative a été réalisée à partir du calcul des surfaces des sites instables de la Pointe de Sangomar et des îles aux Oiseaux converties en volume après intégration des hauteurs sur l'ensemble du domaine émergé et des fonds pré littoraux.

L'évaluation de ces volumes sédimentaires montre qu'ils sont positifs de 1954 à 1989 : les trois secteurs sont en accrétion pendant toute cette période. De 1969 à 1989, l'accroissement se poursuit mais à un taux inférieur tant sur la flèche de Sangomar que sur les îles aux Oiseaux. La réduction du taux d'accroissement volumétrique global est, dans ces deux domaines, de l'ordre de 50 % (tabl.32). Cependant, à la pointe même de Sangomar (extrémité de la flèche avant 1987, extrémité de l'île après cette date), l'analyse détaillée des volumes modifiés montre que le taux de réduction n'est que de 25 % sans doute par récupération d'une partie du matériel perdu au niveau de la brèche. Les apports sédimentaires deviennent négatifs sur la Pointe de Sangomar de 1987 à 1992.

Périodes	Djiffère-Sangomar	Iles aux Oiseaux
1954-1969	100 000 à 150 000 m <sup>3</sup> /an	20 000 m <sup>3</sup> /an
1969-1989	50 000 m <sup>3</sup> /an	10 000 m <sup>3</sup> /an
1987-1992	-30 000 m <sup>3</sup> /an	

Tabl. 32 : Estimation des volumes sédimentaires déplacés annuellement sur deux sites du littoral deltaïque

Le littoral deltaïque, zone d'accrétion il y a quelques décennies, est devenu, au moins dans sa partie septentrionale, une zone en érosion. Les flux sédimentaires qui faisaient de cette frange une zone-puits se sont donc modifiés récemment.

### 2.3.2- Facteurs morphosédimentaires

Les formations sableuses décrites précédemment sont allongées de façon grossièrement parallèle et sont situées au-dessus du niveau de la mer. Ce type de barrière prend toujours naissance sur les côtes dominées par la houle (Curry, 1969 ; Boyd *et al.*, 1987 ; Anthony, 1990 ; Roy *et al.*, 1994). Pour comprendre la dynamique sédimentaire actuelle, il est donc nécessaire de souligner le rôle des houles comme moteur des flux sédimentaires.

Sur la façade littorale du delta, ce rôle est illustré par l'homogénéité texturale des matériaux des plages et du domaine pré littoral ainsi que par des triages circonstanciels et réversibles, classiques, en fonction des zones morphodynamiques (jet de rive) ou du régime météomarin (transfert des grossiers vers le haut de plage, par exemple).

En outre, sur le littoral sénégalais, et en particulier à la hauteur du delta Saloum-Gambie, deux directions principales de houle se rencontrent : celle du nord et celle du sud. Le transit résultant est donc alternant et cette situation entraîne également des conséquences sur les modalités des processus d'érosion.

#### a-Transit littoral

Le transit littoral, calculé à partir des houles de l'année 1996, donne pour l'ensemble des houles du nord un débit de 45 000 m<sup>3</sup>. Pour l'ensemble des houles du sud, il est de 15000 m<sup>3</sup>. Le bilan en 1996 est donc de 30 000 m<sup>3</sup> vers le sud, sous l'action principale des houles du nord.

Leur fréquence, au cours de l'année 1996, indique que 80 % des houles annuelles viennent du nord et 20 % du sud. Le transit littoral reflète, dans une certaine mesure, cette fréquence relative. Mais l'efficacité des houles du sud, qui assurent 25 % des mouvements annuels, semble plus grande puisqu'elles sont concentrées sur la faible durée de la saison des pluies (2,5 mois). En fait, les houles du sud diminuent globalement le module résultant du transit littoral ; tout se passe finalement comme si elles le ralentissaient en contrariant l'action des houles dominantes.

#### b-Processus d'érosion

A Djiffère, les mesures fréquentes de la ligne de rivage de la flèche actuelle de juillet 1991 à décembre 1997 (fig.61), ont permis d'établir la relation entre le recul du rivage et la houle. La façade maritime de la nouvelle pointe s'érode toujours entre les mois de décembre et de février lorsque les houles fortes du nord engendrées par les tempêtes sur l'Atlantique se manifestent. Il s'agit d'une réponse habituelle partout observée lors des tempêtes (Kana, 1977 ; Williams *et al.*, 1978 ; Sherman et Norstrom, 1985).

Outre cette érosion de la façade maritime, l'extrémité sud de la flèche actuelle recule également. Ce processus agrandit la brèche du Lagoba depuis 1987 et se manifeste principalement lorsque les houles du sud alternent avec les houles du nord pendant la saison des pluies.

L'explication de cette érosion doit prendre en considération plusieurs causes :

- la réduction des apports sédimentaires,
- le jeu alternant des houles du sud et du nord,
- la fragilité historique du site de la brèche.

Sur la barrière externe du delta, les bilans volumétriques ont montré qu'on passe d'un régime d'accrétion jusqu'en 1969 à un régime plus diversifié où, dans certains secteurs dont celui de Djiffère, les processus d'érosion dominent. La formation de la brèche du Lagoba doit être rattachée à ce phénomène. Cette diminution des apports commence à une date mal déterminée, entre 1969 et 1989.

Dans un même temps s'observe une période de sécheresse intense. On a vu que ce type de situation climatique s'accompagne d'une réduction de la fréquence des houles du sud. Elles jouent donc, alors, un rôle moins actif sur le ralentissement du transfert dominant vers le sud et, par conséquent, l'équilibre du budget sédimentaire des plages est rompu par rapport à la période antérieure. Finalement, un matériel moins abondant tend à être plus rapidement exporté vers la zone-puits de la Pointe de Sangomar, au détriment de toutes les parties situées en amont-transit.

Parmi celles-ci, le secteur du Lagoba apparaît particulièrement prédisposé à traduire rapidement cette déplétion : c'est un secteur dont la vulnérabilité est établie à l'échelle historique. En effet, il a connu de nombreuses ruptures antérieures et l'analyse morphologique a montré que la paléovallée du Saloum y traversait la flèche antérieure.

Dans les processus d'érosion, le régime des houles n'est donc pas le seul facteur entrant en jeu. Leur ampleur, leur localisation dépendent d'un système multifactoriel dans lequel, cependant, elles occupent une place éminente.

### 3- Histoire fini-holocène du delta Saloum-Gambie

#### 3.1- Chronologie

La chronologie est essentielle pour reconstituer l'évolution paléogéologique du delta. Elle permet d'ordonner la succession des phases climatiques, hydrologiques et sédimentaires qui ont successivement contrôlé la mise en place des unités.

##### 3.1.1- Bilan des données chronologiques

Un certain nombre de datations des différentes unités exploitées au cours de ce travail figurent dans des publications antérieures (Descamps *et al.*, 1974 ; Descamps *et al.*, 1977 ; Kalck, 1978 ; Marius, 1985 ; Descamps, 1989 ; Demarq et Demarq, 1989 ; Demarq et Demarq, 1990 ; Diop, 1990 ; Ausseil-Badie *et al.*, 1991). L'ensemble des datations est synthétisé sur la figure 77. Cependant, les plus récentes, postérieures à 1 000 ans B.P., n'ont pas été placées afin de ne pas surcharger la figure. Les 10 datations obtenues au cours de ce travail (tabl.6, 12, 18) sont également reportées.

D'après ces repères chronologiques, le système deltaïque se construit entre environ 6 000 ans B.P. et l'actuel. Cette évolution est marquée par différents épisodes climatiques et hydrosédimentaires dont la synthèse peut être rapidement esquissée grâce à de nombreux travaux (Hébrard, 1973 ; Michel, 1977 ; Beudet *et al.*, 1976 ; Rognon, 1976 ; Street et Grove, 1976 ; Petit-Maire, 1979 ; Leroux, 1981 ; Lézine *et al.*, 1990).

##### 3.1.2- Régime climatique

La décroissance glaciaire amorcée dès 17 000 ans B.P. s'accroît vers 12 000 ans B.P. et culmine vers 7 000 ans B.P. avec un épisode remarquable : le Tchadien (Hébrard, 1973 ; Elouard, 1975). Cette phase humide est parfois coupée par des épisodes encore plus humides, marqués, par exemple, par une extension lacustre comme en Mauritanie (Street et Grove, 1976). A cette phase succède le Nouakchottien (Hébrard, 1973) dont le maximum vers 5 500 ans B.P. marque la limite avec le début d'une période aride de plus en plus accusée, bien qu'interrompue par de courts intervalles d'humidité (Petit-Maire, 1979 ; Street et Grove, 1976). Le Tafolien (4 000-2 000 ans B.P.), aride, est caractérisé par une accentuation de la péjoration climatique (Hébrard, 1973 ; Beudet *et al.*, 1976 ; Michel, 1977).

Cette aridité engendre une remobilisation des sables éoliens ainsi que des changements fondamentaux dans les régimes fluviaux du nord-et du sud. Elle est plus particulièrement marquée au nord et joue un rôle incontestable dans la polarité abondamment démontrée par l'opposition nord-sud de l'ensemble deltaïque.

##### 3.1.3- Régime hydrocontinental et niveau marin

###### a- Régime hydrologique

Au cours des diverses phases climatiques, les fleuves Saloum et Gambie subissent des changements hydrologiques d'intensités différentes. L'aridité qui se manifeste à partir de 4 000 ans fait peu à peu du Saloum un estuaire inverse n'ayant plus de débit fluvial et dont les apports en matériaux fins sont extrêmement réduits. La Gambie, qui prend sa source en zone climatique pluvieuse, subit moins, par contre, les conséquences de cette aridité mais l'apport sédimentaire devient toutefois plus grossier. En effet, l'intensité des processus d'hydrolyse continentale, à l'origine de l'amenuisement des grains de quartz par dissolution de la silice en milieu tropical, diminue fortement, et les noyaux quartzeux préservés sont alors plus gros.

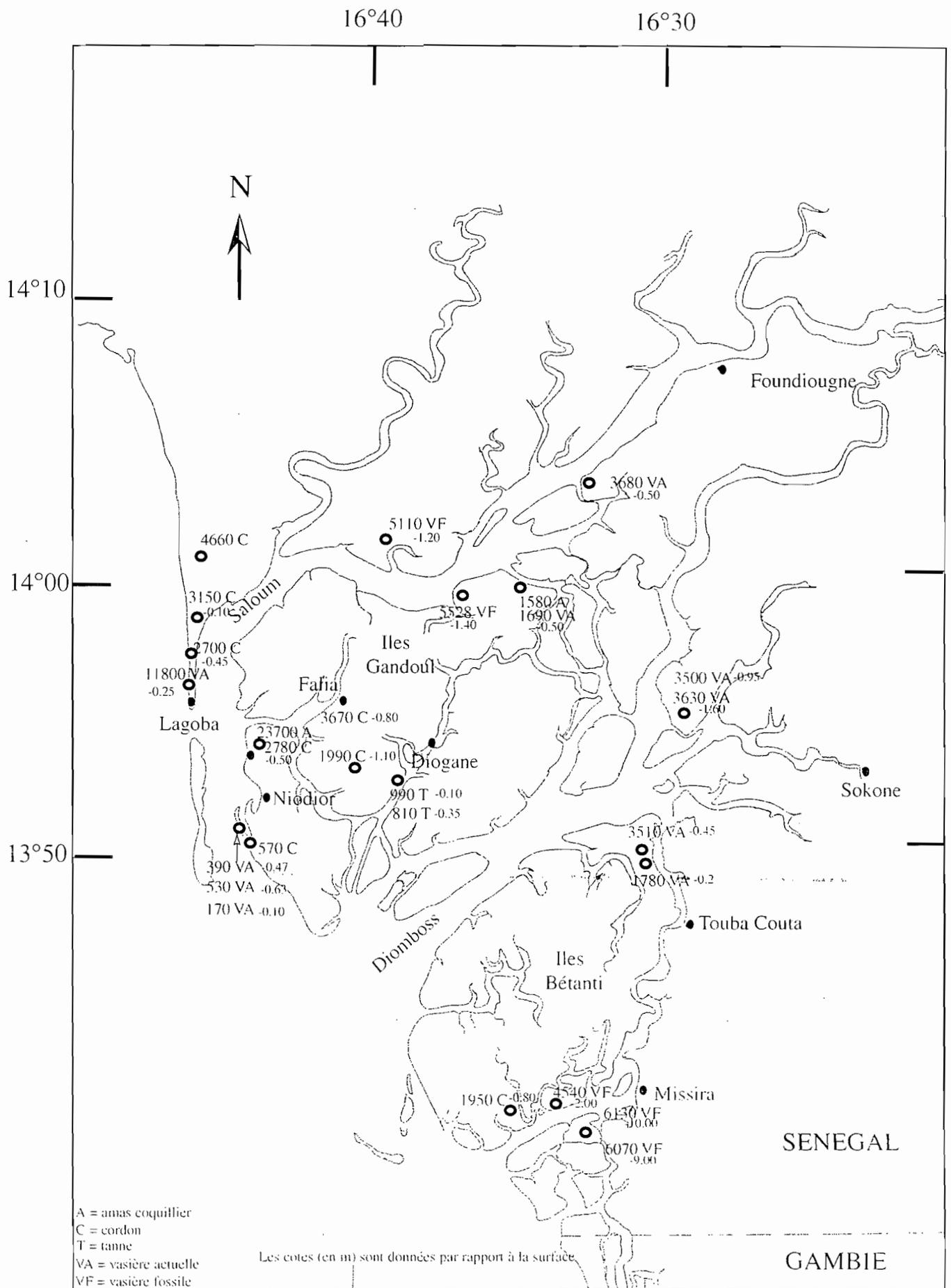


Fig.77 : Datations dans le delta Saloum-Gambie

## b- Régime océanique et niveau marin

Au cours du Tchadien, le niveau marin monte de -50 m à -15 m. Cette phase transgressive se poursuit peut être au-delà du niveau actuel (+1,5 / +2,0 m) vers 5 500 ans B.P. (Hébrard, 1973). Cette montée hypothétique au-dessus du niveau actuel de la mer n'est toutefois pas accréditée par les observations faites dans le delta. La distribution altimétrique des vasières, comme celle des cordons sableux répond, en effet, on l'a vu, à d'autres commandes à déterminisme local (variation du marnage, intensité des apports) et ne justifie pas qu'on appelle une cause globale pour expliquer ces variations.

Quoi qu'il en soit, au Tafolien, la mer semble stabilisée autour du zéro actuel. Aucune variation du niveau marin n'a été démontrée depuis.

L'effet terminal des modifications climatiques et hydrosédimentaires qui marquent l'achèvement du cycle post-glaciaire dans le delta est une forte bipolarité dans l'origine des sédiments et dans leur répartition au sein des unités sédimentaires du delta. Ces événements dessinent un cadre suffisant pour décrire les différentes étapes aboutissant à la mise en place des formations du delta.

### 3.2- Les modalités du fonctionnement

Tout au long de cette étude, cinq unités ont été différenciées. Les chenaux, sièges des circulations fluviales et marines, interviennent dans le fonctionnement comme agent d'érosion, de transport et de sédimentation des unités sédimentaires. Celles-ci se résument à deux formations principales : les vasières et les cordons sableux parmi lesquels il est nécessaire de différencier la flèche de Sangomar, enracinée sur le Continental Terminal en marge du système deltaïque, dont le comportement diffère des cordons sableux internes.

#### 3.2.1- Les vasières

Deux types principaux se distinguent : les vasières fossiles et les vasières actuelles. Leur formation, à des périodes climatiques bien différentes, ne relèvent pas des mêmes processus sédimentaires.

Les vasières fossiles sont constituées de vase sableuse ou de sable argileux sur une épaisseur de 20 m environ (Marius, 1985). La fraction sableuse, plus ou moins importante entre le nord et le sud, forment des intercalations fines souvent coquillières. Les dates les plus anciennes sont de 6 130 et 6 070 ans B.P., respectivement à -10 m et -9 m, au sud du delta (Kalck, 1978). Ces unités se sont formées au cours de l'épisode humide enregistré entre 9 000 et 6 000 ans B.P. :

- celles du nord par épandage des matériaux fins amenés en suspension par le Saloum et son affluent le Sine, depuis le nord-est du pays sur la bordure septentrionale du golfe,
- celles du sud par le dépôt des vases transportées par la Gambie.

Elles forment le soubassement deltaïque sur lesquelles reposent les vasières actuelles et les cordons.

Les vasières actuelles, parmi lesquelles se classent les vasières reliques de Djiffère (1 180 ans B.P.) et de Niodior (390 à 170 ans B.P.), sont superficielles, ne dépassant pas 1,50 m d'épaisseur, souvent tourbeuses et contenant parfois des coquilles d'huîtres ou de pagne (*Anadara senilis*).

#### 3.2.2- Les cordons sableux

Les cordons sableux se sont érigés sur les vasières fossiles, depuis le début de la période aride vers 4 000 ans B.P., à la faveur d'un changement de régime sédimentaire favorable à la distribution des sables dans le delta. L'origine de ces sables (chap.5, 1.1) est double : éolienne avec une atténuation des apports du nord vers le sud dans tout le delta et gambienne dans la partie sud, exclusivement.

L'âge des cordons n'est pas établi avec précision, faute, le plus souvent, d'un matériel convenable susceptible d'être daté. Lorsque cela a été possible (Falia et Dionwar, au nord), on constate que les

âges décroissent de l'intérieur vers l'extérieur de la plaine deltaïque (respectivement 3 670 et 2 780 ans B.P.).

La localisation et la morphologie des barrières sableuses ainsi que les observations faites dans l'actuel sur les modalités de leur construction et de leur déplacement sont les éléments sur lesquels on peut s'appuyer pour reconstituer leur formation.

Dans le golfe Saloum-Gambie, les trois éléments morphodynamiques actifs sont : les écoulements fluviaux, les échanges fluvio-marins (marée) aux embouchures et la houle. Secondairement, lorsque les unités sont émergées, les agents atmosphériques interviennent. Les cordons se développent alors lorsque du matériel est disponible (au sud) ou s'atténuent quelque peu si les sources tendent à se tarir et si faute de végétation protectrice, ils se dégradent (au nord).

Par le jeu de ces facteurs s'explique l'organisation des cordons telle qu'on l'a observée. Au nord, ce sont d'abord des barres d'embouchure édifiées au gré des marées lorsque le cours du Saloum avait une direction NE-SW. Ces barres de marée sont ensuite nourries et remodelées par la houle du nord, alors active, car, à ce moment elle n'est pas stoppée par la flèche de Sangomar, non encore construite, mais subit une réfraction autour du môle rocheux du Continental Terminal, qui, au nord, ceinture le golfe Saloum-Gambie. Le remodelage se traduit en particulier par une réorientation NW-SE comme le montre la barrière de Niodior et la partie sud de la barrière de Falia. D'autres, comme le cordon de Dionwar, conserve la direction NE-SW originelle.

Les processus sont un peu différents au sud. Les barres de marée sableuses déposées à l'estuaire de la Gambie ont une orientation NW-SE ou N-S. Elles sont peu sensibles aux houles du nord dont les orthogonales ont la même direction. Par contre, les houles du sud jouent un rôle certainement plus actif en entraînant ce matériel le long du rivage oriental où se développent des barres d'avant-côte puis, par accrétion, des plages et des cordons. Une certaine réfraction de ces houles de sud est enregistrée par les barrières successives, ce que montrent les modestes changements de direction progressifs qu'on a noté (fig.29). Ils traduisent bien, à cet égard, la régularisation de la ligne de côte au fur et à mesure de son transfert vers l'ouest. La réfraction étant de moins en moins marquée, la direction des cordons s'adaptent à des orthogonales progressivement moins déviées au fur et à mesure que la sédimentation gagne sur la mer.

Historiquement, la dualité nord-sud demeure donc un caractère génétique du delta.

### 3.2.3- Formation de la flèche de Sangomar

On a souligné plus haut le caractère particulier de la genèse de la flèche de Sangomar. Sa construction ne s'inscrit pas dans les modalités du passage barre de marée – cordon qui expliquent assez généralement la formation des autres barrières sableuses. Son origine est déterminée par une dérive littorale dont la résultante, effective dès 4 800 ans B.P. (Rognon, 1976) porte vers le sud. En effet à Faboura, très près de la racine, la vasière qui s'abrite derrière le cordon initial est daté de 4 660 ans B.P. (fig.77).

Enracinée sur le Continental Terminal, elle n'a cependant pas été tout de suite une flèche littorale. Sans doute favorisé par la disponibilité d'un abondant matériel sableux d'origine dunaire (Barousseau, 1985), le transit sédimentaire a-t-il d'abord circulé sur la rive nord du golfe dans une direction proche du NW-SE. Le tracé actuel implique que la dérive littorale ait interféré avec une composante orthogonale (NE-SW), l'axe du Saloum lui-même, de façon à aboutir à l'orientation subméridienne que l'on observe maintenant. La flèche de Sangomar, dès son origine, est donc un poulie. Cette réorientation de la dérive sédimentaire littorale ne doit avoir eu lieu que vers 2 000 ans B.P. En effet, l'action de la houle, à l'intérieur du delta (voir plus haut la réorientation qu'elle détermine sur les barrières sableuses) est enregistrée jusque vers cette période. Elles sont ensuite soustraites à cette action qui n'a plus lieu que de façon limitée et par réfraction sur les cordons les plus externes (flèches « inverses » de Niodior).

### 3.3- Reconstitution de la formation et de l'évolution fini-holocènes du delta

L'étude stratigraphique des dépôts a permis la mise en évidence de deux formations uniformément réparties dans le delta :

- un soubassement argileux épais,
- un ensemble d'unités superficielles.

D'un point de vue chronologique et paléoenvironnemental, ce partage marque deux stades dans l'évolution de la plaine deltaïque :

- le stade de comblement de vasière ouverte sous climat humide,
- le stade d'achèvement sous climat sec.

#### 3.3.1- Le stade de vasière ouverte

Le delta Saloum-Gambie s'est formé à partir de l'épisode humide du Tchadien au cours duquel les matériaux fluviaux fins s'épandent au nord et au sud le long du rivage antérieur marqué par les affleurements du Continental Terminal. Les vases se déposent rapidement aux embouchures respectives et dans les zones abritées en fond de golfe mais sans véritablement se mélanger. Un chenal de marée, le Diomboss, se crée alors, par défaut d'apport sédimentaire, dès le début de la formation du delta. Il est ensuite entretenu par le jeu des marées. Ce chenal matérialise la limite entre le delta du Saloum et le delta de la Gambie.

Si les sédiments des vasières fossiles proviennent de deux fleuves différents et s'épandent dans des sens opposés, par contre, leur histoire est très semblable. Les apports fluviaux nord et sud comblent, pendant toute la période humide, le fond du golfe et forment le soubassement deltaïque vaso-sableux. Les influences marines sont signalées par les associations de foraminifères typiques de milieu ouvert. Cette phase climatique pluvieuse n'est pas continue mais coupée de périodes de rémission (Sarntheim *et al.*, 1982 ; Duplessy *et al.*, 1981) à la faveur desquels des lits sableux se forment, insuffisants toutefois pour ériger des cordons. Les apports fluviaux s'épandent encore après le maximum de la transgression nouakchottienne et atteignent une vingtaine de mètres d'épaisseur vers 4 100 - 4 500 ans B.P. (Bassid - Marius, 1985 ; Oudovala - Diop, 1990). Ce sont les vases prodeltaïques sur lesquelles les autres unités vont se mettre en place suivant un schéma quelque peu différent entre le delta du nord et le delta du sud définitivement séparés par le Diomboss dont la profondeur maximale est alors de 25 m.

Les datations montrent que vers 4 000 à 4 500 ans B.P. se situe une rupture environnementale majeure qui conduit à l'arrêt de la construction du soubassement au profit d'une évolution en « baie frisonne » marquée par la formation de nombreux abris derrière les cordons massifs pendant laquelle la différenciation nord sud est le mieux marquée.

#### 3.3.2- Le stade de baie abritée

##### a- Le delta du Saloum

Au Tafolien (4 000 - 2 000 ans), les changements dans les apports sédimentaires vont déterminer la configuration future du delta du Saloum. Les apports fluviaux fins diminuent considérablement et sont remplacés par des apports sableux amenés par les vents de nord-nord-est depuis les ergs ogoliens du nord du Sénégal et du désert mauritanien, alors vastes réservoirs sédimentaires, et, en faible quantité, par le Sine et le Saloum devenus des estuaires inverses dominés par la marée. Des bancs d'embouchure se mettent alors en place progressivement de l'est vers l'ouest suivant la direction générale NE-SW du Saloum. Ces bancs sableux remaniés par la houle du nord, réfractée autour du cap que forme alors le Continental Terminal, tendent à s'aligner parallèlement au rivage. Au fur et à mesure que les bancs se modèlent, des vasières s'installent en arrière, à l'abri des cordons, les fixant ainsi dans leur forme quasi définitive et colmatant peu à peu le prodelta..

Vers 2 000 ans, la flèche de Djiffère commence à s'esquisser, se développant vers le sud grâce à la houle du nord, aux apports sédimentaires des stocks dunaires septentrionaux, et à l'absence de débit fluvial. Cette flèche a alors deux actions essentielles. Tout d'abord elle stoppe l'action de la houle dans tout l'extrême nord figeant ainsi les rivages des cordons littoraux qui deviennent dunaires. Leur évolution, à ce moment, là ne dépend plus que des facteurs climatiques dont le principal est le vent. Le déficit pluviométrique intervient également indirectement par l'appauvrissement de la végétation qui ne joue donc pas ou peu son rôle dans la fixation des dunes. Ainsi vers 2 000 ans B.P. les cordons dunaires du nord commencent à se démanteler.

La flèche dévie également fortement le Saloum vers le sud. Il continue cependant de construire des barres d'embouchure, mais dans le sens nord-sud, dont l'île de Sangomar est la principale. Ce banc est une zone-puits pour les sédiments transitant depuis le nord grâce à la dérive littorale. Il s'allonge progressivement vers le sud, en même temps que la flèche de Djiffère qui rejoint ce banc après colmatage du chenal principal du Saloum immédiatement au nord de l'île de Sangomar.

Les changements les plus récents dans le delta sont ensuite de plusieurs ordres :

- de petits cordons inverses se forment sous l'action réfractée de la houle (Niodior),
- des vasières intertidales et subtidales évoluent en barres de méandre (*point bar*) par accrétion dans les chenaux,
- le colmatage, en arrière des cordons, se continue très progressivement,
- les vasières se dégradent au cours de l'évolution pédogénétique qui modifie les sols devenus salés et acides,
- l'érosion continue des cordons dunaires se poursuit par déflation éolienne et parfois par le sapement des berges par les bolons.

La dégradation simultanée des cordons et des vasières entraîne la formation d'une unité très superficielle mais particulièrement développée au nord : les tannes.

Le dernier événement marquant de l'évolution du delta est la rupture de la flèche de Sangomar qui matérialise la diminution progressive des apports sédimentaires dans ce secteur. Le chenal fossile, bien que réouvert, ne peut être encore actif dans la mesure où c'est un chenal aveugle barré par le delta sous-marin formé depuis l'ouverture du Lagoba sur la façade maritime de la brèche.

#### b- Le delta de la Gambie

Le delta de la Gambie se différencie du delta du Saloum par l'origine de ses sédiments mais également par les processus de mise en place des cordons et leur évolution.

Au Tafolien, les apports sédimentaires de la Gambie changent ; ils deviennent plus grossiers par suite de la diminution de l'hydrolyse continentale sous climat sec. Ces sables se déposent à l'embouchure dans la direction NW-SE. Ils sont ensuite repris par la houle du sud et diffèrent en cela des barrières du nord. En effet dans le delta du Saloum, on l'a vu précédemment, les cordons se sont mis en place sous l'action de la marée (dans la direction NE-SW) mais aussi des houles du nord. Celles-ci n'ont pas ou peu d'effet sur les bancs d'embouchure de la Gambie alignés globalement suivant un axe nord-sud. Par contre, les orthogonales de la houle du sud, réfractée à la hauteur du cap de Banjul, arrivent perpendiculairement aux bancs sableux et les repoussent au fur et à mesure de leur formation vers le rivage. Ainsi, les cordons du sud n'ont qu'une seule direction principale NW-SE contrairement aux cordons du nord. De plus, l'action de la marée et de la houle se surimposant, la formation des cordons est vraisemblablement plus efficace ce qui expliquerait leur importance volumétrique quelque peu renforcée par les apports éoliens du nord. Protégés de la déflation éolienne par une végétation plus dense, du fait d'un gradient pluviométrique positif du nord vers le sud, les cordons sont mieux conservés.



## CONCLUSIONS GENERALES

Situé en domaine intertropical, dans un secteur d'influences contrastées, tantôt sahéliennes sèches, tantôt tropicales plus humides, le delta Saloum - Gambie doit à cette particularité un certain nombre de ses caractères. Le balayage de la zone par le FIT entraîne, en effet, un fort gradient climatique entre le nord et le sud du système deltaïque. L'appartenance sahélienne de la partie septentrionale est marquée dans le régime des apports et dans le type et le mode d'évolution des unités sédimentaires qui s'y rencontrent. L'influence tropicale humide, dans sa variante soudanienne, est plus manifeste au sud où les apports et le développement des unités sédimentaires soulignent le rôle, inattendu au départ, du fleuve Gambie comme un des responsables de la formation du delta.

A ce gradient climatique, se superpose un gradient océanique. Il se manifeste par les caractères de l'onde de marée dont le marnage s'accroît ; localement, cette influence est renforcée par la morphologie de telle sorte qu'on passe alors du régime microtidal au régime mésotidal. Il se traduit aussi par l'incidence des régimes de houle caractérisé par une dominance des houles de NW qui imposent un développement des structures de front deltaïque et un transport littoral du nord vers le sud et par l'apparition, au cours de la brève saison des pluies, de courtes périodes transitoires de houles de SW qui déstabilisent ces structures lorsque, par la conjonction avec d'autres facteurs (diminution du régime des apports par exemple), elles sont fragilisées.

Ce double gradient confère donc au delta Saloum - Gambie une disposition très particulière puisqu'on aboutit finalement à démontrer sa double nature. Au nord, le delta du Saloum, même si, en dépit de la connexion évidente avec le fleuve, on a montré qu'il évoluait surtout en fonction d'apports éoliens dans le récent. Au sud, le delta de la Gambie où l'influence de ce fleuve est plus manifeste, même si la connexion physique n'est pas évidente.

Ce découpage, établi à partir de l'ensemble des analyses de sédiments, est tout à fait net quand on considère les unités qui constituent les formations les plus superficielles : cordons, vasières, tannes et, dans une certaine mesure, celles aussi du front deltaïque. Il semble cependant également valide pour la vaste unité sédimentaire qui constitue le soubassement de la plaine deltaïque, formation de vases, épaisse de plusieurs mètres, marquant les premières étapes de la sédimentation deltaïque. Le maintien d'un espace central, le Diomboss, rend cette hypothèse plausible. Cet espace jamais colmaté, toujours entretenu par les courants de marée, représente à travers toute cette histoire, une véritable frontière entre le delta nord et son homologue du sud.

Au découpage géographique s'ajoute ainsi un découpage temporel, marqué par la grande rupture climatique qui apparaît aux environs de 4 000 ans B.P. Cette discontinuité, abondamment documentée dans la région par des études variées, sépare une période plutôt humide d'un intervalle de temps où la sécheresse devient la caractéristique. Tant au sud qu'au nord, et pour des raisons différentes, l'évolution du delta en est transformée avec la constitution d'unités superficielles plus variées. Des barrières sableuses s'édifient et transforment un environnement de baie ouverte en milieu de baie abritée (baie frisonne) où des pélites peu argileuses se mettent en place. Globalement, le volume de sédiments correspondant à l'ensemble de ces formations superficielles semble très inférieur à celui des vases du soubassement. La réduction de l'humidité s'accompagne d'une diminution de la production terrigène qui apparaît aussi au moins homogène avec l'apparition d'une composante grossière (sableuse et limoneuse), devenant parfois dominante par rapport aux vases. Cette ultime période de la formation du système deltaïque représente véritablement l'évolution actuelle puisque tous les facteurs encore à l'œuvre de nos jours sont en place dès ce moment, en rupture forte avec ce qui préexistait.

Cette diversité des apports confère alors aux agents marins et atmosphériques un rôle plus marqué que celui qu'ils avaient dans la période antérieure. En effet, ils vont séparer les phases détritiques en fonction de leurs caractères texturaux. Les barrières sableuses, en particulier, montrent bien cela avec une variété de formes : cordons, flèches littorales, dunes, bancs qui permet d'ailleurs de montrer comment, à partir de la formation des accumulations d'embouchure (barres de marée), on passe progressivement à des îles puis des cordons littoraux puis des barrières rattachées à la terre ferme ; un modèle qui peut s'appliquer aux diverses barrières rencontrées dans le niveau post-Tafolien. L'action des agents du milieu marin est ici bien mise en évidence. Celui de la marée d'abord, agent principal du dépôt aux embouchures. Celui des houles, ensuite, qui modèlent les cordons, les réorientent. On a toutefois vainement cherché les signes de changement de sens des mouvements sédimentaires tels qu'ils ont pu être décrits ailleurs (Martin *et al.*, 1984 à 1993) sous l'influence de changements majeurs des dérives océaniques.

Le rôle des houles est d'ailleurs fortement souligné par toute la partie de l'étude qui concerne le présent. La grande flèche externe lui doit sa formation, même si au cours de cette élaboration, elle rencontre la vaste barre qui en formera la moitié sud jusqu'en 1987, date de la réouverture de l'ancienne séparation. On montre alors que de faibles basculements du régime des houles sont susceptibles de désorganiser profondément la disposition des unités sédimentaires dans un contexte de réduction de réserves sédimentaires disponibles. Cette situation semble démontrée par les évaluations volumétriques des apports piégés dans deux zones-puits qui ont servi de test. Les cubatures indiquent, à partir de 1969, un amoindrissement des quantités de matériel qui s'y accumulent.

Vu à travers le temps de la fin de l'Holocène et dans l'espace géographique de son étendue, le delta du Saloum - Gambie apparaît donc comme un delta complexe mais susceptible de réagir fortement et rapidement aux moindres changements de l'environnement terrestre. Beaucoup de compléments sont cependant à apporter : l'échantillonnage du soubassement n'a pas pu être assez abondant pour connaître dans le détail la nature, le rythme, les modalités d'apport et les sources mêmes de ce matériel essentiellement vaseux, la connaissance de l'environnement océanographique actuel a souffert de l'absence d'un ensemble de mesures suivies de la houle à la côte et du régime des courants de marée dans les bras principaux et dans la brèche du Lagoba.

Bien qu'étudié avec attention, le delta Saloum - Gambie demeure un sujet d'étude, d'autant plus peut-être que la sensibilité qu'il démontre en raison de sa position originale dans une zone critique aux multiples gradients en fait un lieu test.

## LISTE DES FIGURES ET PHOTOS

	Page
<b>INTRODUCTION</b>	
Fig.1 : Carte de localisation du delta Saloum-Gambie	2
Photo 2 : Vue d'ensemble du delta Saloum-Gambie	3
 <b>CHAPITRE 1 : FACTEURS GENERAUX DE L'ENVIRONNEMENT DU DELTA SALOUM-GAMBIE</b>	
Fig.2 : Esquisse géologique du Sénégal, de la Guinée et de la Guinée-Bissau	6
Fig.3 : Le plateau continental et son talus	8
Fig.4 : Carte bathymétrique du plateau continental - Petite Côte - Sénégal	9
Fig.5 : Bancs et affleurements rocheux sur le plateau continental - Petite Côte - Sénégal	9
Fig.6 : Répartition des pélites à l'embouchure du Saloum et de la Petite Côte	10
Fig.7 : Répartition des sables sur la Petite Côte - Sénégal	11
Fig.8 : Répartition des carbonates sur la Petite Côte - Sénégal	11
Fig.9 : Schéma de circulation atmosphérique générale	12
Fig.10 : Position de l'équateur météorologique et des vents sur l'Afrique et l'Atlantique intertropical	13
Fig.11 : Répartition des pluies moyennes annuelles sur le bassin Saloum depuis 1920	14
Fig.12 : Ecart de la pluviométrie d'une année par rapport à la pluviométrie moyenne à Kaolack	14
Fig.13 : Variation saisonnière des courants océaniques généraux	16
Fig.14 : Classification des côtes du monde en fonction du marnage exprimé en trois classes	18
Fig.15 : La répartition des lignes cotidales de la composante majeure de la marée dans l'Atlantique tropical du nord-est	18
Fig.16 : Schéma de circulation des courants littoraux	20
Fig.17 : La formation des flèches sédimentaires sous l'action de la dérive littorale	21
Fig.18 : La salinité du fleuve Gambie	22
Fig.19 : La salinité des eaux de surface du Saloum	22
Fig.20 : Variations de la vitesse du flot et du jusant au cours de différents cycles de marée	23
 <b>CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE ET TECHNIQUES D'ETUDE</b>	
Photo 2 : Mise en place du géodimètre	25
Fig.21 : Localisation des stations	26
Photo 3 : Demi - carotte obtenue par sondage à la tarière	28
Photo 4 : Sondage creusé à la pelle simple, puis approfondissement à la pelle à vase	28
Photo 5 : Sapement de berge dans un cordon le long d'un bolon	29
Photo 6 : Rafraîchissement de coupe	29
Photo 7 : Laminations visibles après rafraîchissement de coupe	29
Photo 8 : Niveau des marées hautes moyennes marqué par la limite du feuillage des palétuviers	30
 <b>CHAPITRE 3 : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET ESQUISSE PALEO GEOGRAPHIQUE</b>	
Fig.22 : Les différentes unités du delta Saloum-Gambie	38
Fig.23 : Localisation des amas coquilliers dans le delta	39
Fig.24 : Transects dans le Saloum, le Diomboss et le Bandiala	41
Fig.25 : Les cordons sableux du nord du delta	43
Fig.26 : La barrière de Falia	44
Fig.27 : La barrière de Dionwar	44
Fig.28 : La barrière de Niodior	44

	Page
Fig.29 : Barrière sableuse du sud	45
Fig.30 : Le débouché du Bandiala	46
Photo 9 : Tanne dans l'extrême nord du delta	48
Photo 10 : Tanne dans le sud du delta	48
Fig.31 : Position des profils aériens et sous-marins	49
Fig.32 : Le profil aérien de Djiffère	50
Fig.33 : Le profil sous-marin de Djiffère	50
Fig.34 : Le profil aérien de Palmarin	51
Fig.35 : Le profil aérien à Joal	51
Fig.36 : Profil topobathymétrique A	52
Fig.37 : Profil topobathymétrique B	52
Fig.38 : Profil topobathymétrique C	52
Fig.39 : Répartition des sédiments dans le chenal principal du Saloum	55
Fig.40 : Logs et indices granulométriques dans les cordons	58
Fig.41 : Répartition de l'indice de triage	62
Fig.42 : Fréquence numérique de l'indice d'asymétrie dans les sédiments de cordon	63
Photo 11 : Grain de quartz de forme frustré	64
Photo 12 : Grain de quartz très arrondi, mat, de la composante éolienne	64
Photo 13 : Trace de choc en coup d'angle	64
Photo 14 : Cassure aux contours anguleux sur un grain éolien	64
Photo 15 : Grain de quartz aux faces planes	65
Photo 16 : Figures de dissolution très forte	65
Photo 17 : Figures de dissolution et traces de chocs	65
Photo 18 : Stries de friction	67
Photo 19 : Coulées de silice	67
Photo 20 : Ecailles de silice	67
Photo 21 : Fleurs de silice	67
Fig.43 : Pourcentage des minéraux lourds dans les échantillons	69
Fig.44 : Logs et indices granulométriques de la vasière de Fandong	70
Fig.45 : Logs et indices granulométriques de la vasière fossile station C	70
Fig.46 : Fréquence numérique de l'indice d'asymétrie dans les sables de vasière	73
Fig.47 : Mode granulométrique du gypse grossier en fonction du mode granulométrique du quartz	74
Fig.48 : Logs et indices granulométriques d'un tanne proche d'un cordon	77
Fig.49 : Relation entre le skewness et le mode dans les sédiments de tanne	79
Fig.50 : Relation entre l'indice de classement et le mode granulométrique sur le littoral	82
Fig.51 : Relation entre l'indice de triage et l'indice de classement sur le littoral	82
Fig.52 : Répartition des modes granulométriques à l'extrémité de la Pointe de Sangomar	83

#### CHAPITRE 4 : ANALYSE DYNAMIQUE ET EVOLUTION ACTUELLE

Fig.53 : Les vents au-dessus de l'Atlantique en juillet 1992	88
Fig.54 : Direction et hauteur de la houle sur la côte sénégalaise	90
Fig.55 : Fréquence des houles du nord et du sud sur la côte nord et la côte sud du Sénégal	91
Fig.56 : Fréquences des houles du sud pendant l'hivernage en relation avec la pluviométrie annuelle à Touba Couta	92
Fig.57 : Carte des marnages observés dans le delta	94
Fig.58 : Evolution de la ligne de rivage de la Pointe de Sangomar	95
Fig.59 : Profil aérien de l'extrémité sud de la Pointe de Sangomar	96
Fig.60 : Evolution de la ligne de rivage de la Pointe de Sangomar de 1987 à 1992	97
Fig.61 : Evolution de la ligne de rivage à Djiffère, au nord de la brèche, de juillet 1991 à décembre 1997	98
Fig.62 : Chenal aveugle de la brèche de la Pointe de Sangomar en octobre 1987	99

	Page
Fig.63 : Transect bathymétrique de la brèche en décembre 1994 et juin 1997	100
Fig.64 : Evolution des profils à Djiffère	101
Fig.65 : Evolution des profils à Palmarin	101
Photo 22 : Recul de la ligne de rivage à Palmarin entre octobre 1989 et novembre 1996	102
Fig.66 : Evolution des profils à Joal	103
Fig.67 : Evolution de la ligne de rivage de l'île aux Bœufs	104
Fig.68 : Carte de l'embouchure du Saloum en 1891	105
Fig.69 : Localisation des profils bathymétriques aux embouchures du Saloum	106
Fig.70 : Profils topobathymétriques au voisinage des deux embouchures du Saloum	109
Fig.71 : Abaque de Larras	111

## CHAPITRE 5 : INTERPRETATION ET DISCUSSION

Fig.72 : Fréquence numérique de l'indice d'asymétrie dans les sédiments de cordon et de vasière	116
Fig.73 : Les vasières à l'embouchure d'un fleuve	119
Fig.74 : Erosion à Djiffère au cours d'une tempête le 13/12/94	125
Fig.75 : La brèche du Lagoba et son delta sous-marin	126
Fig.76 : Cordons sableux formés au sud du Bandiala	126
Fig.77 : Datations dans le delta Saloum-Gambie	131



## LISTE DES TABLEAUX

Page

### CHAPITRE 1 : FACTEURS GENERAUX DE L'ENVIRONNEMENT DU DELTA SALOUM-GAMBIE

Tabl.1 : Moyenne pluviométrique annuelle (en mm) pour différentes périodes	15
Tabl.2 : Variation du marnage du nord au sud sur la côte sénégalaise	17

### CHAPITRE 3 : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET ESQUISSE PALEO GEOGRAPHIQUE

Tabl.3 : Correspondance des vasières par rapport aux zones tidales	46
Tabl.4 : Correspondance des tannes par rapport aux zones tidales	47
Tabl.5 : Description lithologique et texturale des sédiments des chenaux	56
Tabl.6 : Datations sur des coquilles des cordons du nord	57
Tabl.7 : Pourcentage des silts et des argiles dans la fraction pélitique des sédiments	59
Tabl.8 : Les indices granulométriques des sédiments des cordons du nord et du sud	61
Tabl.9 : Répartition des modes granulométriques (en %) des cordons du nord et du sud dans quatre intervalles dimensionnels (en $\mu\text{m}$ )	62
Tabl.10 : Synthèse des observations au MEB des grains de quartz des sédiments de cordon	66
Tabl.11 : Pourcentage pondéral des minéraux lourds dans les échantillons des cordons	68
Tabl.12 : Datations sur des coquilles de vasières reliques	71
Tabl.13 : Indices granulométriques des sables des vasières du nord et du sud	72
Tabl.14 : Pourcentage des modes granulométriques dans les vasières du nord et du sud	72
Tabl.15 : Modes du quartz et du gypse dans les sédiments de vasière	74
Tabl.16 : Synthèse des observations au MEB des grains de quartz de vasière	75
Tabl.17 : Répartition des silts et des argiles dans les pélites et des minéraux argileux dans les vasières	76
Tabl.18 : Datations de coquilles de tanne	77
Tabl.19 : Indices granulométriques des échantillons des tannes du nord et du sud	79
Tabl.20 : Pourcentage des modes granulométriques dans les sédiments de tanne	79
Tabl.21 : Synthèse des observations au MEB des grains de quartz des sédiments de tanne	80
Tabl.22 : Pourcentage des silts et des argiles dans les pélites et des minéraux argileux dans les argiles	81
Tabl.23 : Pourcentage des modes granulométriques des sédiments de cordon, vasière et tanne, au nord et au sud	84

### CHAPITRE 4 : ANALYSE DYNAMIQUE ET EVOLUTION ACTUELLE

Tabl.24 : Le pourcentage des vents du nord et du sud sur la côte sénégalaise et la côte sud du Sénégal (en 1996)	89
Tabl.25 : Fréquence des vents en pourcentage sur la côte sud sénégalaise au cours de l'année	89
Tabl.26 : Moyenne mensuelle de la force des vents sur la côte sud sénégalaise au cours de l'année 1996	89
Tabl.27 : Pourcentage cumulé des houles du nord et du sud, des mois de juillet, août, septembre sur la côte sud	92
Tabl.28 : Pourcentage de période de houle $>$ , $<$ ou $=$ à 8 s sur la côte sénégalaise	93
Tabl.29 : Fréquence mensuelle des hauteurs de houle au cours de l'année 1996	93

**CHAPITRE 5 : INTERPRETATION ET DISCUSSION**

Tabl.30 : Récapitulation des pourcentages des modes granulométriques des sédiments de cordon et de vasière	116
Tabl.31 : Recul de la ligne de rivage à Joal, Palmarin et Djiffère	125
Tabl.32 : Estimation des volumes sédimentaires déplacés annuellement sur deux sites du littoral deltaïque	128

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen, G.P. (1972) - *Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Thèse Sci. Nat. Doct. Etat, Univ. Bordeaux I, 314 p.
- Allen, J.R.L. (1965) - A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5 : 89-191
- Anthony, E.J. (1990) - Environnement, géomorphologie et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra Leone (Afrique de l'Ouest), *Rev. Analy. Spat. Quant. et Appliq.*, 27 et 28, Nice, 189 p.
- Ausseil-Badie, J. (1983) - Diomboss-Bandiala, milieu biologique : foraminifères. Atelier d'études des mangroves et estuaires du Sénégal : Diomboss - Bandiala. Rapport final UNESCO, Division des Sciences de la mer : 93-98
- Ausseil-Badie, J. (1984) - Saloum-Diomboss-Bandiala, milieu organique : foraminifères. Atelier d'études des mangroves et estuaires du Sénégal : Saloum et Somone. Rapport final UNESCO, Division des Sciences de la mer : 28-29
- Ausseil-Badie, J., Barusseau, J.P. et Descamps, C. (1991) - Holocene Deltaic sequence in the Saloum Estuary, Senegal, *Quaternary Research*, 36 : 178-194
- Bâ (Diara), M., Barusseau, J.P., Descamps, C. et Diouf, B. (1996) - Recent quaternary sedimentary and climatic changes in the Saloum delta (Senegal). Ed. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, UNESCO - IUGS, Climates of the past : 29-36
- Bâ (Diara), M., Descamps, C., et Thilmans, G. (1997) - Fouille d'un tumulus à Ndiamon-Badat (Iles du Saloum, Sénégal), *Fouille et dégradation dans les îles du Saloum*, 3, Saint-Louis, Lille, Liège : 1-14
- Bâ (Diara), M., Pesin, A. et Diouf B. (1995) - Evolution côtière au Sénégal - Les flèches sableuses de la langue de Barbarie et de Sangomar, Rapport Final EPEEC, UNESCO : 1-8
- Baltzer, F. (1982) - Géodynamique de la sédimentation et diagenèse précoce en domaine ultrabasique (Nouvelle Calédonie). *ORSTOM trav. et doc.*, 152, 238 p.
- Barbey, C. (1982) - *Les ergs du sud-ouest de la Mauritanie et du nord du Sénégal*. Thèse Let., Univ. Paris VII, 454 p.
- Barbey, C. (1989) - Etude chronologique de la sédimentation éolienne dans le sud-ouest de la Mauritanie et dans le nord du Sénégal. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, 1 : 21-24
- Barusseau, J.P. (1973) - *Évolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène - Les processus actuels de la sédimentation*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bordeaux, 363 p., biblio., IV pl., IV ann.
- Barusseau, J.P. (1980) - Evolution des transports sableux sous l'action des houles entre Saint-Louis et Joal (Sénégal), *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, 58-59 : 31-39
- Barusseau, J.P. (1983) - Analyse sédimentologique des fonds marins de la « Petite côte » (Sénégal). Rapport du programme « Environnement côtier » ISRA-CRODT : 65-83
- Barusseau, J.P. (1985) - Evolution de la ligne de rivage en République islamique de Mauritanie. Rapport du contrat sc 217.614.4, UNESCO - Division des Sciences de la mer, LRSM Perpignan, 104 p.
- Barusseau, J.P., Diop S., Saos, J.L. et Carn, M. (1983) - Caractères sédimentologiques, Atelier d'étude des mangroves au sud de l'estuaire du Saloum: Diomboss-Bandiala (Sénégal), Rapport final EPEEC, UNESCO, division des Sciences de la Mer : 59-89
- Barusseau, J.P., Diop S., Ngoumbi-Ngouzi, J.S. et Saos, J.L. (1985) - Le milieu physique : caractères hydrodynamiques. L'estuaire et la mangrove du Sine Saloum, Résultats d'un atelier régional UNESCO-COMAR, *Rapport UNESCO. Division des Sciences de la Mer*, 32 : 7-14
- Barusseau, J.P., Diop S., Monteillet J. et Rocha, C.Y. (1985) - L'estuaire et la mangrove du Sine Saloum: caractères sédimentologiques, Rapport UNESCO, Division des sciences de la mer : 112-139

- Barusseau, J.P., Diop S., Giresse, P., Monteillet, J. et Saos, J.L. (1986) - Conséquences sédimentologiques de l'évolution climatique fini-Holocène ( $10^2$  -  $10^3$  ans) dans le delta du Saloum. *Océanogr. trop.*, 21 (1) : 89-98
- Barusseau, J.P., Bâ (Diara), M., Descamps, C., Diop S., Giresse, P. et Saos, J.L. (1995) - Coastal evolution in Senegal and Mauritania at  $10^3$ ,  $10^2$  and  $10^1$ -year scales; natural and human records, *Quaternary International*, 29-30 : 61-73
- Barusseau, J.P., Bâ (Diara), M. et Diop. S. (1999) - L'environnement physique. In : *Rivières du sud, Sociétés et Mangroves ouest-africaines*, Cormier-Salem (Ed.), 1 : 33-61
- Beaudet, G., Michel, P., Nahon, D., Oliva, P., Riser, J. et Ruellan, A. (1976) - Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidental. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 18, 2-3 : 157-174
- Bellion, Y. et Crévola, P. (1991) - The Cretaceous and Cainozoic magmatism of the Senegal basin (West Africa) : a review. In : *Magmatism in extensional structural settings*, Kampunzu and Lubala (Eds.), Springer-verlag : 189-208
- Bellion, Y. et Robineau, B. (1986) - Sismicité de l'Afrique de l'Ouest. Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire : Passé, Présent, Futur, Faure H., Faure L. et Diop S. (Eds.) INQUA/ASEQUA Symp. Intern., Dakar, vol. des résumés, *Trav. Doc. ORSTOM*, 197 : 23-24
- Bellion, Y., Hébrard, L. et Robineau, B. (1984) - Sismicité historique de l'Afrique de l'Ouest - essai d'inventaire - Remarques et commentaires. *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, 72-73 : 57-71
- Berthois, L. (1949) - Remarques sur la statistique granulométrique dans l'étude des sables. *Circ. du C.R.E.O.*, 3 : 1-25
- Bertrand, F. (1993) - Contribution à l'étude de l'environnement et de la dynamique des mangroves de Guinée. Données de terrain et apport de la télédétection. Paris, ORSTOM, *Coll. Etudes et Thèses*, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux III, UFR de Géographie, mars 1991, 201 p.
- Blasco, F. (1983) - Mangroves du Sénégal et de la Gambie – Statut écologique, Evolution -Final draft – CNRSER 73, Université de Toulouse III – Institut de la carte international du Tapis végétal, 86 p.
- Bonnefille, R. (1997) - Les formules du transit littoral. Non publié, 11 p.
- Bouteiller, J. (1891) - De Saint-Louis à la Sierra-Léone – Huit ans de navigation dans les rivières du sud. Augustin Challamel (Ed.), Paris, Librairie coloniale, 334 p.
- Boutelier, P. (1979) - *Le rôle des roselières dans l'estuaire de la Loire*. Thèse 3ème Cycle, Nantes, 136 p.
- Boyd, R., Bowen, A.J. and Hall, R.K. (1987) - An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia . In : *Glaciated coasts*, Fitzgerald D.M. and Rosen P.S. (Eds.), San Diego, Academic Press : 88-114
- C.E.R.C. (1984) - Shore protection manual, vol.II, Departement of the Army, US Army Corps of Engineers, Washington
- Castaing, P., Feral, A. et Klingebiel, A. (1971) - Paléogéographie de l'Holocène sur le plateau continental au large de l'embouchure de la Gironde. *Comptes rendus Somm. de la Soc. Géol. de Fr.*, 6 : 325-326
- Castelain, J. (1965) - Aperçu stratigraphique et micropaléontologique du bassin du Sénégal, historique de la découverte paléontologique. *Mém. BRGM*, 32 : 135-159
- Chappell, J. (1967) - Recognizing fossil strand lines from grain size analysis. *J. of Sed. Petr.*, 37, 1 : 157-165
- Checchi and Cy (1981) - Mangrove feasibility study. Gambia forestry project n°635-0205 final report, 1 fasc., 152 p., bibliog.
- Citeau, J., Finaud, L., Cammas, J.P. and Demarcq, H. (1989) - Questions relative to ITCZ migrations over the tropical Atlantic ocean, sea surface temperature and Senegal river runoff. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 41 : 181-190
- Clarke, A.J. and Battisti, D.S. (1981) - The effect of continental shelves on tides. *Deep-sea Res.*, 28 : 665-682
- Cook, P.J. and Mayo, W. (1980) - Geochemistry of a tropical estuary and its catchment. Broad sand, Queensland. *B.M.R.Bull.*, 182, 211 p.

- Coudé-Gaussen, G. (1988) - Contribution à l'étude sédimentologique des poussières sahariennes et à leur identification dans les sédiments continentaux et marins. *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV, 6 : 1063 - 1072
- Coudé-Gaussen, G. et Rognon, P. (1988) - Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess au Nord du Sahara à partir de l'exemple du Sud-Tunisien. *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV, 6 : 1081 - 1090
- Cram, J.M. (1979) - The influence of continental shelf width on tidal range : paleoceanographic implications. *J. Geol.*, 87 : 441-447
- Curry, J.R. (1969) - History of continental shelves. In : New concepts of continental margin sedimentation, Stanley D.J. (Ed.), Washington, DC : American Geological Institute : JC-6-1 - JC-6-7
- Dacosta, H. (1989) - Variabilités des précipitations sur le bassin versant du Saloum, non publié.
- Davies, J.L. (1980) - *Geographical Variation in Coastal Development*. 2ème édition, Longman, Londres, 212 p.
- Davis, R. A. Jr. (1985) - Beach and nearshore zone. In : *Coastal Sedimentary Environments*, Davis R.A. Jr (Ed.), 2ème ed., Springer-Verlag New York Berlin Heidelberg Tokyo : 379-444
- De Vries Klein, G. (1985) - Intertidal flats and intertidal sand bodies. In : *Coastal Sedimentary Environments*, Davis R.A. Jr (Ed.), 2ème ed., Springer-Verlag New York Berlin Heidelberg Tokyo : 185-224
- Debenay, J.P., Bâ (Diara), M., Ly, A. et Sy, I. (1987) - Les écosystèmes paraliques du Sénégal. Description, Répartition des peuplements de foraminifères benthiques. *Revue de Paléobiologie*, vol.6, n°2, Genève : 229-255
- Demarq, G. et Demarq, H. (1989) - Biostrome à *Crassostrea* du Quaternaire récent (Sénégal), comparaison avec ceux du Miocène (bassin rhodanien). *Géol. méditerr.*, 16, 1 : 3-15
- Demarq, G. et Demarq, H. (1990) - Découverte d'un biostrome récent à *Crassostrea* ( Bivalves) dans une mangrove du Sénégal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série 2*, 310, 5 : 651-654
- Descamps, C., Thilmans, G., Thommeret, Y. et Hauptmann, E.F. (1977) Données sur l'âge et la vitesse d'édification de l'amas coquillier de Faboura (Sénégal), *Bull. Ass. Sénégal. Etude Quatern. Afr.*, vol.51 : 23-32
- Dhonneur, G. (1985) - Traité de météorologie tropicale. Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale. Direction de la météorologie, 151 p.
- Diop, S. (1978) - *L'estuaire du Saloum et ses bordures (Sénégal)*. *Etude géomorphologique*. Thèse 3ème cycle. U.L.P. Institut de Géographie, Strasbourg : 247 p.
- Diop, S. (1990) - La côte ouest-africaine : du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (Rép.de Guinée). Thèse d'état, Edition de l'ORSTOM, *Coll. Etudes et thèses*, 379 p. + 1 annexé
- Domain, F. (1972) - Poissons démersaux du plateau continental sénégalien. *ORSTOM, D.S.P.*, 38
- Domain, F. (1976) - Les fonds de pêche du plateau continental ouest-africain entre 17°N et 12°N. *Doc. Sc. CRODT*, Dakar, 61, 23 p., 3 fig., 2 cartes h.t.
- Domain, F. (1977a) - Carte sédimentologique du plateau continental sénégalien. Extension à une partie du plateau continental de la Mauritanie et de la Guinée Bissau. ORSTOM Paris (notice explicative n° 68), 3 cartes en coul. h.t.
- Domain, F. (1977b) - Description de la sédimentation fine et des formations rocheuses du plateau continental ouest-africain, de 17°N à 12°N. *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, n° 50 spécial : 11-22
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C. and Duprat, J. (1981) - Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean. Correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeo.*, 35 : 121-124
- Einsele, G., Herm, D. and Swartz, H.U. (1974) - Sea-level fluctuation during the past 6000 yr at the coast of Mauritania. *Quaternary Research*, 4 : 282-289
- Elouard, P. (1975) - Formations sédimentaires de Mauritanie atlantique. Notice de la carte géologique de Mauritanie au 1/1000000ème, BRGM : 171-232

- Elouard, P., Faure, H. et Hebrard L. (1977) - Variations du niveau de la mer au cours des 15000 dernières années autour de la presqu'île du Cap-vert (Sénégal). *Bull. Assoc. Sénégal. Et Quatern. Afr.*, 50 : 29 - 49
- Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J., Bowin, C., and Mascle, J. (1975) - Continental margin off western Africa : Angola to Sierra Leone. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 59 : 2209-2265
- Evans, G. (1965) - Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Geol. Soc. London Quart. J.*, 121 : 209-241
- Faure, H. et Elouard, P. (1967) - Schéma de variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans, *C.R. Acad. Sci. Paris, (D)*, t. 265 : 784-787
- Faure, H. et Hebrard, L. (1973) - Shorelines fluctuations in Senegal and Mauritania during Holocene time. (Variations des lignes de rivage au Sénégal et en Mauritanie au cours de l'Holocène). IX International INQUA Congress, 2-10 december, Quaternary shorelines Commission 4
- Faure, H., Vieillefon, J. et Diop Ch. (1974) - Evolution de la ligne de rivage holocène en Casamance (sud du Sénégal). *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, 42-43 : 91-99
- Folk, R.L. (1966) - A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6 : 73-93
- Folk, R.L. and Ward, W.C. (1957) - Brazos river bar : a study of the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27 : 3-26
- Friedman, G.H. (1967) - Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *J. of Sed. Petr.*, 37 : 327-354
- Gac, J.Y., Carn, M. et Cogels, F.X. (1992) - Atmospheric dusts : major climatic events over the Sahel : focus on the daily observations in Senegal from 1984 to 1991. *La Veille Clim. Satellitaire*, 41 : 48-59
- Galloway, W.E. (1975) - Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In : *Deltas : Models for Exploration*, Broussard M.L. (Ed.), Houston Geological Soc., Houston, TX : 87-98
- Giresse, P., Barousseau, J.P., Descamps, C. et Monteillet, J. (1988) - Enregistrement sédimentologique et archéologique des oscillations climatiques récentes dans le domaine littoral de l'extrême ouest africain. Contribution à l'étude des aridifications. Rapport non publié, A.T.P. CNRS Histoires de l'Environnement et des phénomènes naturels, 133 p., 2 ann.
- Gning, I. (1997) - Les masses d'eau et leur évolution dans l'estuaire du Sine-Saloum. Rapport final EPEEC, UNESCO, Dakar : 21-28
- Greenwood, B. and Hale, P.B. (1981) - Langrangian sediment motion in a crescentic nearshore bar under storm-induced waves and currents. *Canadian J. Earth Sciences*, 19 : 424-433
- Guilcher, A. (1954) - *Morphologie littorale et sous-marine*. P.U.F., 216 p., Coll. ORBIS, 40 fig., 8 pl. Paris.
- Hebrard, L. (1973) - *Contribution à l'étude géologique du Quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Nouadhibou (18°-21° N)*. Thèse Univ. Lyon, 2 tomes, 549 p., 61 fig.,
- Hesp, P. (1998) - Estuaries to salt lakes : Holocene transformations of the estuarine ecosystems of south-western Australia. *Marine and freshwater research*.
- Honda, M. and Shimuzu, H. (1998) - Geochemical, mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert sands. *Sedimentology*, 45 : 1125-1143
- Horn, D.R., Ewing M., Delach, M.N. and Horn, B.M. (1971) - Turbidities of the Northeast Pacific. *Sedimentology*. 16 : 55-69
- Hosseini, K. (1999) - *Liaison entre la rigidité initiale et la cohésion non drainée dans les vases molles. Relation avec la dynamique sédimentaire*. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, Ecole Centrale de Nantes, 167 p.
- Inman, D.L. (1952) - Measures for describing the size distribution of sediments. *J. of Sed. Petr.*, 22 : 125-145
- Jacobi, R.D. and Hayes, D.E. (1982) - Bathymetry, microphysiography and reflectivity characteristics of the west african margin between Sierra Leone and Mauritania. In : *Geology of the Northwest African Continental Margin* von Rad U., Hinz K., Sarntheim M. and Seibold E. (Eds), Springer-Verlag, Berlin : 182-212
- Jones, E.J.W. and Mgbatogu, C.C.S. (1977) - Jurassic seafloor spreading in the eastern equatorial Atlantic. *Nature*. 267 : 688-690

- Jones, E.J.W. and Mgbatogu, C.C.S. (1982) - The structure and evolution of the west African continental margin off Guinée Bissau, guinée and Sierra Leone. In : *The ocean floor*, Swutton R.A. and Talwani M. (Eds.), Wiley and Sons, New York : 165-202 (+ref)
- Jouanneau, J.M. (1982) - *Matières en suspension et oligoéléments métalliques dans le système estuarien girondin : comportement et flux*. Thèse Sci. Nat. Doct. Etat, Univ. Bordeaux I, 150 p.
- Kalck, Y. (1978) - *Evolution des zones à mangroves du Sénégal au Quaternaire récent*. Etudes géologiques et géochimiques, Thèse de 3ème cycle en géologie, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, 121 p., 28 fig., 10 tabl., 13 ann.
- Kana, T.W. (1977) - *J. Water. Harb. Coastal Div. ASCE* 103 : 505-518
- Kerrest, R. (1980) - *Contribution à l'étude écologique de la mangrove de Pichavaram*. Thèse 3ème cycle, Toulouse, 98 p.
- Klovan, J.E. (1966) - The use of factor analysis in determining depositional environments from grain size distribution. *J. of Sed. Petr.*, 36, 1 : 115-125
- Kocurek, G. and Lancaster, N. (1999) - Aeolian system sediment state : theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46 : 505-515
- Kogbe, C.A. (1980) - Revision of the Continental terminal concept in Africa ; review of objectives and achievements of Project 127. In : *Continental terminal of Africa* - Univ. Niamey - Proceedings of the IGCP 127.
- Kogbe, C.A. (1981) - The Continental terminal in Africa toward a more precise definition. *Nature and Resources*, 17, 4 : 38-41
- Komar, P.D. (1976) - *Beach processes and sedimentation*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 429 p.
- Koukoku, G.L. (1993) - *Caractères, rythmes de mise en place, âge et signification paléogéographique des faciès d'une séquence sédimentaire de deep-sea fan - Exemple du deep-sea fan de Cayar (plaine abyssale du Cap-Vert)*. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 177 p.
- Krumbein, W.C. (1936) - Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. *Journ. of Sed. Petr.*, 6 : 35-47
- Lambergeon, D., Dzierata, D.S. et Janicot, S. (1981) - Comportement du champ de vent sur l'Afrique occidentale. *La météorol.*, Vième sér., 25 : 69-81
- Lappartient, J.R. (1978) - Le Continental Terminal du Rip (Sénégal) : une formation marine néogène continentalisée. Proceedings of the 2nd Working conference, Project n°127 (IUGS-EGCP), vol.5, Ahmadu Bello Univ. Dépt. Géol. Publ., 7, 5 p.
- Larras, J. et Bonnefille, R. (1965) - Quantités de sable charriées par la houle parallèlement à la côte. Proc. Conf. IAHR, 11th, Leningrad
- Le Ribault, L. (1975) - *L'exoscopie des quartz*, Ed. Masson, Paris, 150 pp.
- Lebigre, J.M. et Marius C. (1981) - Etude d'une séquence mangrove - tanne en milieu équatorial, Gabon, Symp. Int. Lag. Côtières, Bordeaux, 9 p.
- Leclerc, J.P., Bellessort, B. et Migniot, C. (1976) - Action de la houle sur les sédiments. L.C.H.F., *Publ. du CNEXO*, 191 p.
- Legigan, Ph., Riffault A. et Tastet, J.P. (1983) - Environnements sédimentaires et évolution récente du plateau continental au sud de la presqu'île du Cap-vert (Sénégal). *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, Dakar, 68-69 : 47-87
- Leprun, J.C., Marius, C. et Perraud, E. (1976) - Caractérisation de la pédogénèse durant le dernier millénaire sur les amas coquilliers des îles du Saloum (Sénégal). *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, Dakar, 49 : 13-25
- Lerique, J. (1975) - Les transports solides en suspension dans la Gambie à Kédougou et à Gouloumbo. Résultats de la campagne 1974. PNUD Proj. Reg. 60, ORSTOM Dakar
- Leroux, M. (1980) - *Le climat de l'Afrique tropicale*. Dakar, Thèse d'Etat. Université de Dijon, 3 tomes, 1427 p.
- Leroux, M. (1981) - Le climat de L'Afrique tropicale - *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, Dakar, 62-63 : 33-42
- Lesueur, P. et Tastet, J.P. (1994) - Facies, internal structures and sequences of modern Gironde-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France. *Marine geology*. 120 : 267-290

- Lézine, A.M., Bieda, S., Faure, H. et Saos, J.L. (1985) - Etude palynologique et sédimentologique d'un milieu margino-littoral : la tourbière de Thiaye (Sénégal). *Sci. Géol.*, 38, Srtasbourg : 79-89
- Lézine, A.M., Casanova, J., and Hilaire-Marcel, C. (1990) - Across an early holocene humid phase in Western Sahara, pollen and isotope stratigraphy. *Geology*, 18 : 264-267
- MacMaster, R.L., Ashraf, A. and De Boer, J. (1973) - Transverse continental margin fracture zone off Sierra Leone. *Nature*, 244 : 92-99
- MacMaster, R.L., Christofferson, E. and Ashraf, A. (1975) - Structural framework of the continental shelf and slope off southwestern of Sierra Leone. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 59 : 2161-2171
- MacMaster, R.L., De Boer, J. and Ashraf, A. (1970a) - Magnetic and seismic reflection studies on the continental shelf off Portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone, West Africa. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 54 : 57-67
- MacMaster, R.L., Lachance, T.P. and Ashraf, A. (1970b) - Continental shelf geomorphic features off Portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone. *Mar. Geol.*, 9 : 203-213
- 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. Editions de l'ORSTOM (IRD), *Collection Etudes et Thèses*, 438 p.
- Malou, R., Dacosta, H. et Ndiaye, M. (1998) - Inventaires des zones humides du Saloum. Rapport UICN, 34 p.
- Marinho, M., Mascle, J. and Wannesson, J. (1988) - Structural framework of the southern Guinean Margin (Central Atlantic). *J. Afr. Earth Sc.* 7 : 401-408
- Marius, C. (1985) - Mangroves du Sénégal et de la Gambie. Ecologie, pédologie, géochimie, mise en valeur et aménagement, ed. ORSTOM, *coll.Travaux et Documents*, vol.193, Paris, 357 p.
- Masse, J.P. (1968) - Contribution à l'étude des sédiments actuels du plateau continental de la région de Dakar, Rapp. 23, Lab. Géol. Fac. Sc., Dakar, 81 p., 33 fig.
- Maynard, N. M. and Briggs, R.B. (1985) - Estuaries. In : *Coastal Sedimentary Environments*, Davis R.A. Jr (Ed.), 2ème ed., Springer-Verlag New York Berlin Heidelberg Tokyo : 75-186
- Merle, J. (1973) - Hydrologie saisonnière de la région de Dakar (étude descriptive). *Doc. CRO Dakar Thiaroye*
- Merle, J. (1978) - Atlas hydrologique saisonnier de l'océan Atlantique intertropical. *Trav. Doc. ORSTOM*, 82
- Michel, P. (1970) - Chronologie du Quaternaire des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Essai de synthèse (1ère partie), *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr.*, vol. 25 : 53-64
- Michel, P. (1973) - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. *Mém. ORSTOM*, 63, Paris, 752 p.
- Migniot, C. (1967) - Evaluation des transports sédimentaires sous l'action des houles. Comparaisons entre les estimations théoriques et les mesures par traceurs radioactifs. Doc. L.C.M.F., non publié
- Monteillet, J. (1986) - *Evolution quaternaire d'un écosystème fluvio-marin tropical de marge passive : environnements sédimentaires et paléocéologie du delta et de la basse vallée du Sénégal depuis environ 100000 ans*. Thèse doct. état, Perpignan, 264 p., 143 fig., 2 ann.
- Morton, C. A. et Hallsworth, C. (1999) - Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, vol. 124, 1-3 : 3-30
- Nahon, D. (1976) - *Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence*. Thèse Sci. Marseille et Sci. Géol., Mém., 44, 232 p.
- Ndong, J.B. (1996) - *L'évolution du climat au Sénégal et les conséquences de la sécheresse récente sur l'environnement*. Thèse de Doctorat. Université Lyon 3 Jean Moulin, Laboratoire de Géographie physique, 301 p.
- Niedoroda, A.W., Swift, D.J.P. et Hopkins, T.S. (1985) - The shoreface. In : *Coastal Sedimentary Environments*, Davis R.A. Jr (Ed.), 2ème ed., Springer-Verlag New York Berlin Heidelberg Tokyo : 533-624

- Noirot, E., (1892) - Notice sur le Saloum, *Journal Officiel du Sénégal* : 411-414
- Orange, D. (1992) - Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'Ouest), Strasbourg, *Mém. Sci. Géol.*, 93, 198 p.
- Ottmann, F. (1965) - Introduction à la géologie marine et littorale. Ed. Masson, 259 p.
- Parfenoff, A., Pomerol, C. et Tourenq, J. (1970) - *Les minéraux en grains - Méthodes d'étude et détermination*. Ed. Masson, 578 p.
- Passega, R. and Biramjee, R. (1969) - Grain size image of clastic sediments. *Sedimentology*. 13 : 233-252
- Petit-Maire, N. (1979) - Prehistoric palaeoecology of the Saharan Atlantic coast in the last 10000 years : a synthesis. *J. of Arid. Envir.*, 2 : 85-88
- PNUE (1985) - Erosion côtière en Afrique de l'Ouest et du Centre. PNUE, Rapport et études des mers régionales, 67, 248p.
- Prospero, G.M. et Carlson, T.N. (1972) - Vertical and aeral distribution of saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. Amer.*, Washington, 77, 22 : 5255-5265
- Pritchard, P. (1967) - What is an estuary : physical viewpoint. In *Estuaries*, G.H. Lauff Edit.. American Association for the advancement of Science, Publication 83, Washington, DC : 3-5
- Ramage, C. (1974) - Upwelling and the monsoons . *Oceanography*, The last frontier, R.C. Vetter (Ed.), *Voice of America Forum Series* : 253-261
- Rebert, J.P. (1977) - Aperçu sur l'hydrologie du plateau continental ouest-africain de la Mauritanie à la Guinée, rapport COPACE/PACE, série 78/10, 4 p., 1 fig.
- Rebert, J.P. et Prive, M. (1974) - Observations de courant au voisinage du Cap-Vert. Note sur les courants de marée. *Doc. CRODT*, Arch. 3
- Reyre, D. (1966) - Bassins sédimentaires du littoral africain ; 1ère partie : littoral atlantique. Paris, *Association des services géologiques africains*, 304 p.
- Riffault, A. (1980) - *Les environnements sédimentaires actuels et quaternaires du plateau continental sénégalais (sud de la presqu'île du Cap Vert)*. Thèse de 3ème cycle, n°1561, 145 p. + annexes. Université de Bordeaux I
- Rivière, A. (1952a) - Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques et interprétation géologique. Notion de faciès granulométrique. *Bull. de la Soc. Géol. de Fr.*, 3, II, p.155
- Rivière, A. (1952b) - Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et applications. *Bull. de la Soc. Géol. de Fr.*, 3, II, p.145
- Rizzini, A. (1968) - Sedimentological representation of grain sizes. *Memorie della Soc. Geol. italiana*. VII : 65-89
- Roelvink, J.A. et Stive, M.J.F. (1989) - Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach. *J. Geophys. Res.*, 94 : 4785-4800
- Rognon, P. (1976) - Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40000 ans. *Rev. géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XVIII, 2-3 : 251-282
- Rosfelder, A. (1961) - Contribution à l'analyse texturale des sédiments . *Publ. du Serv. Carte Géol. de l'Algérie*, Bull. 39
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. and Thom, B.G. (1994) - Wave-dominated coasts. In : *Coastal evolution. Late quaternary shoreline morphodynamics*, Carter R.W.G. and Woodroffe C.D. (Eds.), Cambridge University Press : 121-186
- Rüe, O. (1988) - Erosion et mobilité des plages de Guinée. *L'érosion côtière en Afrique*, Lomé, 8 p.
- Rüe, O. (1994) - Unité et diversité des mangroves de l'Afrique de l'Ouest : fiction pour un débat. In : *Dynamiques et usages de la mangrove dans les pays des Rivières du Sud (du Sénégal à la Sierra-Léone)*, Actes de l'atelier de travail de Dakar du 8 au 15 mai 1994, Cormier-Salem (Ed.), Paris, ORSTOM, *Coll. Colloques et Séminaires* : 27-31
- Ruffman, A., Meagher, L.J. et Stewart, J.M.G. (1977) - Bathymétrie du talus et du plateau continental du Sénégal et de la Gambie (Afrique de l'Ouest). In : *Le Baffin : Levé au large du Sénégal et de la Gambie*, 1 : 23-38
- Saenger, P. and Bellan, M.F. (1995) - *The mangrove vegetation of the Atlantic coast of Africa*. Université de Toulouse Press, 96 p.

- Sall, M. (1983) - *Dynamique et morphogénèse actuelles au Sénégal occidental*. Thèse de Doctorat d'Etat es-lettres, 2 tomes + pl. h.t. 604 p., Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Saos, J.L. et Bâ (Diara), M. (1993) - Erosion littorale à l'embouchure du Saloum. Réunion Internationale PICG 274, Evolution Côtière au Quaternaire, Livret-guide, Excursion Petite Côte - Saloum : 17-24
- Saos, J.L. et Pagès, J. (1985) - Le milieu physique : mesures hydrologiques dans le Saloum. L'estuaire et la mangrove du Sine Saloum, Résultats d'un atelier régional UNESCO-COMAR, *Rapport UNESCO, Division des Sciences de la Mer*, 32 : 7-14
- Saos, J.L., Bâ (Diara), M., Diouf, B., Diop, S. et Thiébaux, J.P. (1993) - Evolution hydro-sédimentaire des estuaires sénégalais: l'exemple du Saloum, Réunion Internationale PICG 274, Evolution Côtière au Quaternaire
- Sarnthein, M., Erlenkeuzer, M. and Zahn, R. (1982) - Termination I: the response of continental climate in the subtropics as recorded in deep-sea sediments. Actes Coll. int. CNRS, Bordeaux, *Bull. IGBA*, 31 : 393-407
- Sauvage de Saint-Marc, M.G. et Vincent, M.G. (1954) - Transport littoral. Formation de flèches et de tombolos. Proceedings of the fifth. Conference on Coastal Engineering, Grenoble, France, : 296-328, 26 fig., 7 réf.
- Shepard, F.P. et Inman, D.L. (1951) - Nearshore circulation. Proc. First Conf. Coastal Eng., Council on wave research : 50-59
- Sheridan, R.D., Houtz, R.E., Drake, C.L. et Ewing, M. (1969) - Structure of the continental margin off Sierra Leone, *West Africa. J. Geophys. Res.*, 74 : 2512-2530
- Sherman, D.A. and Norstrom K.F. (1985) - Z. Geomorph. NF, 29 : 139-152
- Short, A.D. (1991) - Macro-meso tidal beach morphodynamics - an overview. *Journal of Coastal Research*, 7 : 417-436
- Short, A.D. and Hesp, P.A. (1982) - Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Mar. Geol.*, 48 : 259-284
- SOGREAH (1981) - Etude de la houle et du vent sur le site de Bargny (Sénégal). Rapp. R 35 1160 b, 34 p., 17 pl.
- Spencer, D. W. (1963) - The interpretation of grain size distribution curves clastic sediments. *J. of Sed. Petr.*, 33 : 180-190
- Street, F.A. and Grove, A.T. (1976) - Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa. *Nature*, 261 : 385-390
- Tessier, F., Flicoteaux, R., Lappartient, J. R. et al. (1975) - Réforme du concept de Continental Terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'ouest-africain. IXème congrès intern. de sédimentologie, Nice, tome 1 : 207-202
- Thilmans, G. et Descamps, C. (1982) - Amas et tumulus coquilliers du delta du Saloum. *Mém. IFAN*, 92 : 30-50
- Thom, B.G. (1984 b.) - Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in southeast Australia. *Mar. Geol.*, 60 : p. 137-158
- Touré, D. (1983) - *Contribution à l'étude de l'upwelling de la baie de Gorée (Dakar, Sénégal) et de ses conséquences sur le développement de la biomasse phytoplanctonique*. Thèse 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, Géophysique (Océanographie physique), 151 p. + 1 annexe, 186 p., Doc. Scientifique n°93, CRODT-ISRA
- Van Breemen, N. (1972) - Soil forming processes in acid sulphate soils. Int. Symp. Acid Sulphate Soils, Wageningen
- Vatan, A. (1967) - *Manuel de sédimentologie*. Edition Technip. 397 p.
- Verger, F. (1971) - L'expression cartographique de la dynamique littorale. *Mémoire du Laboratoire de Géomorphologie de l'E.P.H.E.*, n°20, 26p.
- Vieillefon, J. (1977) - Les sols des mangroves et des tannes de basse Casamance (Sénégal) - Importance du comportement géochimique du soufre dans leur pédogénèse. *Mém. ORSTOM*, 83, 291 p.
- Wauthy, B. (1983) - Introduction à la climatologie du golfe de Guinée. *Océanographie tropicale*, 18, 2, : 103-108
- Williams. A.T., Gulbrandsen, L.F. and Caldwell, N.E. (1978) - *Dock Harb. Auth. J. May.* : 11-13

- Wright, L.D. (1977) - Sediment transport and deposition at river mouths : a synthesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88 : 857-868
- Wright, L.D., Short, A.D. et Green, M.O. (1985) - Short term changes in the morphodynamique states of beaches and surf zones : an empirical predictive model. *Mar. Geol.*, 62 : 339-364

## Résumé

L'étude porte sur la mise en place fini-holocène des unités constituant le delta Saloum-Gambie. L'analyse morphosédimentaire, stratigraphique et chronologique des dépôts des chenaux, des cordons, des vasières et des tannes est associée à l'étude de la dynamique sédimentaire actuelle pour en déterminer les différentes étapes.

Le travail s'est, en conséquence, appuyé sur la caractérisation des formations internes relativement stabilisées du delta et de celles du littoral. La méthodologie de terrain utilisée dans le delta interne s'appuie sur des sondages avec des prélèvements à différentes profondeurs tandis que les variations du littoral très instable sont analysées à partir de profils topobathymétriques associés à un échantillonnage sédimentaire de surface. Ce travail de terrain a été complété par l'utilisation de la télédétection sur photos aériennes, en raison des difficultés majeures d'accès sur certaines îles du delta méridional. L'analyse texturale, minéralogique et exoscopique conduit à définir des populations sédimentaires en relation avec les provinces géologiques et les réseaux hydrographiques. Les facteurs responsables des changements morphodynamiques actuels sont étudiés et les stocks sédimentaires déplacés sont évalués en fonction du temps.

La position du delta Saloum-Gambie dans un domaine intertropical aux influences contrastées, sahéliennes sèches au nord et tropicales humides au sud, lui confère une bipolarité climatique. Celle-ci se manifeste dans le régime des apports et dans le type et le mode d'évolution des unités sédimentaires qui caractérisent, finalement, un découpage du delta en deux parties distinctes séparées par un espace non encore comblé, le Diomboss. Le delta septentrional, bien que mis en place par le fleuve Saloum, évolue en fonction d'apports éoliens récents et de la dérive littorale du nord. Le delta méridional est constitué principalement par les apports fluviaux de la Gambie remaniés par la houle venant du sud.

La dualité du delta est établie dès l'origine de sa formation. Des apports issus de deux provinces sédimentaires différentes y contribuent au cours d'un épisode humide, le Tchadien, formant le soubassement deltaïque vaseux. Après la grande rupture climatique qui apparaît au Tafolien vers 4000 ans B.P., cette phase aride voit l'édification des unités superficielles telles que les cordons sableux et les vasières. Cette ultime période de la mise en place du système deltaïque représente l'évolution présente puisque tous les facteurs actuellement actifs se manifestent alors.

La formation des barrières sableuses, accumulations d'embouchures mise en place par le jeu de la marée, remodelées par la houle et plus ou moins érodées ensuite par le vent suivant leur position géographique, montre bien le rôle plus marqué des agents météomarins actuels par rapport aux conditions de la période antérieure. L'action des houles est en particulier soulignée dans l'évolution de la flèche de Sangomar.

Mots clés : Delta, morphodynamique sédimentaire, évolution fini-holocène et actuelle, Sénégal