

L'érosion sur la petite côte du Sénégal à partir de l'exemple de Rufisque.

Passé - Présent - Futur

, i



UNIVERSITE D'ANGERS **UFR : ENVIRONNEMENT**

ANNEE : 1995 Numéro d'ordre : 110

THESE

POUR LE GRADE

DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ANGERS EN GEOLOGIE LITTORALE

PAR

Isabelle NIANG - DIOP

L'EROSION COTIERE SUR LA PETITE COTE DU SENEGAL A PARTIR DE L'EXEMPLE DE RUFISQUE PASSE - PRESENT - FUTUR

VOLUME 1 : TEXTE

Soutenue le 28 Mars 1995

devant la Commission d'Examen

Mr LOUAIL Jacques Mr DEBENAY Jean-Pierre Professeur M^r LONG Bernard Mr GROVEL Alain Mr CASTAING Patrice M^r DIA Oussaynou M^r FAURE Hugues

Professeur Professeur Professeur Professeur Professeur Professeur

Président Directeur de thèse Directeur de thèse Rapporteur Rapporteur Examinateur Examinateur

n° 159

5 microfiches



Thèses et documents microfichés



Orstom, l'Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération

La loi du 1^{er} juillet 1992 (code de la propriété intellectuelle, première partie) n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article L. 122-5, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans le but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon passible des peines prévues au titre III de la loi précitée.

© ORSTOM éditions 1996, Paris

ISSN: 0767-922X ISBN: 2-7099-1345-3

REMERCIEMENTS

Il est d'usage, à l'issue d'une thèse, d'adresser des remerciements. Il ne s'agit pas là d'un simple formalisme mais plutôt de reconnaître l'importance que tiennent un certain nombre de liens de travail, d'amitié ou tout simplement familiaux dans la réalisation et l'aboutissement d'un travail de recherche. Aussi est-ce avec plaisir et reconnaissance que je m'acquitte de ce devoir.

Mes premiers remerciements iront aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail.

Je voudrais tout d'abord exprimer ma profonde gratitude à Monsieur Jean-Pierre DEBENAY qui a bien voulu accepter de diriger ce travail mais surtout qui a été un soutien constant par ses critiques, ses propositions et son appui efficaces. Les années qu'il a passées à l'Université de Dakar lui ont permis non seulement de bien connaître le littoral sénégalais, mais aussi de se faire une idée de nos conditions de travail, ce qui n'est sans doute pas étranger à l'approche très constructive qu'il a eu tout au long du déroulement de nos études.

Est associé à ces remerciements, Monsieur Bernard LONG, qui a codirigé cette thèse et nous a ainsi fait bénéficier de sa longue expérience de la dynamique sédimentaire littorale. Son chaleureux accueil à l'Université du Québec à Rimouski est encore dans ma mémoire.

Monsieur J.LOUAIL a très gentiment donné son accord pour présider ce jury, malgré les nombreuses tâches qui sont les siennes. C'est un grand honneur qu'il me fait.

Je remercie également Monsieur Patrice CASTAING qui a accepté d'être rapporteur de cette thèse. Je suis sûre que sa grande connaissance de l'environnement côtier permettra d'améliorer de manière significative le contenu de ce travail. Mais au delà de ces considérations scientifiques, sa présence dans ce jury est la preuve de la continuité des liens qui me rattachent à mon université d'origine, l'Université de Bordeaux I.

Monsieur Alain GROVEL a spontanément acquiescé à la proposition d'être rapporteur de ce mémoire. Sa riche expérience en matière de travaux maritimes et de génie côtier est sollicitée pour jeter un regard critique sur un travail qui, après tout, a l'ambition de pouvoir servir à la définition d'une politique de gestion rationnelle de nos côtes. D'avance, je le remercie pour cette contribution importante.

Il me reste à remercier mes deux examinateurs que je considère d'abord comme des aînés, mais aussi comme des pères.

Monsieur Hugues FAURE, en m'accueillant dans son Laboratoire de Géologie du Quaternaire à Marseille, m'a en fait ouvert les portes, non seulement de la paléoclimatologie du Quaternaire, mais aussi du Sénégal. Ces faits en eux-mêmes suffiraient à justifier ma profonde gratitude. Mais au delà de cela, c'est aussi pour tous les conseils et encouragements qu'il n'a cessé de me prodiguer que je tiens à le remercier. Nul doute que son esprit cartésien et inventif saura apporter une touche brillante à notre travail.

Enfin, je voudrais assurer Monsieur Oussaynou DIA de ma profonde reconnaissance pour avoir accepté d'examiner ce travail et être présent dans ce jury. Vous m'avez reçue au Département de Géologie de l'Université de Dakar, mais surtout vous m'avez fait confiance et m'avez soutenue à des moments difficiles. Par ailleurs, votre longue carrière de géologue au Sénégal fait de vous l'observateur idéal et irremplaçable pour apprécier la qualité et la portée de ce travail. Pour toutes ces raisons, soyez d'avance remercié.

Il me faut maintenant essayer de remercier, sans en oublier, tous ceux et celles dont le concours a été indispensable à la réalisation de ce mémoire. Je pense notamment :

- à mes amies fidèles qui m'ont aidé à rassembler ma bibliographie et m'ont constamment soutenue, Mesdemoiselles Eliane GONTHIER au Département de Géologie et Océanographie à Bordeaux et Dominique COMMELIN du Laboratoire d'Anthropologie et de Préhistoire des Pays de la Méditerranée Occidentale à Aix-en-Provence et Madame Liliane FAURE du Laboratoire de Géologie du Quaternaire à Marseille ;

- à toutes les personnes qui ont facilité mes recherches et travaux au Sénégal, en particulier, Messieurs N.GUISSE et O.CISSE du Service Géographique National, S. MBAYE, Directeur des Archives Nationales, P.A.DIALLO, H.DEMARCQ et J.CITEAU de l'Unité de Traitement des Images Satellitaires du C.R.O.D.T., O.NDIOUR du Service du Cadastre à Rufisque, M.GAYE d'Enda Tiers-Monde, C.S.SOW de la Météorologie Nationale ;

- aux personnes qui m'ont fourni des données ou aidé à travailler en France. Je pense à Madame C.KLEB de la Bibliothèque de Recherches Sciences de la Terre de Jussieu et à Messieurs P.CALDWELL du TOGA Sea Level Center, P.L.WOODWORTH du Permanent Service for Mean Sea Level, F.M.FERMANDEZ de l'Instituto Español de Oceanografia, J.M.VERSTRAETE du Museum National d'Histoire Naturelle, A.ROUBERTOU du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine et R.B.ZEIDLER de la Polish Academy of Sciences, Institute of Hydroengineering ;

- à tous mes collègues du Département de Géologie de l'Université C.A.Diop de Dakar qui m'ont épaulée et encouragée et, plus particulièrement, Messieurs P.M.N'DIAYE et A.DIA ; mais aussi aux collègues de l'Université du Maryland avec lesquels j'ai travaillé, notamment Madame K.C.DENNIS et Messieurs S.P.LEATHERMAN, R.J.NICHOLLS et G.FRENCH ;

- à ma famille enfin qui est un socle sur lequel je sais pouvoir m'appuyer en toutes circonstances. Je dois particulièrement remercier mes cousins et cousines (Babacar, Gogo, Balla, Astou, Awa) qui m'ont souvent accompagnée sur le terrain. Et je n'oublierai pas mes chers parents à qui je dois tout. Mais il me faut formuler des remerciements spéciaux à celui et celles qui ont le plus fait les frais de ce travail, en particulier lors de la période de rédaction : mon mari, Libasse Lahi, et mes filles, Safinatou Sâdâti Bayelaye et Sokhna Faatim Laye. Qu'ils me pardonnent mon manque de disponibilité, mes périodes de mauvaise humeur et mon absence.

Enfin, je voudrais remercier les rares institutions qui ont financé une partie de mes travaux : le Centre de Recherches pour le Développement International (C.R.D.I., Canada) qui a financé les travaux réalisés à Rufisque pour la période 1989-1990 et l'Environmental Protection Agency (E.P.A., Etats-Unis) qui a financé l'étude de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération de l'élévation du niveau marin.

۰.

Dicuradicuf Baye Laye

TABLE DES MATIERES

VOLUME I : TEXTE

Pages

Remerciements	2
Table des matières	4
Liste des figures	8
Liste des tableaux	11
Liste des annexes	13

Introduction

Introduction..... 15

Premier Chapitre Présentation du cadre d'étude

Introduction	.22
I. Le contexte géologique de la zone littorale	.24
A. Géologie de la presqu'île du Cap Vert	.24
1. Histoire géodynamique	.24
2. Structure de la presqu'île du Cap Vert	.30
3. Lithologie de la région de Rufisque	.34
B. Le plateau continental	.38
1. Présentation générale	.38
2. Le plateau continental au Sud de Dakar	.40
a. Morphologie	.40
b. Sédimentologie	.42
C. Morphologie du littoral rufisquois	.44
D. Conclusions : la nature des sources sédimentaires	.46
II. Les agents dynamiques naturels de l'évolution du littoral	.47
A. La circulation atmosphérique et les vents	.47
B. La circulation océanique et les upwellings	.52
1. La circulation océanique superficielle	.52
2. Les upwellings	.53
3. Les saisons marines	.55
C. Les houles et les courants induits	.57
1. Généralités	.57
a. Les houles	.57
b. Les "mers du vent" (vagues d'origine locale)	.60
c. Les courants induits par les houles	.61
2. Les houles et courants dans la baie de Gorée	.61
a. Les houles	.61
b. Les courants	.65
D. Le niveau marin	.66
1. Les marées	.66
2. Les variations saisonnières	.67
3. Les variations interannuelles	.69
4. Les variations séculaires et les tendances futures	.69

III.	Les activités humaines	
	A. Les extractions de sable sur les plages	
	B. Les structures perpendiculaires au rivage	
	C. Les ouvrages de protection à Rufisque	
	1. Le champ d'épis de Diokoul	
	2. Le mur de protection	80
	D. Conclusions.	81

Deuxième Chapitre Evolution historique de la ligne de rivage à Rufisque

Introduction	83
I. Méthodologie	84
A. Les sources possibles d'erreur	84
1. L'acquisition des données	84
2. L'analyse des documents	86
3. L'exploitation des résultats	87
4. Conclusions	88
B. Méthodologies utilisées	88
1. Détermination des taux d'évolution du rivage	88
a. Choix des points repères	89
b. Vérification des échelles des photographies.	89
c. Mesures des distances des points repère à la côte	92
d. Mesures d'incertitude	93
e. Exploitation des résultats	94
 Méthode de cartographie de l'évolution du littoral de Rufisque 	94
II. Résultats	95
A. Résultats de l'analyse des photographies aériennes	96
1. Rufisque	96
2. Données comparatives	.102
B. Résultats de l'analyse des cartes anciennes	106
C. Synthèse des résultats	.110
III. Discussion : les causes de l'érosion des côtes	.111
A. L'élévation du niveau marin relatif	112
B. La forme d'équilibre des plages situées en arrière de caps	.116
C. Modifications des conditions de houle.	.123
D. Modifications des apports sédimentaires à la côte	124
IV. Conclusions	.125

Troisième Chapitre Evolution morphosédimentaire du littoral rufisquois à l'échelle annuelle

Introduction	129
I. Méthodologie	130
A. Les facteurs dynamiques	130
1. Les vents	130
2. Les upwellings	130
3. Les données marégraphiques	131
4. Les houles.	131
B. Les méthodes topographiques	134
1. Les levés topographiques	134
2. Analyse des profils de plage	138
C. Les méthodes sédimentologiques.	140
1. Echantillonnage	140

2. Analyses sédimentologiques.	41
II Les facteurs dynamiques lors des nériodes d'étude	45
Δ I es vents	45
1. Dériode de juillet 1087 à juillet 1088	15
2. Dériode d'actobre 1080 à soût 1000 \dots 1	
2. Felloue a october 1707 a dour 1990	47
5. Comparaison entre les deux periodes	49
B. Les upweilings. $1 $. 50
1. Periode de juillet 1987 à juillet 1988.	.50
a. Les temperatures de surtace oceanique à l'iaroye	.50
b. Les indices d'upwelling côtier.	51
2. Période d'octobre 1989 à août 1990	.51
a. Les températures de surface océanique à Tiaroye	51
b. Les indices d'upwelling côtier 1	.52
3. Comparaison entre les deux périodes 1	.52
C. Les données marégraphiques	53
D. Les houles.	56
1. Période de janvier à juillet 1988	56
2. Période de février à août 1990	58
3. Conditions au déferlement	62
4 Comparaison des deux périodes	62
III Synthèse et discussion des résultats de la première période d'étude :	02
inillet 1087 à inillet 1088	163
A Pésultate mormhologiques	63
1. Considérations générales	62
1. Considerations generates	71
2. Les evolutions mensuelles	01
B. Resultats sedimentologiques.	.81
1. Caracteres generaux des sediments	81
2. Differenciation sedimentologique des sous-environnements	~ -
de la plage aérienne I	85
3. Evolution mensuelle des sédiments de plage	.90
a. Considérations générales	90
b. Mise en évidence d'un cycle sédimentaire	93
4. Variations longitudinales des indices granulométriques1	95
C. Relations entre morphologie et sédimentologie1	98
1. Relation pente de la plage-moyenne granulométrique	
des sédiments1	98
2. Relations entre les variations mensuelles des mouvements	
verticaux des plages et celles de la moyenne granulométrique	
des sédiments	00
D. Relations entre la morphosédimentologie des plages et les conditions	
hvdrodynamiques	01
IV. Synthèse et discussion des résultats de la deuxième période d'étude :	
octobre 1989 à août 1990	03
A Résultats morphologiques 2	03
1 Considérations générales 2	03
2 Les évolutions bimensuelles	10
B Résultate sédimentologiques)17
1. Correctéristiques des sédiments selon les unités	-17
normhologiques de la plage	17
1100000000000000000000000000000000000	17
a. Les seuments de la naute plage a -2 m	11
D. Les seguments de la plage sous-marine	22
2. variations mensuelles des indices granulometriques	.21
3. Variations longitudinales des indices granulométriques	29
v. Comparaison entre les deux periodes	30
VI. Conclusions générales	34

Quatrième Chapitre

Etude de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération de l'élévation du niveau marin en relation avec les changements climatiques

Introduction	40
I. Méthodologie	41
A. Recueil des données	41
1. Enregistrement vidéo de la zone côtière	42
2. Profils topographiques	42
3. Informations complémentaires	44
B. Analyse des données	45
1. Ánalyse globale des enregistrements vidéo	46
2. Détermination des zones vulnérables à une accélération	
de l'élévation du niveau marin	48
a. Les scénarios d'élévation du niveau marin	48
b. Estimation des pertes de terres dues à l'érosion côtière	249
c. Estimation des pertes de terrain dues à l'inondation	:52
3. Estimation de la valeur économique des terrains vulnérables	
et de la population à risque2	53
4. Estimation du coût des réponses à une élévation	
du niveau marin	54
C. Limites de la méthodologie 2	58
II. Résultats	59
A. Superficies des zones côtières vulnérables à l'élévation du niveau	
marin	.60
B. Valeur économique des zones côtières vulnérables et	
population à risque	61
C. Estimation des coûts des différents types de réponse envisagés2	63
D. Degré de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération	
de l'élévation du niveau marin	.67
E. Comparaison avec d'autres estimations	.69
F. Autres impacts possibles de l'accélération	•••
de l'élévation du niveau marin	71
III. Discussion	.72
IV. Conclusions	78

Synthèse et conclusions

Synthese et conclusions	28	8	υ
-------------------------	----	---	---

Références bibliographiques

۴,

VOLUME II : ANNEXES

Annexe A : Documents cartographiques et photographiques utilisés	3
Annexe B : Application de la loi de Bruun	7
Annexe C : Détermination de la forme d'équilibre des plages limitées par des caps	11
Annexe D : Données granulométriques	15
Annexe E : Résultats morphologiques et sédimentologiques de la première période d'étude (juillet 87 à juillet 88)	37
Annexe F : Résultats morphologiques et sédimentologiques de la deuxième	101

۰.

LISTE DES FIGURES

1 2	-	Principaux types de côtes au Sénégal
3	-	et leurs interelations
4	-	Carte géologique de la presqu'île du Cap Vert
5	-	Carte de fracturation de la presqu'île du Cap Vert
6		- Coupe géologique de la presqu'île du Cap Vert
7	-	Schéma structural de la presqu'île du Cap Vert
8	-	Géologie de la région comprise entre Mhao et Bargny 35
ŏ	-	Course géologique le long de la côte entre Mhao et
-		la centrale thermique du Can des Riches 37
10	-	Bathymétrie de la marge continentale sénégalo-gamhienne 39
11	-	Carte géomorphologique de synthèse du plateau continental
••		entre Rufisque et Mbour 41
10		\mathbf{D} is a set of the set of th
12	-	Repartition des sables moyens (mode de 160 à 500 µm) sur
		le plateau continental au Sud de Dakar
13	-	Carte morpholobathymétrique de la zone littorale entre Mbao et Bargny 45
14	-	Centres d'action et circulation atmosphérique en Afrique nord-occidentale 48
15	-	Circulations atmospheriques type au Sénégal
		et rose des vents moyens à Dakar-Yoff pour la période 1952-198150
16	-	Variabilité interannuelle des vents à Dakar-Yoff pendant la
		saison sèche pour la période 1963-1986
17	-	Circulation océanique de surface dans l'Atlantique tropical est
18	-	Variabilité interannuelle de l'upwelling de la côte sud
		pour la période 1963-1986
19	-	Saisons marines au Sénégal
20	-	Directions des houles au large des côtes sénégalaises
		en pourcentages de probabilité selon les mois Période 1991- début 199358
21	-	Modifications de direction des houles de Nord-Ouest
22	-	Caractéristiques des "mers du vent" au large des côtes sénégalaises.
		Période 1991- début 199360
23	-	Modèles de propagation des houles le long de la Petite Côte63
24	-	Variations saisonnières du niveau marin à Dakar. Période 1959-196167
25	-	Variations interannuelles du niveau marin en quelques stations
		de l'Atlantique tropical est70
26	-	Tendances futures de l'élévation du niveau marin
27	-	Principaux agents dynamiques intervenant dans la zone littorale
		selon les saisons76
28		- Le champ d'épis de Diokoul79
29	-	Le mur de protection à Rufisque81
30	-	Distorsion des photographies aériennes due à l'inclinaison de la caméra85
31	-	Méthodes de détermination des taux d'évolution de la ligne de rivage87
32	-	Position des points repères utilisés pour Rufisque
33	-	Position des points repères utilisés pour Saint-Louis, Cambérène et Joal91
34	-	Photograohies aériennes de Rufisque montrant l'évolution du littoral
~ ~		entre 1959 et 1980
35	-	Recul du rivage à proximité du mur de protection de Rufisque
36	-	Evolution du littoral à Rufisque par zones géographiques
37	-	Evolution du littoral de Joal entre 1954 et 1980 105
38	-	Carte d'evolution du littoral de Rutisque entre 1917 et 1980 107
39	-	Encart "Mouillage de Rutisque", extrait de la carte S.H.M. n°3592,
		edition de janvier 1929 109

40	-	La loi de Bruun 113
41		- Les plages de forme parabolique 118
42	-	Formes d'équilibre de la baie de Hann
43	_	Formes d'équilibre de la baie de Rufisque
44	-	Rapports d'indentation maximum des baies de Hann et de Rufisque 122
45	-	A baques de détermination des paramètres de boule au déferlement
45	_	Localisation des profils de plage de la première période
40		(inillet 87 à inillet 88)
A77		L'application des profils de place de la deuxième période
41	-	(ostobro 80 à asút 00) 137
40		(OCIONE 09 à abili 90) 157
4ð	-	Modele de determination du sens du transport sedimentaire
40		a partir des indices granulometriques
49	-	Les vents à Dakar-Yoff. Periode de juillet 8/ à juillet 88 140
50	-	Variations mensuelles des vitesses des vents à Dakar-Yoft
51	-	Les vents à Dakar-Yoff. Période d'octobre 89 à août 90 148
52	-	Variations mensuelles des températures océaniques de surface
		et de l'indice d'upwelling côtier (juillet 87 à juillet 88) 150
53	-	Variations mensuelles des températures océaniques de surface
		et de l'indice d'upwelling côtier (octobre 89 à août 90) 151
54	-	Diagramme de corrélation entre la température océanique de surface et
		l'indice d'upwelling côtier pour les deux périodes considérées
55	-	Variations mensuelles du niveau marin relatif à Dakar
		(iuillet 87 à iuillet 88)
56	-	Corrélations entre le niveau marin relatif. les températures océaniques de
		surface et l'indice d'upwelling côtier pour la période de
		ianvier 87 à avril 89
57	-	Plan de réfraction d'une houle de WNW (N290°)
58	-	Plan de réfraction d'une houle de SW (N230°)
59	-	Plan de réfraction d'une houle de S (N180°)
60	-	Plan de réfraction d'une houle de S (N190°) 161
61	-	P2 - Centrale thermique du Can des Riches Profils de plage 165
62	_	P6 - Cimetière chrétien de Diokoul Profils de plage
62	-	- P8 - Mérina Profile de plage 167
6 <i>A</i>	_	P10 - Cimetière de Thigwlène Profils de plage
65	_	Les différents états morphodynamiques des plages
66	-	Mouvements verticaux mensuels par profil (juillet 87 - juillet 88)
27	-	Mouvements verucaux mensuels par prom Junici 87 - Junici 80)
07	-	P6 - Cimencie cinencien de Diokoui. Comparaison des profils mensuels 175
00	-	P5 - Cimetiere musuiman de Diokoui. Comparaison des profils mensuels 1/0
69	-	Principaux mouvements verticaux observes en fonction du profil de
-		depart
/0	-	Explication possible du bilan tres erosionnel de P5
71	-	Diagrammes de dispersion d'indices granulométriques.
		Période de juillet 87 à juillet 88
72	-	Diagramme de dispersion Mz-Sigma avec identification des mois 183
73	-	Diagrammes de dispersion d'indices granulométriques
		avec identification des secteurs 184
74	-	Différenciation des sédiments de la haute plage-haut estran et des
		sédiments du bas estran grâce aux diagrammes de dispersion
		Mz-Sigma et Mz-SK. Exemple de P8 186
75	-	Différenciation des sédiments des différents sous-environnements
		de la plage grâce aux diagrammes de dispersionMz-Sigma
		et Mz-SK. Exemple de P4
76	-	Variations du skewness des sédiments de plage en P6
77	-	Sédiments de plage relativement homogènes Cas de P2 188
78		- Profils de plage mensuels P4 192
70	-	Variations mensuelles de la movenne Mz sur le bas estran Cas de P4 193
80	-	Variations mensuelles de la movenne Mz sur le bas estran
00		Courbe bimodale. Cas de P10

٤.

81	-	Variations longitudinales de la moyenne Mz et de sigma sur le bas estran (septembre 87 à juillet 88)
82		Delations entre la nente de la plage et la granulométrie des sédiments 100
04	-	Relations child la pointe de la plage et la granulomente des seufficies 199
03	-	Plages a talus : exemple du ploin PO. Cineucle musulman de Diokoul . 205
δ4	-	Profils de plage à forme dominante concave. Exemple de PH.
		Cimetière chrétien de Diokoul
85		- Profils de plage à Bata. PJ
86	-	Profils de plage de part et d'autre du dernier épi de Diokoul (PD et PF) 209
87	-	Mouvements verticaux bimensuels par profil de la haute plage à la
		zone de surf (octobre 89 à août 90)
88	-	Mouvements verticaux sur la plage du cimetière musulman
		de Diokoul (PG)
89	_	Mouvements verticaux sur la plage du cimetière chrétien
07		de Diokoul (PH) 215
90	_	Mouvements verticaux de part et d'autre du dernier éni de Diokoul 216
01	-	Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques
91	-	de la plage de Mbao (DA)
02		de la plage de Modo (FA)
92	-	Caracteristiques granulometriques des differentes unites morphologiques
02		de la plage du cimetiere chreuen de Diokoui (Pri)
93	-	Caracteristiques granulometriques des différentes unites morphologiques
~ •		de la plage au Sud de l'epi de Diokoul (PF)
94	-	Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques
		de la plage de Bargny (PK)
95	-	Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques
		de la plage du Cap des Biches (PB) 223
96	-	Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques
		de la plage de Bata (PJ) 225
97	-	Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran. Plage de la
		centrale thermique du Cap des Biches (PC)
98	-	Variations mensuelles de la movenne Mz sur le bas estran. Profil sud
		éni de Diokoul (PF).
99	-	Variations mensuelles de la movenne Mz sur le bas estran et à - 2 m
		Plage du cimetière chrétien de Diokoul (PH) 228
100	۱	Variations mensuelles de la movenne Mz sur le bas estran et à 2 m
100	, -	Plage de Pata (DI) 228
101		Variationa manuallas de la mayanne Mr. aur la has astron et à 2 m
101	-	variations mensuelles de la moyenne Miz sur le das estran et a - 2 m.
100		Plage de Midao (PA)
102	-	Position des profils topographiques realises le long de la cote
103		Modèle de réponse du rivage à une élévation du niveau marin.
		Cas d'une île-barrière bordée d'une lagune
104	-	Réponse des mangroves à une élévation du niveau marin en considérant
		l'existence de seuils
105	; -	Réponses possibles à une élévation du niveau marin
106	; -	Types de murs de protection proposés
107	-	Répartition par régions de la valeur économique des terres vulnérables 262
108	- 1	Répartition par régions des populations à risque
109)_	Répartition par régions des coûts de protection dans le cas d'une protection
		des zones importantes 266
110) _	Répartition par régions des coûts de protection dans le cas d'une protection
110	, –	totale 266
111		Degrés de vulnérshilité des sétes sénéralaises à différents imports d'une
111	-	Degres de vulnerabilité des cores senegalaises à différenties impacts à une
110		acceleration de relevation du niveau marin
112	-	Reconstitution des variations du niveau marin dans la region du lac l'anma
		depuis 10 000 B.P. avec indications des pourcentages de pollens de
		<i>Rhizophora</i> sp. dans les spectres polliniques

.

_ ·

.

LISTE DES TABLEAUX

Pages

1	-	Cycle saisonnier des plages de la côte nord
2	-	Taux de recul des côtes sénégalaises18
3	-	Le Plio-Quaternaire de la presqu'île du Cap Vert
4	-	Caractéristiques en eau profonde des houles longues au large des
		côtes sénégalaises
5	-	Valeurs movennes des rapports des hauteurs de houle entre le large
-		et une profondeur de 13 m dans la zone de Bargny
6		- Climat des houles dans la baie de Gorée 64
7	_	Conditions extrêmes des houles sur la Petite Côte 65
6	-	Composition de la marée au large du Sénégal
0	•	Variations anigonations du niveau marin à Dakar Páriada 1043-1065
9	-	Variations satsonificies du filveau marin zour 2 stations marágraphiques
10	-	Taux moyens d elevation du niveau marin pour 5 stations marcgraphiques
4 1		de l'Atlantique iropical est
11	-	Echelles corrigées pour les photographies aériennes de Rulisque
12	•	Echelles corrigees pour les photographies aeriennes de Saint-Louis,
		Camberene et Joal
13	•	Variations des taux d'évolution du rivage à Rufisque (1959-1989)97
14	-	Taux moyen d'évolution (en m par an) de la ligne de rivage à Rufisque
		par zones géographiques et par périodes entre 1959 et 1980 101
15	-	Taux d'évolution des littoraux de Saint-Louis, Cambérène et Joal 103
16	-	Comparaison des taux de recul du rivage à Rufisque et Cambérène 104
17	-	Taux moyens d'évolution du littoral à Rufisque entre 1917 et 1980 106
18	-	Part de l'élévation du niveau marin dans le recul de la ligne de rivage
		à Rufisque entre 1959 et 1980 115
19	-	Caractéristiques des houles au large de la Petite Côte
		entre janvier et juillet 1988
20	•	Caractéristiques des houles au large de la Petite Côte
-•		entre février et août 1990 158
21		Principaux paramètres morphologiques
		(secteur Cap des Biches-Diokoul)
22		Principaux paramètres morphologiques (secteur Mérina-Thiawlène) 164
23	-	Bilan des mouvements verticaux (en m par m linéaire de plage)
20		nar profil (inillet 1987-inillet 1988)
•		
24	-	Variations de la moyenne Mz (en μ m) au cours de l'année,
		selon les unités morphologiques 190
25	-	Variations de la moyenne Mz (um) par profil (de la haute plage
-0		au has estran) et nar mois
26		Sens de la dérive littorale par secteur et par mois selon le
20		modèle de McLaren (1981) 195
27	_	Principaux paramètres morphologiques de la plage gérienne et
21	-	de la zone de surf nour la période d'octobre 80 à poût 90
20		Bilan des mouvements verticaux le long des profils
20	-	Contain des mouvements verdeaux le long des promis
20		Dilan des menurements vertienen la long des motils (de la baute plage
29	•	blian des mouvements verticaux le long des profitis (de la naule plage
20		a la zone de suff) (octobre 1989 a aout 1990)
30	-	Caracteristiques sedimentologiques des plages de Mibao
.		et du Cap des Bicnes
31	-	rincipales caracteristiques sedimentologiques de la plage
~~		au cimetiere chretien de Diokoul
32	•	Principales caractéristiques sédimentologiques
		des plages de Bata et Bargny
33	-	Comparaison des données morphosédimentologiques pour les profils
		du Cap des Biches 233

,

34	-	Comparaison des données morphosédimentologiques pour les profils	
		du cimetière musulman de Diokoul	233
35	-	Comparaison des données morphosédimentologiques pour les profils	
		du cimetière chrétien de Diokoul	233
36	-	Valeur estimée des bâtiments en fonction de leur type et de leur surface	245
37	-	Système de classification basée sur la géomorphologie	
		et l'utilisation du sol	247
38	-	Profondeurs de fermeture pour la côte nord et la côte sud	250
39	-	Coûts des solutions de protection des côtes par kilomètre et pour	
		les différents scénarios d'élévation du niveau marin	258
40	-	Superficies (en km ²) des zones vulnérables à différents scénarios	
		d'élévation du niveau marin	260
41	-	Valeur économique des zones vulnérables (à l'exception des terres	
		agricoles et des infrastructures) et population à risque	261
42	-	Valeur des zones touristiques vulnérables par rapport aux autres types	
		de zones à risque	262
43	-	Longueurs de côtes à protéger et techniques de protection proposées	
		dans les cas d'une protection des zones importantes	
		et d'une protection totale	264
44	-	Coûts de protection des zones importantes et de la protection totale	265
45	-	Pertes de terrains (en km ²) en fonction des options de réponse	267
46	-	Classes de vulnérabilité par catégories d'impacts	267
47	-	Comparaison des estimations de la vulnérabilité des côtes sénégalaises	
		à une élévation du niveau marin de 1 m	269

۰.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Ainsi que le notent Paskoff (1983) et Bird (1993), les littoraux meubles progradants constituent des exceptions : "La règle générale, c'est la régression des plages". En effet, plus de 70% des côtes sableuses du monde connaissent des problèmes d'érosion côtière, matérialisés par des reculs de la ligne de rivage variant en moyenne entre 1 et 4 mètres par an. Si ces taux peuvent paraître faibles, il faut les considérer au regard de l'intense développement que connaissent les zones côtières. En effet, elles concentrent les deux tiers de la population mondiale et la majorité des grandes villes, ce qui s'accompagne d'une grande densité des infrastructures industrielles et de transport. De plus, le littoral est un lieu privilégié pour les activités récréatives et touristiques. Dans ces conditions, même un faible taux de recul du littoral peut engendrer d'importantes conséquences écologiques (disparition ou déplacement d'écosystèmes tels que les mangroves), économiques (destruction d'infrastructures et d'habitations), sociales (problèmes de déplacement et d'intégration des populations menacées), voire culturelles (abandon de lieux de culte).

A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest et du Centre, le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE), dans le cadre de son Programme pour les Mers Régionales, a pu identifier les problèmes d'érosion côtière auxquels étaient confrontés les 21 pays de cette région (PNUE/UNESCO/ONU-DAESI, 1985 ; Ibe et Quelennec, 1989). Il est établi que les taux de recul de la ligne de rivage sont relativement faibles en Afrique de l'Ouest (1 à 6 m par an de la Mauritanie au Libéria), comparés à ceux enregistrés dans le golfe de Guinée (2 à 30 m par an de la Côte d'Ivoire au Nigéria ; Ibe, 1988 ; Rossi, 1989).

Le Sénégal possède une façade maritime de 706,72 km de long (Diaw, 1984) le long de laquelle sont présents trois types de côtes (fig.1). Les côtes rocheuses sont limitées à la presqu'île du Cap Vert et à quelques caps situés au Sud de Dakar. Les estuaires à mangrove caractérisent la plupart des embouchures des grands fleuves tels que le Sénégal où la mangrove est relique, le Saloum et la Casamance. Les côtes sableuses occupent plus de la moitié du littoral et forment deux grands ensembles séparés par la presqu'île du Cap Vert.

.



La côte nord ou Grande Côte (de Saint-Louis à Yoff) est adossée à un puissant système dunaire et est quasi rectiligne. Elle est sous l'influence prédominante des houles de Nord-Ouest qui induisent une dérive littorale, dirigée vers le Sud et fortement alimentée puisque les estimations des transits sédimentaires parallèlement à la côte varient entre 200 000 et 1 500 000 m³ par an (Pinson-Mouillot, 1980 ; Barusseau, 1980 ; Sall, 1982 ; Pedersen et Tarbotton, 1985).

La côte sud ou Petite Côte (de Hann à Djiffere) est une côte segmentée en une succession de caps et de baies dont la disposition est contrôlée par la tectonique. Les plages sableuses sont adossées à un cordon littoral de faible largeur. Cette côte est soumise à une houle de Nord-Ouest dont l'énergie est réduite suite à la réfraction et aux diffractions autour de la presqu'île du Cap Vert. Bien qu'une dérive littorale dirigée vers le Sud-Est soit présente, les estimations des transports sédimentaires indiquent que l'alimentation est beaucoup moins importante que le long de la côte nord, soit 10 500 à 300 000 m³ par an (Barusseau, 1980 ; Sall, 1982). Cette côte fonctionnerait comme une suite de 3 à 4 cellules indépendantes (Sall, 1982 ; Barusseau, 1980 et 1987).

Les principaux résultats concernant l'évolution des côtes sableuses sénégalaises sont surtout dûs aux travaux des géomorphologues. Il s'agit notamment :

- des études de Sall (1982) sur la côte nord qui ont permis de mettre en évidence un cycle saisonnier des plages commandé par les caractéristiques de la houle locale (tab.1).

	Mai à Octobre	Novembre à Avril
Directions des houles	NW (dominante) SW (fréquente)	NW (dominante) SW(moins fréquente)
Hauteur des vagues	Faible	Forte
Types de profils	Convexe	Concave ou arasé
Tendances de l'estran	Engraissement Diversification des formes	Uniformisation par arasement

Tableau I : Cycle saisonnier des plages de la côte nord (Sall, 1982).

- des travaux de Sy (1982), Sall (1982), Diaw et al. (1988 et 1991) et Diop et al. (1993) sur les flèches littorales sableuses, en particulier la Langue de Barbarie au Nord et la Pointe de Sangomar au Sud dont l'évolution a été suivie à l'échelle historique, essentiellement par comparaison de documents cartographiques et photographiques. L'érosion de ces littoraux sableux peut prendre deux aspects : soit une érosion de la partie amont de la flèche dont les matériaux, pris en charge par la dérive littorale, vont contribuer à l'extension vers le Sud de son extrémité aval (Sall, 1982), soit des coupures de la flèche littorale, créant ou non une nouvelle embouchure, phénomènes se produisant sous l'influence de conditions dynamiques exceptionnelles telles que des houles de tempête ou des "raz de marée" (Sall, 1982 ; Diaw et al., 1990). Ainsi, la Langue de Barbarie a été l'objet de nombreuses coupures (24 de 1850 à 1980 ; Sall, 1982) qui semblent suivre un cycle de 11 ans (Nicolas, 1953) ou de 14 ans (Gac *et al.*, 1982) alors que pour la même période, la Pointe de Sangomar n'a connu que deux ruptures importantes. La dernière coupure a eu lieu au Lagoba le 27 février 1987 et continue de s'agrandir ce qui a nécessité le déplacement des populations du village de Djiffere. Elle fait l'objet de plusieurs études en cours (Diaw, 1989 ; Diaw *et al.*, 1990 ; Diop *et al.*, 1993).

- en dehors de ces travaux, les phénomènes d'érosion côtière n'ont fait l'objet d'études que pour les côtes urbanisées et les taux d'érosion connus sont peu nombreux (tab.2).

Lieux	Taux de recul (m par an)	Période d'étude	Méthode utilisée	Auteurs
		Plages sab	leuses	
Saint-Louis	1-2 1,6-2	1856-1926	Mesures de largeur	Bouquet de la Grye, 1886 Guilcher et Nicolas, 1954
Rufisque	1,30	1933-1980	Plans cadastraux, photos aériennes	Sall, 1982 ; Diallo, 1982
Joal-Sangomar	1,20			Sall, 1982
	Falaise	s et plages de	côtes rocheuses	
Cap Vert, plage de l'Université	0.42	1958-1970		Chamard et Barbey, 1970
Carrières de Fann	0.29	1969-1978	Repères	Sall, 1982
Cap des Biches	0.33	1970-1979	Repères	Sall, 1982

Tableau 2: Taux de recul des côtes sénégalaises.

D'autres cas d'érosion ont été signalés, notamment à Mbao (Lawson, 1970) et Bargny-Siendou (Demoulin, 1967) mais n'ont pas fait l'objet de mesures quantitatives.

Les causes de l'érosion sur la côte sud ont été surtout abordées par le rapport de Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils (1979). Selon ce rapport, la Petite Côte comprend deux zones présentant des modes de transport sédimentaire distincts :

- entre Mbao et Bargny, le transport sédimentaire s'effectuerait essentiellement perpendiculairement au rivage et l'érosion serait le fait des houles de tempête, notamment lors des périodes d'équinoxe. La dérive littorale, faible, n'interviendrait dans l'évolution du littoral qu'à l'échelle séculaire, pour déterminer le tracé de la baie de Rufisque qui n'aurait pas encore atteint sa forme d'équilibre;

- entre Bargny et Joal, le mécanisme majeur de l'érosion côtière serait la dérive littorale.

C'est dans ce contexte que cette étude des phénomènes d'érosion côtière sur la Petite Côte, plus particulièrement dans la zone de Rufisque, a été réalisée. Or, ce que l'on appelle communément érosion côtière correspond à des réalités et des processus différents selon les échelles de temps et d'espace considérées, parce que les facteurs de contrôle de l'évolution de la zone littorale n'interviennent pas tous aux mêmes échelles (Ibe et Quelennec, 1989 ; Stive *et al.*, 1991 ; Van de Graaf *et al.*, 1991 ; Fenster *et al.*, 1993) (fig.2). C'est ainsi que l'on peut notamment distinguer des phénomènes d'érosion côtière à long terme (échelle pluridécadale) qui se traduisent par un recul du littoral et des phénomènes d'érosion côtière à court terme, saisonniers, qui sont temporaires car en général contrebalancés par des périodes d'engraissement.





Chaque rectangle ou carré, relatif à un processus ou un facteur littoral donné, est localisé en fonction de la distance parallèlement au rivage le long de laquelle il s'applique et de l'intervalle de temps pendant lequel il s'exerce

Les méthodes permettant d'apprécier ces différentes formes d'érosion côtière sont bien entendu fonction des dimensions spatiales et temporelles considérées. C'est pour tenir compte de ces réalités que cette étude a été organisée de la manière suivante. Après avoir présenté les principales caractéristiques et facteurs modelant le littoral rufisquois et contrôlant son évolution, une première approche a consisté à étudier l'évolution du trait de côte à l'échelle historique par la comparaison de documents cartographiques et photographiques anciens. Pour Rufisque, les données disponibles ont permis de reconstituer l'évolution du littoral au cours des soixante douze dernières années (1917-1989). Afin de disposer d'éléments de comparaison, nous avons également examiné l'évolution du trait de côte d'autres villes où existent des phénomènes d'érosion côtière, à savoir : Saint-Louis, Cambérène et Joal. L'objectif était de répondre aux interrogations suivantes. Quel est le taux d'érosion côtière à l'échelle décennale ? Ce taux est-il uniforme ou a t-il connu des variations au cours du temps ou selon les lieux ? Quelles en sont les causes explicatives ?

La deuxième partie de ce travail, la plus importante, concerne le fonctionnement, à l'échelle annuelle, du littoral compris entre Mbao et Bargny. Pour ce faire, plusieurs profils de plage ont fait l'objet d'un suivi régulier de leurs caractéristiques morphologiques et sédimentologiques. Les questions posées étaient : peut-on définir un cycle saisonnier des plages et/ou y a t-il des périodes privilégiées d'érosion et d'engraissement des plages ? Ce fonctionnement est-il homogène tout le long du littoral ou bien existe t-il des variations ? L'objectif de ce suivi étant d'identifier les agents dynamiques responsables de l'évolution des plages, l'existence ou non d'une compartimentation du littoral et les principales causes naturelles et/ou humaines favorisant l'érosion côtière.

Enfin, la dernière partie examine les conséquences que pourrait avoir une accélération de l'élévation du niveau marin, due aux changements climatiques globaux, sur l'évolution du littoral sénégalais. L'hypothèse d'une accélération de l'élévation du niveau marin suite à un réchauffement de l'atmosphère, bien qu'objet de controverses, doit être intégrée dans toute politique d'aménagement et de gestion des zones côtières. Cette thèse ayant l'ambition de pouvoir être utilisée par les responsables de la gestion du littoral sénégalais, il a semblé utile de mettre à profit les connaissances sur les évolutions ancienne et actuelle du littoral afin d'essayer d'appréhender son évolution future. C'est l'objet de l'étude de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération de l'élévation du niveau marin.

Un certain nombre de conclusions générales et de perspectives sont ensuite proposées.

PREMIER CHAPITRE PRESENTATION DU CADRE D'ETUDE

21

PRESENTATION DU CADRE D'ETUDE

INTRODUCTION

La zone côtière telle que définie par Inman et Nordstrom (1971), c'est-à-dire comprenant l'arrière pays continental et le plateau continental, est un environnement complexe car situé à la limite de trois grands domaines qui réagissent entre eux : la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère (Inman et Brush, 1973). La ligne de rivage par l'intermédiaire du niveau marin relatif - est la frontière fluctuante et temporaire entre les deux premiers domaines. Alors que la lithosphère définit la morphologie de la zone côtière et est la principale source des apports sédimentaires à la côte, l'hydrosphère et l'atmosphère sont des pourvoyeurs d'énergie qui, par le biais des circulations atmosphérique et océanique, créent et entretiennent les différents agents dynamiques naturels (vents, houles, courants, etc) responsables des transports sédimentaires. Ces différents domaines sont sous le contrôle direct ou indirect du climat. Enfin, il ne faut pas oublier un acteur important, l'homme, qui par certaines de ses activités peut interférer directement avec ces différents facteurs ou indirectement, en modifiant progressivement le climat. La figure 3 est une illustration de ces interactions complexes qui modèlent le littoral et son évolution.

L'objectif de ce chapitre de présentation du cadre d'étude est de passer en revue les principales caractéristiques et processus des domaines identifiés ci-dessus afin d'avoir une vue d'ensemble du contexte global dans lequel se déroulent ou se sont déroulées les évolutions du littoral compris entre Mbao et Bargny. A cet effet, seront successivement abordés le contexte géologique de la zone côtière, les agents dynamiques naturels responsables de l'évolution du littoral et enfin les activités humaines susceptibles d'influencer le fonctionnement des plages.



I. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE CÔTIERE

Seront examinées ici les caractéristiques géologiques de l'arrière-pays continental - la presqu'île du Cap Vert - mais aussi du plateau continental, ceci afin de comprendre la morphologie côtière et d'identifier les sources sédimentaires possibles pour le littoral

A. GEOLOGIE DE LA PRESQU'ILE DU CAP VERT

La presqu'île du Cap Vert, située à l'Ouest du méridien 17°W, constitue l'extrémité occidentale du bassin sénégalo-mauritanien d'âge méso-cénozoïque (Bellion, 1987) (fig.4). Elle est limitée à l'Est par une zone de flexure continentale localisée entre 15°30' et 16°30'W (Spengler *et al.*, 1966). Cette partie du bassin se caractérise notamment par la forte épaisseur des sédiments (6000 m au moins au droit de Dakar), une tectonique cassante matérialisée par de nombreuses failles qui découpent la presqu'île en un ensemble de horsts et graben, un volcanisme intense d'âge miocène à quaternaire et enfin la présence d'une croûte intermédiaire, peut-être de type continental aminci (Liger, 1980; Van der Linden, 1981).

Seront examinées successivement l'histoire géodynamique, en insistant sur la période plio-quaternaire qui a laissé une forte empreinte dans la géologie de la presqu'île du Cap Vert, la structure de la presqu'île et enfin la lithologie de la région de Rufisque.

1. Histoire géodynamique

Les affleurements présents dans la presqu'île du Cap Vert, d'âge secondaire à quaternaire, sont les témoins d'une partie de l'histoire géodynamique du bassin sénégalomauritanien et peuvent être rapportés à quatre grandes périodes (Bellion, 1987).

Du Crétacé supérieur au Paléocène, le bassin connaît une importante sédimentation détritique, bien représentée dans le horst de Ndias par des séries grésoargileuses campano-maastrichtiennes dont l'analyse a révélé des fluctuations eustatiques du niveau marin, vraisemblablement liées à des épisodes tectoniques (Khatib *et al.*, 1990; Sow, 1992). La fin du Maastrichtien est marquée par une importante régression marine qui s'accompagne de l'émersion de la ride anticlinale de Ndias (Demoulin, 1970). Le bassin devait alors être sous l'influence d'un épisode tectonique fini- à post-Crétacé, responsable notamment de certaines discordances. Puis va se produire la transgression du Paléocène. Les dépôts ont alors un faciès surtout argilo-marneux, à l'exception de la zone du dôme de Ndias. Celle-ci constituait alors un haut-fond où s'est mis en place un biotope à tendance récifale que l'on peut observer dans les calcaires de Popenguine.



:

Figure 4 : Carte géologique de la presqu'île du Cap Vert (d'après Elouard, 1980)

25

De la fin du Paléocène à l'Eocène moyen, s'installe une <u>sédimentation</u> essentiellement <u>biochimique</u> (faciès argilo-marneux). Cette période débute par plusieurs émersions de la région du horst de Ndias, suivies d'une karstification des calcaires paléocènes au sommet desquels on a retrouvé des particules magnétiques qui indiqueraient un bombardement de micrométéorites à la limite Paléocène-Eocène (Bellion *et al.*, 1991). Vont suivre deux transgressions, la première et la plus importante à l'Eocène inférieur, la seconde à l'Eocène moyen, avec mise en place de séries argileuses, marneuses et calcaires. Cette période se termine à la fin de l'Eocène moyen par un épisode tectonique majeur qui correspond aux contre-coups de la collision en Méditerranée des plaques africaine et européenne (phase pyrénéo-atlasique ; Bellion et Guiraud, 1980). Ainsi va se produire un rejeu de la structure en horsts et graben de la presqu'île du Cap Vert accompagné du soulèvement, de l'émersion et du basculement selon un axe E-W du horst de Ndias, ce qui va déterminer le soulèvement de sa partie sud et l'effondrement de la région du lac Tanma. C'est cet épisode tectonique majeur qui détermine la régression de la mer qui dès lors n'occupera plus que des golfes restreints.

De l'Eocène supérieur au Pliocène, la <u>sédimentation</u> est de caractère <u>détritique continental</u> et se caractérise par les formations sablo-argileuses, rubéfiées et azoïques du "Continental terminal" (Tessier *et al.*, 1975). Il s'agirait en fait d'altérations ferrallitiques ou latéritiques héritées, d'où le terme d'altérites autochtones proposé par Lang *et al.* (1986). Ce type d'altération est à mettre en relation avec un changement climatique majeur qui se produit au Miocène (vers 15-10 MA) et voit l'installation d'un climat tropical à saisons contrastées faisant suite au climat équatorial de l'Eocène (Lappartient, 1985). La sédimentation marine était quant à elle très localisée (région de Dakar-Thiès et surtout golfe de Casamance), la dernière transgression se produisant au Miocène moyen. C'est à cette époque que se met en place le <u>volcanisme basique tertiaire</u>, oligo-miocène de la région de Dakar-Thiès (Cantagrel *et al.*, 1976; Dia, 1980 et 1982) représenté par des laves (ankaratrites, basanites, dolérites) et des tufs dont le mode de gisement est très lié à la tectonique (Crevola, 1978). Enfin, du Miocène terminal au Pliocène va se mettre en place une vaste surface d'érosion.

Du Pliocène à l'Holocène, la sédimentation est fortement influencée par les fluctuations climatiques (tab.3). Au Plio-Pléistocène inférieur (5 MA à 700 000 B.P.), plusieurs variations climatiques sont à l'origine de deux niveaux de <u>cuirasses</u> <u>ferrugineuses</u> : la cuirasse primaire pliocène qui ne subsiste que sur le plateau de Thiès et la cuirasse secondaire, d'âge plio-pléistocène ancien qui forme le "plateau" de Dakar (Tessier et Lappartient, 1967 ; Nahon et Demoulin, 1971). Dans la partie Nord-Ouest de la tête de la presqu'île du Cap Vert, cette cuirasse secondaire est recouverte par la formation des <u>sables infrabasaltiques</u> qui seraient d'anciennes dunes continentales mises en place sous un climat aride (Hebrard, 1974) ou bien des sédiments littoraux d'origine éolienne amenés par la dérive littorale (Gaye et Barusseau, 1983). A peu près à la même époque débute le <u>volcanisme quaternaire des Mamelles</u>, daté du Pléistocène inférieur (2,9 \pm 0,3 à 0,82 \pm 0,1 MA) (Hebrard *et al.*, 1969 ; Cantagrel *et al.*, 1976). C'est un volcanisme basique représenté par un appareil volcanique (les Mamelles), des coulées de laves (basanites et dolérites) et des produits pyroclastiques (tufs, cinérites, etc) (Debant, 1963 ; Crevola, 1974 ; Crevola et Gaye, 1979 ; Dia, 1980 et 1982 ; Lo, 1988). Selon Lo *et al.* (1992), ce volcanisme serait lié à l'activité d'un point chaud du manteau au-dessus duquel se déplacerait la plaque africaine. C'est dans ce système éruptif qu'a été découverte une flore fossile typique de la végétation actuelle des régions à climat tropical à courte saison des pluies (Hébrard, 1974). Les roches volcaniques quaternaires ont ensuite subi une altération ferrallitique de faible ampleur qui se manifeste par un mince niveau de <u>graviers ferrugineux</u> dans lequel on a trouvé une industrie paléolithique (Elouard *et al.*, 1967 ; Hebrard, 1974).

Aucun dépôt du Pléistocène moyen n'est signalé dans la presqu'île du Cap Vert.

La base du Pléistocène supérieur pourrait être représentée par les grès de plage ou <u>"beach rocks"</u> affleurant à + 1/+1,5 m au-dessus du 0 actuel dans la presqu'île du Cap Vert. Ils sont le résultat de processus diagénétiques complexes ayant affecté des sédiments margino-littoraux (lac Retba), littoraux (Cap des Biches, Bargny), voire dunaires (Toundeup Riya). Les premières datations effectuées sur ces grès leur avaient attribué un âge Inchirien (Demoulin, 1967 ; Demoulin et Masse, 1969). Mais selon des études plus récentes (Giresse *et al.*, 1988 a ; Diouf, 1989 ; Diouf *et al.*, 1993), ces âges dateraient les processus de recristallisation et ces dépôts pourraient alors représenter l'Éémien ou l'Aïoujien (125 000 - 80 000 B.P.).

Une deuxième lacune stratigraphique existe entre l'Eémien/Aïoujien et l'Inchirien.

La première partie de l'Inchirien connaît un climat humide qui serait responsable de la formation des grès ferrugineux et des croûtes calcaires sur le plateau de Bargny (Morin, 1973; Morin et Seurin, 1974). On attribue également à cette période la formation des <u>sables argileux ("limons") du champ de tir, de la pointe de Fann et de Yoff</u> (Elouard *et al.*, 1967; Lappartient, 1972). Il s'agirait de sédiments fluvio-éoliens remplissant des dépressions fossiles qui seraient issus du remaniement d'un erg ancien (Akcharien?) et d'une cuirasse latéritique (Barbey, 1982).

Pour les 20 000 dernières années, les variations climatiques et du niveau marin sont mieux connues grâce notamment à la palynologie et à l'étude des dépôts quaternaires continentaux et marins qui ont fait l'objet de nombreuses datations (cf.tab.3).

Une période très aride, accompagnée d'une intensification des alizés, des upwellings et du courant des Canaries (Diester-Haass, 1980 ; Sarnthein *et al.*, 1981 et 1982), l'Ogolien, va permettre la mise en place de l'<u>erg de Pikine</u>, constitué de dunes orientées NE-SW (Michel, 1973 ; Barbey, 1982). Les formations dunaires s'étendaient sur une partie du plateau continental exondé, le niveau marin se situant alors vers -100 à -120 m.

e .

	Tableau 3 : Le P	Plio-Quaternaii (d'après la bi	re de la presqu'île du Cap ibliographie)	Vert
ATES DEPOTS (Réf.1 à 39)	NIVEAU MARIN (Réf.18 et 40 à 42)	CLIMAT (Réf.43 à 56)	PERIODES	Références bibliographiques utilisées
P Dunes littorales, Plages actuelles	s Fluctuations r	mineures	ACTUEL	Dépôts
0 B.P Erg de Cambérène ^{1,30}		Aride		1. Barbey, 1982; 2. Barbey et Descamps, 1967; 3. Camara, 1977; 4. Cantagrel et al., 1976;
D-2 000 B.P. Plages à Patella safiana ^{2,3,10} ,	16,18,35 +1 à + 2 m	Humide	DAKARIEN	 Crevola, 1974; 6. Crevola et Gaye, 1979; 7. Debant, 1963; 8. Demoulin, 1967; 9. Demoulin et Masse, 1968; 10. Descamps et Demoulin, 1969;
B.P Beach rocks ¹³ , cordons littora	ux 1,30 -2 à -3,5 m	Aride	TAFOLIEN	11. Dia, 1980; 12. Dia, 1982; 13. Diouf, 1989; 14. Diouf et al., 1993; 15. Dumon et al., 1977; 16. Elouard et al., 1967: 17. Elouard et al., 1976;
D-3 400 B.P Terrasses à Anadara senilis ^{17,2}	21,26,31 +1 à +2 m	Humide	NOUAKCHOTTIEN	18. Elouard et al., 1977; 19. Gaye et Barusseau, 19 20. Giresse et al., 1988 a; 21. Hebrard, 1966; 20. Ul head 1974; 1988 a; 21. Hebrard, 1966;
Remaniement dunes rouges ^{1,30})	Aride	-	 22. Hebrard, 1974; 23. Hebrard et al., 1969; 24. Lappartient, 1971; 25. Lappartient, 1972; 26. Lawson, 1970; 27. Lezine et Chateauneuf, 199
Tourbes ^{15,27,34} Concrétions calcaires ^{24,37} Beach rocks ^{13,36}	-10 m -30 à -20 m -50 m	Humide	TCHADIEN	 28. Lo, 1988; 29. Lo et al., 1992; 30. Michel, 19' 31. Morin, 1973; 32. Morin et Seurin, 1974; 33. Nahon et Demoulin, 1971; 34. Peypouquet, 19 35. Richard, 1955; 36. Riffault, 1980; 37. Tessier, 1970; 38. Tessier et Lappartient, 1967; 39. Tessier
Erg de Pikine ^{1,30}	-100 à -120 m	Très aride	OGOLIEN	et al., 1969 Verletione du niveeu merin
"Limons" de Fann, Yoff ^{1,25} Croûtes calcaires et grès ferrugineux de Bargny ^{31,32}	Transgression	Aride Humide	INCHIRIEN	40. Faure et Elouard, 1967; 41. Faure et Hebrard, 1 42. Lezine, 1985 Paléoclimatologie 43. Battey, 1989; 44. Diester-Hasse, 1980;
Beach rocks Cap Vent ^{8,9,13,14} X00 B.P700 000 B.P.	.16.20 +1 à +1,5 m LACUNE STRATI	Humide	EEMIEN - AĪOUJIEN	45. Durand et Lang, 1991; 46. Hooghiemstra, 198 47. Lezine, 1987; 48. Lezine, 1988; 49.Lezine, 19 50. Lezine <i>et al.</i> , 1985; 51. Lezine et Casanova, 19
Graviers ferrugineux ^{16,22} Volcanisme des Mamelles ⁴¹⁷ . Sables infrabasaltiques ^{19,22} Cuirasses ferrugineuses ^{33,38,3}	9	? Aride ? Arides-Humide:	PLIO- PLEISTOCENE s? INFERIEUR	52. Medus, 1984; 53. Rossignol-Strick et Duzer, 54. Sarnthein et al., 1981; 55. Sarnthein et al., 19 56. Street et Grove, 1976

······

•

28

a construction of the second s

Cette période est suivie d'un retour à un climat plus humide, connu comme une période lacustre majeure dans l'Afrique sahélienne, le Tchadien (Street et Grove, 1976; Durand et Lang, 1991). Les dépôts type de cette période sont des tourbes que l'on a observé tant au niveau des niaves par des profondeurs de 8 à 11 mètres (Lezine et Chateauneuf, 1991) que sur le plateau continental où elles ont été trouvées dans des paléolagunes à des profondeurs de 20 à 30 mètres (Dumon et al., 1977; Peypouquet, 1977). De plus, le climat humide va favoriser d'une part la rubéfaction et l'abaissement des dunes ogoliennes (Michel, 1973; Barbey, 1982) et d'autre part la formation de concrétions calcaires dans les sables argileux ("limons") du champ de tir, de Fann et de Yoff (Tessier, 1970 ; Lappartient, 1971). Cette période coïncide également avec le début de la transgression holocène qui, d'après les études réalisées sur le plateau continental au Sud de Dakar (Riffault, 1980) a connu deux ralentissements : le premier vers 11 000 B.P., représenté, vers -50 m, par des affleurements de grès de plage relayés par des cordons littoraux reliques et le deuxième vers 9 000 - 8 500 B.P. identifié par un cordon littoral relique situé entre -30 et -20 m (Riffault, 1980). Selon Lezine (1985), il existerait un troisième paléorivage vers -10 m daté d'environ 7 800 B.P. A la fin de cette période, le climat redevient plus aride, ce qui va entraîner un remaniement des dunes situées dans la zone littorale (en particulier entre Kayar et Lompoul), avec formation de dunes orientées NNW-SSE sous l'influence d'un renforcement des alizés maritimes (Michel, 1973 ; Barbey, 1982).

La période suivante, appelée Nouakchottien, correspond à un climat plus humide qui va coïncider avec le maximum de la transgression holocène. La mer envahit toutes les dépressions (interdunes, lacs, cours inférieurs des marigots) pour constituer une série de golfes peu profonds. Les ergs sont ainsi remaniés par la houle alors que se développe dans les golfes une faune de milieu margino-littoral, ce qui va aboutir à la formation de terrasses à *Anadara senilis* situées à une altitude de +1 à +2 m (Hebrard, 1966; Lawson, 1970; Elouard *et al.*, 1976a). Une population néolithique se serait alors installée autour de ces golfes et aurait laissé des accumulations de coquilles, les kjökkenmöddinger, que l'on trouve en bordure des marigots de Mbao (Elouard *et al.*, 1976a) et de Bargny (Morin, 1973).

Par la suite, à la faveur d'une période aride, le Tafolien, au cours de laquelle le niveau marin s'est peut-être abaissé à -2/-3,5 m, vont se mettre en place, grâce à une forte dérive littorale, des <u>cordons littoraux</u> (dunes jaunes de la côte nord), riches en minéraux lourds. Ceux-ci vont peu à peu fermer les golfes qui vont évoluer en lagunes. Les grès littoraux de Yoff et des Almadies seraient également à rattacher à cette période (Diouf, 1989). A noter que selon Lézine (1987), le climat aurait plutôt été humide.

Vers 3 000-1 900 B.P., une oscillation positive du niveau marin se serait produite et correspondrait à un épisode humide, le Dakarien. A cette période sont attribuées les plages à *Patella safiana* de la tête de la presqu'île du Cap Vert (Cap Manuel, Pointe de

Fann, Almadies ; Richard, 1955 ; Barbey et Descamps, 1967 ; Elouard *et al.*, 1967 ; Camara, 1977) dont le sommet se situe à une altitude comprise entre +2 et +5,8 m et qui ont été interprétées comme des cordons de plages de tempête (Elouard *et al.*, 1967 et 1977 ; Descamps et Demoulin, 1969).

Un dernier épisode aride a dû former l'<u>erg de Cambérène</u> qui constitue une bande de 1 à 4 km de large parallèle à la côte entre Yoff et le lac Tanma. Il est constitué de dunes vigoureuses, de formes variées, formant des abrupts de 20 à 38 m de dénivellation audessus des dunes ogoliennes (Barbey, 1982).

Après 1 000 B.P., le climat, tout en évoluant vers la sécheresse actuelle va connaître des fluctuations de moindre durée. Sur le littoral, se mettent en place les plages actuelles et, sur la côte nord, les dunes littorales vives.

2. Structure de la presqu'île du Cap Vert

La structure de la presqu'île du Cap Vert est caractérisée par une tectonique cassante qui est exprimée par trois grandes familles de fracture (Bellion, 1987; Lompo, 1987) ayant rejoué à plusieurs époques, du Crétacé au Quaternaire (fig.5).

- la direction dominante est subméridienne, NNE-SSW (N 20 à 40°E). C'est une fracturation de type marge, liée à l'ouverture de l'Atlantique central (Villeneuve *et al.*, 1993). C'est à cette famille qu'appartiennent les failles qui subdivisent la presqu'île en horsts et graben. Elle est prédominante dans la zone déprimée allant de Tiaroye à Bargny;

- la direction NW (N 130 à 150°E) est présente essentiellement au niveau du horst de Ndias et de la partie sud du plateau de Bargny ;

- la direction NE (N 60 à 70°E) est bien représentée au niveau du plateau de Bargny et dans la partie centrale du horst de Ndias.

Pour la plupart des auteurs, cette tectonique cassante aurait affecté une couverture sédimentaire plissée (fig.6) dont on retrouverait également les traces sur le proche plateau continental entre Rufisque et Mbour (Froidefond, 1975; cf. fig.11). Cependant, pour d'autres (Corsini, com. orale), le "plissement" ne serait en fait qu'un simple gauchissement des couches sous l'effet des mouvements des failles.

Il semble aussi que toute la presqu'île du Cap Vert a subi un mouvement de bascule avec soulèvement de sa partie méridionale et affaissement de la partie septentrionale, ce qui aurait favorisé l'envahissement de la côte nord par les systèmes dunaires (Hebrard, 1966).

۰,



On a donc au niveau de la presqu'île du Cap Vert une structure faillée et peut-être plissée dont la mise en place est largement achevée à l'Eocène moyen et qui donne une succession de horsts et de graben relayés par des gradins (fig.7). Par la suite,, la nature lithologique des terrains mis à l'affleurement a orienté les phénomènes d'érosion, aboutissant parfois à des inversions du relief et expliquant la morphologie d'ensemble de la presqu'île du Cap Vert (Elouard, 1980). On distingue ainsi d'Ouest en Est :

- le horst de Dakar qui, pour certains, pourrait n'être que le résultat d'un bombement local dû à la montée du matériel volcanique (Meagher *et al.*, 1977). Il constitue un plateau d'altitude variant entre 10 et 40 m, recouvert par la cuirasse ferrugineuse secondaire et légèrement incliné vers le Nord-Est où il s'ennoie sous les formations volcaniques et sableuses quaternaires. Son point culminant (105 m) correspond à l'appareil volcanique des Mamelles ;

- le gradin de Pikine correspond à l'isthme de la presqu'île du Cap Vert. Les terrains y affleurant au Tertiaire étant les marnes de l'Eocène inférieur, peu résistantes à l'érosion, il a été fortement surcreusé. C'est ce qui a permis l'installation des formations quaternaires (essentiellement des sables dunaires) qui seules affleurent ;

- le graben de Rufisque a une allure de synclinal dont le coeur serait formé par des formations tendres marno-calcaires du sommet du Lutétien sur lesquelles est située la ville de Rufisque. Celle-ci a été envahie par la transgression du Nouakchottien car occupant le fond d'une dépression. Cependant, la bordure occidentale du graben, constituée des calcaires de Bargny du Lutétien, a été mise en relief, formant le plateau de Mbao légèrement incliné vers le Sud-Ouest. Ce graben est intensément faillé avec des directions dominantes NNE à NE mais aussi des directions WNW-ESE qui pourraient être responsables du décrochement de la côte au niveau du cap de Diokoul (Lompo, 1987). Enfin, les très fortes variations d'épaisseur de l'Eocène (238 m à Diam Niadio, 447 m à Sangalkam) semblent indiquer que ce graben a fonctionné comme une zone de subsidence (Brancart, 1975) ;

- le gradin de Bargny a l'allure d'un anticlinal dont le coeur aurait été creusé mettant à l'affleurement les marnes de l'Yprésien. Par contre, ses bordures, constituées notamment par les calcaires lutétiens de Bargny, forment le plateau de Bargny (Morin, 1973). Ce plateau semble avoir subi lui aussi un mouvement de bascule avec redressement vers le Sud où il se termine par une petite falaise et abaissement vers le Nord où il disparaît sous la couverture dunaire ogolienne ;

- le gradin de Sébikotane pourrait être constitué d'un petit synclinal et d'un anticlinal. Y affleurent essentiellement les argiles à attapulgite de l'Yprésien. La nature lithologique des formations fait que ce gradin est en dépression par rapport aux compartiments voisins;



.

Figure 7 : Schéma structural de la presqu'île du Cap Vert (d'après Elouard, 1980).

 $\mathfrak{S}_{\mathfrak{S}}$

- le horst de Ndias est un dôme "anticlinal" formé essentiellement par des dépôts maastrichtiens qui ont été recouverts par la cuirasse ferrugineuse. Ce horst forme un plateau incliné vers le Nord, d'une altitude moyenne de 50 m (alt.max.: 104 m), dont la partie affaissée est occupée par le lac Tanma.

Un certain nombre d'observations semblent indiquer l'existence d'une néotectonique quaternaire active, modulant ainsi la caractérisation des côtes sénégalaises comme étant tectoniquement stables (Pirazzoli, 1977). Il s'agit notamment :

- des différences d'altitude des dépôts quaternaires entre le Nord et le Sud du Sénégal qui pourraient traduire la présence de deux domaines à épeirogénie respectivement positive et négative, sans que puisse être précisée leur limite (Cornen *et al.*, 1977);

- du gauchissement de la cuirasse ferrugineuse plio-pléistocène qui peut se trouver à des altitudes comprises entre -50 m et +40 m et du faillage de la cuirasse ferrugineuse du Pléistocène moyen (Faure *et al.*, 1970);

- des différences d'altitude de 2,8 à 3 m affectant la dalle de grès de plage du marigot de la Nougouna (au Sud de Toubab Dialao) (Demoulin, 1970) qui, si l'on tient compte des révisions chronologiques proposées par Giresse *et al.* (1988a), indiqueraient une néotectonique d'âge post-éémien.

Ainsi, bien qu'aucune mesure détaillée n'ait été faite, la possibilité d'une activité néotectonique récente, due à des mouvements de l'onde épeirogénique et à des rejeux de failles anciennes, n'est pas à exclure.

3. Lithologie de la région de Rufisque

Sera considérée ici la région s'étendant de Mbao à Bargny et correspondant au graben de Rufisque et au gradin de Bargny. Y affleurent essentiellement des formations de l'Eocène inférieur et moyen (fig.8) (Elouard *et al.*, 1976a et b).

On distingue ainsi pour l'Eocène inférieur :

- la formation du Ravin des Voleurs. Ce sont des marnes blanches feuilletées à attapulgite qui renferment plusieurs niveaux phosphatés, parfois silicifiés et contiennent de petits silex abondants ;

- l'horizon de Ngazobil qui représente l'Yprésien avec des marnes grises à attapulgite, à lits de calcaires argileux à *Cavilucina thebaica* et Ostracodes.

L'Eocène moyen ou Lutétien présente la succession suivante :

- le calcaire de Bargny, constitué d'une alternance de calcaires sublithographiques et de couches marneuses. A sa base, il renferme de nombreux lits et accidents siliceux phosphatés ;


Figure 8 : Géologie de la région comprise entre Mbao et Bargny (d'après Elouard et al., 1976a et b)

- la série de Rufisque, peu épaisse, constituée de deux ensembles très riches en Radiolaires : les marnes et calcaires de Thiore et les marnes et calcaires de Dakh-Abdak (Brancart, 1975 et 1977).

On trouve ensuite des formations volcaniques d'âge miocène affleurant dans la zone comprise entre Mbao et Rufisque. Il s'agit, soit de coulées d'ankaratrite (filon de Diokoul et îlets de Khoniet) qui ont été datées de $20,9 \pm 0,6$ et $13,5 \pm 0,2$ MA (Cantagrel *et al.*, 1976), soit de tufs bréchiques en pipes (Crevola, 1978). Ce volcanisme de type fissural a emprunté le réseau de failles NNE-SSW.

Le Quaternaire est représenté par quatre grands types de formations :

- des grès de plage ou "beach rocks" qui affleurent en bordure de plage à une altitude de 1 à 2 m au-dessus du niveau marin. Ces grès de plage qui peuvent avoir 1 à 1,30 m de puissance reposent en discordance sur les marnes yprésiennes. Ils se présentent sous plusieurs faciès : grès calcaires à stratifications obliques, calcarénites grossières conglomératiques et lumachelles ;

- les dunes ogoliennes de l'erg de Pikine qui s'avancent vers le Sud dans la dépression de Rufisque, entre les plateaux de Mbao et de Bargny. Il s'agit de dunes longitudinales de direction NE-SW, de 3 à 7 m de hauteur et à topographie diffuse ;

- les terrasses nouakchottiennes sont des étendues argilo-sableuses plates situées à une altitude moyenne de +2,5 m. Elles s'observent au niveau des cours inférieurs des principaux marigots (Mbao et Bargny) et sont constituées de sables ou sables vaseux à nombreuses coquilles parmi lesquelles dominent celles d'Anadara senilis. La présence, dans les parties amonts des terrasses, de *Tympanotonus fuscatus* indique un milieu de forte dessalure, vraisemblablement lié à des apports d'eau douce par les marigots. De plus, la présence d'amas de *Gryphea gasar* indique l'existence d'une mangrove à palétuviers dont il est resté pendant longtemps des reliques (Avicennia sp) le long du marigot de Bargny (Elouard *et al.*, 1976b). Ces formations semblent contemporaines de sables marins littoraux indifférenciés qui affleurent au niveau d'autres marigots;

le cordon dunaire littoral, constitué par une alternance de couches de sable et de coquillages brisés (notamment des coquilles de *Cymbium sp*, *Meretrix sp*, *Pitaria tumens*, *Cardium sp*) (Morin, 1973 ; Diallo, 1982). Avec une altitude moyenne de 2 à 2,5 m (4 m maximum), il s'étend d'une manière plus ou moins continue entre Hann et Bargny sur une largeur de 10 à 50 m.

La côte entre Mbao et le Cap des Biches est une belle illustration de la géologie du graben de Rufisque (fig.9) (Brancart, 1975 et 1977 ; Elouard *et al.*, 1976a). Les formations de l'Yprésien au Lutétien sont organisées en une série monoclinale dont le pendage varie entre 6 et 12° en moyenne en direction du Sud-Est (N125 à 135°E). Cette série est entrecoupée de 8 failles ouvertes occupées par des formations volcaniques miocènes. Au niveau du Cap des Biches, le pointement volcanique semble avoir



déterminé un plissement anticlinal des couches de calcaire de Bargny. A l'Ouest du Cap des Biches, on observe des dépôts quaternaires en poches au-dessus des marnes altérées. Avant d'arriver à la centrale thermique du Cap des Biches, les grès de plage, actuellement disparus suite aux travaux d'extension de la centrale réalisés en 1990, affleuraient sur 25 m de long.

B. LE PLATEAU CONTINENTAL

1. Présentation générale

Le plateau continental sénégalais est étroit (40 km de large en moyenne). Sa largeur maximum est atteinte au droit de la Casamance (80 km) et sa largeur minimum (1 km) s'observe au droit du canyon de Kayar. Du Nord au Sud, il peut être subdivisé en trois grands secteurs (Meagher *et al.*, 1977 ; Sall, 1982) (fig.10) :

- le plateau nord qui s'élargit depuis le canyon de Kayar jusqu'à la Mauritanie (50 km au large de Saint-Louis). Il est bordé par une pente continentale large (0,2 à 0,4 % de pente), surtout à cause de la présence du "Kayar Seamount";

- le plateau du Cap Vert, entre les canyons de Kayar et de Dakar, est très étroit (2 à 15 km) et présente une pente continentale supérieure raide (1 à 1,5 %);

- le plateau sud s'élargit jusqu'en Casamance et est bordé d'une pente continentale assez étroite à partir du Saloum. Cette particularité a été attribuée à une progradation du plateau continental qui est ici mieux alimenté par les apports fluviatiles (Meagher *et al.*, 1977).

Les études de sismique réflexion (Meagher *et al.*, 1977) ont montré la présence sur le plateau continental d'une surface d'érosion qui est enfouie sous environ 10 m de sédiments meubles. Elle pourrait être d'âge post-miocène. De plus, la présence d'anomalies gravimétriques positives autour de la presqu'île du Cap Vert indique une extension en mer du volcanisme cénozoïque.

Avant d'aborder l'étude plus détaillée du plateau continental sud, il est nécessaire de s'attarder sur le canyon de Kayar. Sa position à proximité de la ligne de rivage fait que ce canyon, comme d'autres du même type (canyon de Monterey aux Etats-Unis : Combellick et Osborne, 1977 ; Trou sans Fond de Côte d'Ivoire : Droz *et al.*, 1985), joue un rôle fondamental dans la morphologie du plateau sud et dans la sédimentation de la zone littorale. En effet, il piègerait une bonne partie des sédiments transportés par la dérive littorale le long de la côte nord, déterminant ainsi une <u>sous-alimentation en</u> <u>sédiments au Sud</u> (Dietz *et al.*, 1968 ; Meagher *et al.*, 1977 ; Ruffman *et al.*, 1977; Barusseau, 1980 et 1987). Ce déficit sédimentaire expliquerait la transformation du canyon de Dakar en canyon inactif et l'absence de canyons actifs et de glissements sur la pente continentale comprise entre le canyon de Kayar et la latitude du Saloum. Il



expliquerait également la faible quantité de sédiments transportés par la dérive littorale au Sud de Dakar (Barusseau, 1980).

2. Le plateau continental au Sud de Dakar

a. Morphologie

Dans la baie de Gorée, le plateau continental a une largeur d'environ 45 km et une pente de 0,3 à 0,6 %. Il existe une rupture de pente vers -50 m qui est marquée par une falaise de 10 à 15 m de dénivellation (Masse, 1968). Celle-ci correspond à la position des affleurements rocheux situés entre la pointe des Almadies et la latitude de Mbour (Domain, 1976) et constitués de "beach rocks", formés à partir de sédiments mis en place lors d'une phase de ralentissement de la remontée holocène du niveau marin vers 11 000 B.P. (Masse, 1968 ; Diouf, 1989). Plus près de la côte existent des hauts-fonds rocheux qui seraient de nature volcanique.

Une étude très détaillée du relief du proche plateau continental (entre -10 et -50 m) a été faite pour la zone comprise entre Rufisque et Mbour (Froidefond, 1975) (fig.11). Elle a mis en évidence l'existence :

- de zones à forte pente (> 0,5 %) et forte rugosité situées d'une part entre la côte et -15 m, comprenant le haut-fond de Rufisque et d'autre part aux environs du dôme de Yène vers -30 à -35 m. Ce sont aussi des zones à faible accumulation sédimentaire (moins de 4 m de couverture meuble);

- d'une vaste zone centrale à faible pente (< 0,5 %) et faible rugosité située entre - 15 et - 35 m et allongée selon une direction NW-SE. C'est à ce niveau que s'observent les plus fortes épaisseurs de sédiments (4 m à plus de 10 m).

De plus, trois réseaux d'entailles de direction générale NE-SW ont été reconnus. Le plus encaissé est celui situé entre Bargny et Yène. Il pourrait représenter le prolongement des marigots de Bargny et de Pagnetior.

Les études sismiques ont montré que le relief actuel et les épaisseurs des sédiments holocènes étaient le résultat d'un lissage du relief du substratum, réalisé lors de la transgression nouakchottienne. Les sédiments, poussés par la mer, se sont déposés préférentiellement au pied des zones de forte pente du substratum.



b. Sédimentologie

Les sédiments superficiels du proche plateau continental, qui pourraient constituer des sources sédimentaires pour le littoral, ont fait l'objet de plusieurs études. Masse (1968) s'est surtout intéressé à la sédimentation biogène ; Domain (1977) a établi la première carte sédimentologique du plateau continental sénégambien et ses échantillons seront repris par Riffault (1980). Enfin, Barusseau (1984) a établi une typologie sédimentaire et s'est intéressé à l'origine des sédiments détritiques.

Les sédiments qui prédominent sur le plateau continental sont des sables moyens (160-500 μ m), en particulier entre 25 et 75 m de profondeur, mais aussi sur les hauts fonds proches du littoral (fig.12). Il s'agit de sables carbonatés biogènes (carbonates en général supérieurs à 40%). Ils ne sont pas en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles et représentent une sédimentation relique. Ce serait d'anciens sédiments éoliens, vraisemblablement ogoliens, qui auraient été remaniés par la mer et les fleuves lors de la transgression nouakchottienne (Barusseau, 1984 ; Barusseau *et al.*, 1988).



La sédimentation biogène est représentée par deux grands ensembles (Masse, 1968). Tout d'abord, une sédimentation actuelle qui est fonction surtout de la nature des fonds et de la profondeur. Les fonds rocheux et peu profonds (inférieurs à -20 m) sont enrichis en débris de Balanes. Sur les fonds sableux prédominent les Lamellibranches dont la proportion augmente avec la profondeur mais qui, dans les substrats de sables fins à très fins, ne sont représentés que par de fins débris. A partir de 35 m de profondeur, les Bryozoaires prennent le relais. Il existe aussi un ou plusieurs stocks de débris biogènes reliques qui se reconnaissent par leur usure et/ou leur oxydation ou glauconitisation. Ces stocks apparaissent surtout à partir de -30 m.

Il existe des paléorivages correspondant à des périodes de ralentissement ou d'arrêt de la remontée holocène du niveau marin. Ceux-ci ont été identifiés entre -80 m et le rebord du plateau, entre -50 et -40 m et entre -30 et -20 m. Ils sont matérialisés par des concentrations de sables coquilliers grossiers (>500 μ m), allongées dans la direction des isobathes. Pour Riffault (1980), il s'agirait d'anciens cordons littoraux.

La baie de Gorée présente un faciès un peu particulier, les sablons de Gorée qui sont des sables très fins (mode compris entre 40 et 105 μ m), essentiellement terrigènes (70% de quartz) avec de fins débris de Lamellibranches (Barusseau, 1984); c'est le faciès des sablons et sables fins terrigènes à débris de Lamellibranches de Masse (1968). Leur présence serait due au caractère abrité de la baie de Gorée (faible hydrodynamisme). Barusseau (1984) a interprété les faciès détritiques comme des sédiments éoliens remaniés provenant d'apports soit à partir des brumes sèches, soit des dunes continentales proches.

La sédimentation sur le plateau continental est donc caractérisée par :

- la nette prédominance d'une sédimentation relique, mise en place lors de la transgression nouakchottienne ;

- une sédimentation biogène actuelle particulièrement bien développée sur les hauts-fonds rocheux et dans la zone prélittorale ;

- une sédimentation terrigène actuelle constituée essentiellement par des apports éoliens et bien représentée dans la baie de Gorée.

Enfin, entre Tiaroye et Rufisque, existent des échanges sédimentaires de débris biogènes entre les hauts-fonds prélittoraux et les plages. Ils expliqueraient la formation d'importantes accumulations coquillières observées sur ces plages après les tempêtes (Masse, 1968).

۰.

C. MORPHOLOGIE DU LITTORAL RUFISQUOIS

Le secteur littoral étudié, entre Mbao et Bargny Guethe, est dans l'ensemble une côte basse et sableuse, limitée - à l'exception des zones fortement urbanisées - par un cordon littoral de 2 à 2,5 m d'altitude en moyenne, colonisé ou non par des figuiers de Barbarie (*Opuntia tuna*) (Demoulin, 1967 ; Lawson, 1970 ; Diallo, 1982).

Du côté continent, le littoral est dominé à l'Ouest par le bas-plateau de Mbao (altitude maximum : 25 m) et à l'Est par le plateau de Bargny (altitude maximum : 45 m). Par contre, les zones où sont installés les villes de Mbao, Rufisque et Bargny sont des dépressions, situées à une altitude inférieure à 5 m (fig.13). Les plateaux sont drainés par des marigots - ceux de Mbao, Diokoul et Bargny notamment - qui débouchent dans des lagunes plus ou moins longtemps en eau, situées en arrière du cordon littoral qui peut être rompu par les eaux pluviales en hivernage. Au niveau du Cap des Biches qui constitue l'extrémité sud du plateau de Mbao, la côte s'élève pour former une falaise taillée dans les calcaires de Bargny, haute de 13 m environ et prolongée par une plateforme d'abrasion. Immédiatement au Nord-Ouest, la plage est bordée d'une microfalaise de 1 à 2 m de haut, formée de marnes yprésiennes alors qu'au Sud-Est, la plage est constituée de galets de nature diverse (roches volcaniques, calcaires). Le Cap de Diokoul, de nature volcanique, opère un décrochement du littoral, déterminant deux segments côtiers grossièrement rectilignes et d'orientation WNW-ESE (N291° pour le secteur de Mbao-Diokoul et N295° pour le secteur Rufisque-Bargny). Ce cap pourrait être lié à une grande fracture de direction Nord-Est qui peut se suivre jusqu'à l'extrémité nord du horst de Ndias (cf.fig.5).

Du côté mer, le littoral de Mbao à Bargny appartient à la baie de Gorée qui peut en fait être subdivisée en deux : la baie de Hann qui s'étend entre la Pointe de Bel Air et Diokoul et la baie de Rufisque comprise entre le Cap de Diokoul et Bargny. Cette baie de Gorée se caractérise par la présence de bancs et îlets rocheux, vraisemblablement d'origine volcanique, qui sont situés entre le rivage et une profondeur de 10 m (Masse, 1968). On distingue ainsi d'Ouest en Est, le banc de la Résolue au droit de Mbao, le banc des Biches en face du Cap des Biches et, plus au large, le haut-fond de Rufisque, les îlets coïncident avec des renflements de la côte plus ou moins marqués qui pourraient être des tombolos en voie de formation. L'isobathe -10 m est situé à une distance de 1,3 à 2,8 kilomètres par rapport à la ligne de rivage. Il est à noter également que les isobathes présentent, au niveau du banc de la Résolue mais aussi à l'extrémité sud du Banc des Biches et des îlets de Khoniet, une orientation légèrement NW-SE, qui est celle de la dérive littorale, ce qui pourrait donc indiquer des dépôts dûs à ce courant.



Figure 13 : Carte morphobathymétrique de la zone littorale entre Mbao et Bargny (d'après les cartes topographiques IGN au 1/20000 de Rufisque et Bargny et la carte bathymétrique SHOM n° 5852 au 1/50000)

D. CONCLUSIONS : LA NATURE DES SOURCES SEDIMENTAIRES

La zone côtière sénégalaise est de type afro-traînante selon la classification tectonique de Inman et Nordstrom (1971). Il s'agit de côtes basses de plaine côtière, à potentiel très réduit d'érosion continentale et de dépôt - suite à l'absence de reliefs importants - et à plateau continental étroit (< 50 km).

Les caractéristiques géologiques de la presqu'île du Cap Vert et celles, morphosédimentologiques, du plateau continental permettent d'estimer les sources possibles de sédiments pour le littoral compris entre Mbao et Rufisque. C'est ainsi que :

- la faiblesse du relief continental et les caractéristiques du réseau hydrographique - temporaire, associé à des lagunes d'arrière cordon où une bonne partie de la charge sédimentaire doit se déposer - déterminent des apports fluviatiles très réduits et saisonniers ;

- la présence du canyon de Kayar et les nombreuses irrégularités de la côte rocheuse de la tête de la presqu'île du Cap Vert s'opposent à un apport de sédiments transportés par la dérive littorale, en provenance de la côte nord ou même de la tête de la presqu'île.

Restent alors trois sources possibles de sédiments pour le littoral rufisquois qui, par ailleurs, ne pourront être mobilisées que si les agents de transport (vents, houles, courants de dérive littorale) sont efficaces. Il s'agit de :

- la sédimentation biogène actuelle du plateau continental, en particulier celle qui se développe sur les hauts-fonds rocheux. Il existe d'ailleurs des indices d'un tel échange de sédiments biogènes entre la zone prélittorale et la côte (fortes accumulations coquillières sur les plages après une période de houles fortes ; Masse, 1968) ;

- les apports éoliens. Les études de Barusseau (1984) ont montré l'importance de ce type d'apports pour l'alimentation des fonds marins de la baie de Gorée, mais il s'agit là de sables très fins. Aucune donnée n'existe sur les apports éoliens de sables plus grossiers, seuls utiles pour les plages, mais rien ne permet d'exclure ce type d'apports ;

- l'érosion du littoral, en particulier du cordon littoral et de la falaise du Cap des Biches. Des auteurs ont signalé l'existence d'une parenté granulométrique entre les sables de plage et ceux du cordon littoral qui est souvent sapé par la mer (Hebrard, 1966 ; Demoulin, 1967 ; Lawson, 1970). Cependant, tous les sables littoraux provenant du vieux stock ogolien, il est difficile d'apprécier exactement l'ampleur des échanges entre le cordon littoral et la plage. Si l'on considère une longueur du cordon de 10 km entre Hann et Bargny, une altitude moyenne de 2,5 m et une largeur de 10 à 50 m, le stock sédimentaire disponible serait de 250 000 à 1 250 000 m³. Par ailleurs, si l'on estime le taux de recul moyen de ce cordon à 0,7 m par an (valeur intermédiaire entre le taux de recul de la falaise du Cap des Biches et celui des plages sableuses de Rufisque), on obtient une disponibilité annuelle de sédiments d'environ 17 500 m³ par an. Quant au recul de la falaise du Cap des Biches, il a été estimé en moyenne à 0,33 m par an (Sall, 1982). En prenant une hauteur maximum de 6,2 m et une longueur de la falaise égale à 40 m, on arrive à un stock disponible de 82 m³ par an. C'est donc l'érosion du cordon littoral et par extension celle des plages qui doivent être les sources majeures des apports sédimentaires dans notre secteur d'étude.

Quoiqu'il en soit, il semble bien que l'on ait affaire, dans l'ensemble, à une côte sous-alimentée du point de vue des apports sédimentaires.

II. LES AGENTS DYNAMIQUES NATURELS DE L'EVOLUTION DU LITTORAL

Les principaux agents dynamiques naturels intervenant en domaine littoral sont les houles et les marées ainsi que les courants qu'elles induisent. Les houles, qu'elles soient d'origine lointaine ou locale, sont engendrées par l'action du vent sur la surface de l'eau. Les marées de type semi-diurne sont des variations journalières du niveau marin, sous l'effet des attractions lunaire et solaire. Par ailleurs, ce niveau marin varie à d'autres échelles de temps, sous l'influence par exemple des upwellings ou bien des variations du contenu thermique des océans. Or, ces variations du niveau marin vont déterminer le lieu et le niveau d'attaque des houles au rivage et, pour cette raison, sont considérées également comme des agents dynamiques. Ainsi, l'ensemble des agents dynamiques intervenant dans la zone côtière sont sous le contrôle des circulations atmosphérique et océanique qui vont donc être présentées ci-après.

A. LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE ET LES VENTS

Les vents locaux de basse altitude interviennent dans la dynamique côtière car ils sont responsables des mers du vent locales et des upwellings mais aussi parce qu'ils sont les agents de transport des sables dans la zone côtière.

Au Sénégal, les vents au sol dépendent de la position et de l'intensité respectives de quatre champs de pression (Leroux, 1977 et 1983; Rebert, 1983) (fig.14) :

- deux anticyclones maritimes permanents - ceux des Açores au Nord et de Sainte Hélène au Sud - qui dirigent les flux des <u>alizés maritimes</u> de Nord-Est et de Sud-Est vers l'équateur ;

- l'anticyclone continental maghrébin (ou lybien), semi-permanent, qui dirige sur l'Afrique sahélienne le flux de l'<u>alizé continental</u> de secteur est, l'<u>harmattan</u>;



Figure 14 : Centres d'action et circulation atmosphérique en Afrique nord-occidentale (d'après Rebert, 1983)

- la dépression saharienne dont l'axe constitue l'<u>équateur météorologique</u>, appelé <u>Front Intertropical</u> (F.I.T.) sur le continent et <u>Zone Inter-Tropicale de</u> <u>Convergence</u> (Z.I.T.C.) au-dessus de l'océan. Cet équateur météorologique représente la zone de contact entre les masses d'air boréal et austral et constitue une barrière énergétique entre les deux hémisphères. Par son effet d'attraction (existence d'un gradient de pression), il transforme les alizés maritimes de Nord-Est en <u>alizés maritimes</u> <u>continentalisés</u> de trajectoire Nord-Ouest à Nord-Nord-Ouest et les alizés maritimes de Sud-Est en <u>mousson</u> de Sud-Ouest (Barbey, 1982).

Le contact entre les masses d'air continental et maritime s'exprime par un fort gradient thermique et s'appelle le <u>front des alizés</u>. La position de ce front fait que la région de Dakar se trouve en permanence dans le domaine des alizés maritimes qui caractérise le climat cap verdien.

Les différents champs de pression se déplacent latitudinalement ce qui s'exprime, sur le continent, par une migration saisonnière du F.I.T. entre 6°N et 21°N. Dans la zone littorale, ces mouvements des centres de pression déterminent trois grands types de situation avec deux mois de transition rapide, octobre et juin (Faye, 1978; Barbey, 1982) (fig.15).

- de novembre à février (fig.15a), l'anticyclone des Açores est soudé à la cellule lybienne. Il en résulte une ceinture anticyclonique tropicale continue centrée vers 35°N. L'équateur météorologique se déplace peu et est situé vers 5°N. Les vents dominants sont les alizés maritimes de secteur N à NE (60% des vents) dont les vitesses moyennes croissent régulièrement de 5 à 6 m.s⁻¹;

- de mars à mai (fig.15b), l'anticyclone des Açores se sépare de la cellule lybienne et l'équateur météorologique remonte vers le Nord, suite au renforcement de l'anticyclone de Sainte Hélène. S'installent alors les alizés maritimes continentalisés de secteur NW (60% des vents). Les vents atteignent leur vitesse maximum en avril (6,2 m.s⁻¹ en moyenne);

- de juillet à septembre (fig.15c), l'anticyclone des Açores, remonté audelà de la Méditerranée, s'est affaibli, contrairement à celui de Sainte Hélène qui repousse la dépression saharienne vers 20°N. L'équateur météorologique est parallèle au littoral selon une ligne NE-SW. On a alors des vents de faible intensité moyenne (< 4,5 m.s⁻¹) à l'exception de coups de vents associés aux lignes de grain et pouvant atteindre des vitesses supérieures à 7 m.s⁻¹ (en moyenne 20 à 25 m.s⁻¹) mais sur de courtes périodes de temps (15 à 20 minutes). Les directions sont très variables mais à prédominance Ouest (50% des vents). C'est aussi l'époque où le pourcentage de calmes est le plus important (10 à 11%).



Stations : Nd: Nouadhibou ; At : Atar ; Ak : Akjoujt ; Nk : Nouakchott ; Tid : Tidjikka ; Moud : Moudjeria ; B : Boutilimit ; R : Rosso ; P : Podor ; SL : Sainnt-Louis ; Ma : Matam ; L : Linguere ; D : Dakar ; K : Kaolack



Figure 15 : Circulations atmosphériques type au Sénégal (d'après Barbey, 1982) et rose des vents moyens à Dakar-Yoff pour la période 1952-1981 (d'après SOGREAH Ingénieurs Conseils, 1981b)

۰.

Ainsi se définit le climat cap verdien avec d'octobre à mai, la saison sèche et froide, où s'exercent les alizés de secteur nord-ouest à nord-est, alors que de juin à septembre, c'est la saison des pluies ou hivernage, chaude et humide, au cours de laquelle prédomine la mousson de Sud-Ouest qui amène les pluies. L'alternance des saisons est due au déplacement saisonnier du front intertropical.

Enfin, il existerait une variabilité interannuelle des vitesses et des directions des vents pendant la saison sèche (Roy, 1989). On aurait ainsi une alternance, tous les 7 ans environ, de périodes de vents forts à dominante N-NE et de périodes à vents plus faibles à dominante NW-N (fig.16).



B. LA CIRCULATION OCEANIQUE ET LES UPWELLINGS

Parce qu'elle est responsable de la répartition des masses d'eau - et donc des températures de surface - et de phénomènes tels que les upwellings, la circulation océanique a des effets sur le niveau marin, notamment par l'intermédiaire des variations stériques des couches superficielles de l'océan.

1. La circulation océanique superficielle

La façade nord-occidentale de l'Afrique, qui appartient à l'Atlantique tropical, est caractérisée par deux circulations océaniques superficielles zonales, liées aux alizés, qui se déplacent latitudinalement entre 5°N (janvier) et 15°N (août), en même temps que la Zone Inter-Tropicale de Convergence (Z.I.T.C.) (Mix *et al.*, 1986a). On distingue ainsi :

- le courant nord-équatorial qui transporte vers l'Ouest les eaux froides et salées du courant des Canaries. Lié aux alizés de Nord-Est, il atteint son maximum d'intensité pendant l'hiver boréal alors que la Z.I.T.C. occupe sa position la plus méridionale : c'est la période des eaux froides le long des côtes sénégalaises (fig.17b) ;

- le courant sud-équatorial qui transporte vers l'Ouest les eaux froides du courant de Benguela. Lié aux alizés de Sud-Est, il est renforcé lors de l'été boréal, suite au développement de la mousson et à la remontée vers le Nord de la Z.I.T.C. (fig.17a);

- entre ces deux courants, s'intercale le contre-courant nord-équatorial, plus ou moins lié à la Zone Inter-Tropicale de Convergence, qui transporte vers l'Est les eaux chaudes et salées (eaux tropicales), formées sur le bord occidental de l'Atlantique, et va donner naissance au courant de Guinée. Particulièrement intense lors de l'été boréal, il va amener les eaux tropicales qui envahissent à cette époque les côtes sénégalaises.

Cette circulation zonale, qui détermine un transfert prédominant des eaux de surface vers l'Ouest, induit un déficit d'eau le long du plateau continental sénégalais qui est compensé de deux manières (Johnson *et al.*, 1975; Wooster *et al.*, 1976; Mittlestaedt, 1983):

- par une circulation méridienne contrôlée par les alizés avec, en saison sèche (novembre à mai), une advection des eaux de surface froides vers le Sud et, en saison des pluies (juin à octobre), une advection vers le Nord, d'abord des eaux tropicales (chaudes et salées), puis des eaux guinéennes (chaudes et dessalées). Ces courants géostrophiques ont des vitesses moyennes de 20 cm.s⁻¹ et atteignent leur maximum d'intensité (environ 50 cm.s⁻¹) en avril-mai ;

- par des remontées d'eaux profondes ou upwellings qui se produisent en saison sèche, sous l'influence des alizés de Nord-Est.



2. Les upwellings

C'est un phénomène majeur de la circulation océanique du plateau continental sénégalais. Les upwellings sont engendrés par l'interaction complexe des alizés de Nord-Est plus ou moins parallèles à la côte et du courant des Canaries (Sarnthein *et al.*, 1982). Les eaux de surface sont entraînées vers le large et remplacées par des eaux froides, riches en éléments nutritifs, qui proviennent de la masse d'eau centrale sud-atlantique (E.C.A.S.) située à des profondeurs de 100 à 200 m (Voituriez et Chuchla, 1978; Mittlestaedt, 1983; Rebert, 1983).

Ces phénomènes de remontées d'eaux froides, permanents sur les côtes mauritaniennes (20° à 25°N), n'intéressent les côtes sénégalaises que de décembre à mai (Wooster *et al.*, 1976 ; Mittlestaedt, 1983 ; Roy, 1992) et sont responsables de fortes variations saisonnières des températures océaniques de surface. En effet, ils induisent une diminution des températures des eaux de surface, exprimée par la remontée de l'isotherme 19°C - représentant la thermocline - qui atteint presque la surface en février à Dakar (Verstraete, 1985). Cette remontée de l'isotherme 19°C correspond à une extension verticale maximum (200 à 225 m) de la masse d'eau centrale sud-atlantique qui se produit de janvier à mars. Un deuxième maximum (200 m) de l'extension verticale de cette masse d'eau est observé de septembre à octobre et correspondrait à un phénomène d'advection vers le Nord de l'E.C.A.S. par la branche nord du contre courant équatorial et non plus à une remontée verticale d'eau froide (Verstraete, 1985).

Le long des côtes sénégalaises, l'upwelling est particulièrement bien développé au Sud de la presqu'île du Cap Vert, ce qui pourrait être dû à l'effet de cap (Mittlestaedt, 1983 ; Rebert, 1983). De plus, le passage, vers mars, à des alizés de secteur Nord-Ouest à Nord, intensifierait l'upwelling le long de la côte sud (Roy, 1992). Enfin, la baie de Gorée présente ses propres particularités avec un upwelling localisé très près de la côte, ce qui se traduit par des minima de températures (17°C) le long de la côte entre Tiaroye et le Cap des Biches (Rebert, 1983). En pleine saison sèche (janvier-février), se développe même un upwelling secondaire sur le rebord du plateau continental qui serait dû à la pente très forte du plateau dans ce secteur (Toure, 1983).

Des études basées sur le calcul du transport d'Ekman ont montré, pour la période 1963-1986 et la côte sud, des fluctuations de ce transport comprises entre 8 et 14 m³ par seconde et par 10 m de côte (Roy, 1989). On a ainsi identifié une période à forte intensité des upwellings (1972 à 1976), encadrée de deux périodes de plus faible intensité (1966-1970 et 1979-1983) (fig.18). Cette variabilité interannuelle des upwellings est liée aux fluctuations interannuelles des vents, les périodes d'upwellings intenses étant corrélées aux périodes de vents forts à dominante N-NE, alors que les périodes de faibles upwellings sont liées à des vents faibles à dominante NW-N (Roy, 1989).



De plus, elle est concomittante de variations interannuelles des températures de surface dans l'Atlantique tropical qui auraient une période de 10 ans environ, avec notamment pour la période 1964-1990, des anomalies positives dans les années 64-70 et 76-83 et des anomalies négatives en 1971-75 et après 1984 (Servain, 1991). Cette variabilité interannuelle des températures océaniques de surface a très tôt été attribuée à un "El Niño atlantique" (Hisard, 1980; Merle, 1980; Servain et al., 1982). Des études plus détaillées, menées en 1982-1984 dans l'Atlantique équatorial (programme Français Océan et Climat dans l'Atlantique équatorial, FOCAL) ont permis de montrer que lors des périodes d'El Niño intense dans le Pacifique, ce qui a été le cas en 1982-83 (Quinn et al., 1987), il se développait, juste après le pic du El Niño et suite à un affaiblissement des alizés au large des côtes du Brésil, des anomalies positives de température des eaux de l'Atlantique tropical nord, qui s'étendaient ensuite à tout l'Atlantique tropical (Horel et al., 1986; Servain, 1991). Les mécanismes de cette relation avec les phénomènes El Niño du Pacifique ne sont pas encore bien connus mais semblent être en rapport avec la perturbation du système de circulation atmosphérique zonale aux latitudes tropicales (Horel et al., 1986; Tourre et al., 1987; Mahe, 1993; Servain et Merle, 1993).

3. Les saisons marines

A partir de l'évolution saisonnière des courants de surface et des upwellings, Rebert (1983) a distingué 4 saisons marines dont la durée et la date d'apparition varient selon les années (fig.19).

- une saison froide de type advectif à upwelling faible (novembre à janvier) qui correspond à l'installation des alizés qui sont encore faibles et irréguliers. Les courants généraux portent au Sud sur tout le plateau continental et il y a un refroidissement des eaux qui restent cependant fortement stratifiées jusqu'en décembre (fig.19a). Le processus de refroidissement est irrégulier et semble lié principalement à des ondes de Kelvin et de Rossby piégées à la côte qui se propageraient vers le Nord à partir de l'équateur;

- une saison froide à upwelling fort (février à mai) qui coïncide avec la période où les alizés sont intenses et stables (fig.19b). Ces vents sont le moteur de la circulation horizontale et verticale des eaux qui ne sont plus stratifiées. Sur la côte sud, s'installe l'upwelling, dont le maximum d'intensité s'écarte peu à peu du littoral en allant vers le Sud. Les courants de surface portent au Sud, entre les isobathes 20 et 100 m, et présentent des vitesses maxima de l'ordre de 30 cm.s⁻¹. Mais, au Sud de Mbour et entre une profondeur de 20 m et la côte, apparaissent des courants dirigés vers le Nord qui transportent des eaux plus chaudes ;



- une saison chaude homogène (juin-août) qui correspond à la remontée vers le Nord de la Zone Inter-Tropicale de Convergence qui va repousser les alizés de Nord-Est et donc supprimer l'upwelling sur la côte sud, tout en permettant la montée vers le Nord des eaux tropicales, chaudes et salées, issues du contre-courant équatorial. Tout le plateau continental présente des courants de surface dirigés vers le Nord, mais faibles et instables (fig.19c). Il s'installe une stratification des eaux avec une thermocline située entre 20 et 60 m de profondeur ;

- une saison chaude instable (septembre-octobre) pendant laquelle se produit la renverse des courants avec apparition sur le plateau nord de courants dirigés vers le Sud (fig.19d). Par contre, au Sud de Dakar, les courants sont toujours dirigés vers le Nord entre 0 et - 100 m et transportent les eaux guinéennes, chaudes et dessalées, alors qu'au large, ils sont orientés vers le Sud. Cette présence de deux circulations opposées donne une situation très instable sur le plateau sud.

C. LES HOULES ET LES COURANTS INDUITS

1. Généralités

Les données de houle et de courants sont rares. Il s'agit en général de données bateaux utilisées pour des études statistiques (Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils, 1979) ou dans des modèles de propagation de la houle (Nardari, 1993). Les mesures in situ sont très ponctuelles et un peu plus nombreuses sur la côte nord (SOGREAH Ingénieurs Conseils, 1981b ; Zeidler, 1982). Pour la côte sud, la seule étude in situ disponible est celle réalisée par la SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a) au large de Bargny.

Les côtes sénégalaises sont affectées par des houles d'origine lointaine et des "mers du vent" locales (ou vagues) qu'il est souvent difficile de distinguer. Ces mouvements ondulatoires peuvent engendrer des courants perpendiculaires (courants de houle) et parallèles (courant de dérive littorale) à la côte.

a. Les houles

Deux principaux types de houles longues ("swells"), issues des hautes latitudes (entre 40° et 60°) des deux hémisphères, atteignent les côtes sénégalaises (fig.20) :

- les houles de Nord-Ouest (N320° à 20°E) sont issues de l'Atlantique nord et sont présentes toute l'année. En arrivant à la côte, ces houles subissent des phénomènes de réfraction. De plus, elles effectuent une rotation autour de la tête de la presqu'île du Cap Vert, suite à des diffractions sur au moins trois points : la pointe des Almadies, le Cap Manuel et la pointe de Bel Air (Riffault, 1980) (fig.21). Il s'ensuit donc des modifications de direction mais aussi un amortissement de la houle quand elle atteint la Petite Côte, au Sud de Dakar;

- les houles de Sud-Ouest (N180° à 230°E) sont issues de l'Atlantique sud. Elles n'affectent que la côte au Sud de Dakar et ceci uniquement de juillet à octobre. En fait, la Petite Côte semble être la limite septentrionale de la zone d'action de ces houles.

En plus de ces deux grandes catégories de houle, le littoral peut être atteint par des houles exceptionnelles d'Ouest (N260° à 270°E), se produisant en général entre octobre et décembre, et qui seraient engendrées par des cyclones dans la mer des Caraïbes. Elles doivent correspondre aux "raz de marée" signalés depuis longtemps le long de la Langue de Barbarie où ils déclenchaient des ruptures du cordon littoral (Louise, 1918 ; Debaud, 1950). Elles pourraient avoir joué un rôle dans la rupture de la Pointe de Sangomar en février 1987 (Nardari, 1993).





Les caractéristiques moyennes de ces grands types de houle en eau profonde sont indiquées dans le tableau suivant (Nardari, 1993).

Tableau 4 : Caractéristiques en eau profonde des houles longues
au large des côtes sénégalaises (d'après Nardari, 1993)

Types de houles	Période	Hauteur	Longueur d'onde	Puissance avant
	moyenne	moyenne	moyenne	déferlement
NW (N320 à 20°E)	6,3 s	1,67 m	62 m	18 kW.m ⁻¹
SW (N180 à 230°E)	5,7 s	1,49 m	51 m	11 kW.m ⁻¹
W (N260 à 270°E)	6,8 s	1,80 m	73 m	22,7 kW.m ⁻¹

Toutes ces houles sont donc courtes, de hauteur moyenne inférieure à 2 m et de faible cambrure (0,025 à 0,029).

59

b. Les "mers du vent" (vagues d'origine locale)

Ce peuvent être des vagues plus ou moins régulières qui sont engendrées par les vents locaux et se superposent aux houles d'origine lointaine. Les caractéristiques de ces vagues sont liées à celles des vents (fig.22). Elles sont en général de faible hauteur (0,65 à 1,35 m), les maxima s'observant pendant la saison des alizés de Nord-Est ; leur période varie entre 3 et 5 secondes et elle ne dépasse 4 secondes que lorsque les vitesses des vents deviennent supérieures à 6 m.s⁻¹ (Nardari, 1993).



Les auteurs ne s'entendent pas sur leur importance dans la dynamique littorale. Pour certains (Masse, 1968 ; Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils, 1979), elles ne jouent qu'un rôle mineur, contribuant seulement à renforcer ou diminuer l'action des houles. Pour d'autres (SOGREAH Ingénieurs Conseils, 1981a ; Nardari, 1993), elles ne doivent pas être négligées, notamment pendant la période des alizés de Nord-Est. 60

Ils peuvent être de deux types :

- des courants perpendiculaires à la côte, toujours présents, intrinsèques à la houle. Leur rôle dans le transport sédimentaire "onshore-offshore" semble dépendre surtout de la cambrure des houles (Masse, 1968 ; Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils, 1979). C'est ainsi qu'une cambrure supérieure à 0,03 entraînerait préférentiellement les sédiments de la plage vers le large, alors que pour des cambrures inférieures à 0,025, ce serait l'inverse. Si l'on considère les caractéristiques moyennes des houles décrites ci-dessus, la plupart des houles se situeraient entre ces deux limites ce qui peut signifier une forte limitation des mouvements "onshore-offshore" mais aussi un rôle primordial des fortes houles ;

- des courants parallèles à la côte ou courants de dérive littorale qui sont engendrés par une obliquité de la houle au rivage. La présence de tels courants, dirigés globalement du Nord vers le Sud, est attestée par les différentes flèches littorales allongées vers le Sud, les plus longues étant la Langue de Barbarie et la Pointe de Sangomar. De nombreux auteurs ont essayé de calculer ou d'estimer la capacité de transport de ces courants (Barusseau, 1980; Sall, 1982). Ces données montrent une nette différence entre la côte nord et la côte sud, cette dernière étant caractérisée par des transports sédimentaires plus limités (10 500 à 300 000 m³ par an contre 200 000 à 1 500 000 m³ par an sur la côte nord).

2. Les houles et courants dans la baie de Gorée

La situation de la baie de Gorée, bien protégée par la tête de la presqu'île du Cap Vert, détermine des conditions de houles particulières qui la distinguent non seulement de la côte nord, mais aussi du reste de la côte sud. L'exploitation des rares données disponibles a permis de préciser ces particularités hydrodynamiques.

a. Les houles

Tout d'abord, en ce qui concerne les directions de houle, les corrélations effectuées, à partir des données de la SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a), entre les mesures in situ, par 13 m de profondeur (en un point de coordonnées 14°39'N et 17°14'W) et les données bateaux (données au large) relevées aux mêmes périodes ont mis en évidence les phénomènes suivants :

- les directions NW à NE (N310° à N50°), qui sont les directions dominantes au large (80% des houles), correspondent toutes, à une profondeur de 13 m, à des directions S à WSW (N150° à N210°), avec prédominance de la direction SW (N220°-N230°). Ceci représente une réduction de l'angle d'approche des houles de 70 à 180°. Ce sont les plus fortes modifications d'angle observées ;

- les directions WNW (N290°-N300°) subissent également de fortes réductions d'angle (d'environ 100°), ce qui correspond à des directions de N190° à N 195° (secteur sud) à - 13 m;

- les houles de direction WSW (N250°-N260°) sont les moins déviées (diminution d'angle inférieure à 30°); elles parviennent à - 13 m de profondeur avec une direction minimum de N200°;

- les houles de direction SE à SSW (N140°-N200°) se transforment en houles de SW à S avec une augmentation de l'angle de 20 à 70°;

- les directions d'est, qui sont rares (2%), connaissent également une augmentation de la valeur d'angle jusqu'à atteindre une direction N220°-N230°.

Ces modifications de direction des houles sont dues aux phénomènes de réfraction et aux diffractions successives sur la tête de la presqu'île du Cap Vert. Ce sont les houles de Ouest-Sud-Ouest à Sud-Ouest, longtemps sous-estimées, qui subissent le moins de changements de leur direction. Elles arrivent dans la baie de Gorée sans être diffractées et donc sont certainement plus énergétiques que les houles de Nord-Ouest, ce qui semble confirmé par les modèles de propagation de houle (Nardari, 1993) (fig.23). Elles doivent néanmoins être réfractées, notamment sur les hauts-fonds situés entre Mbao et Bargny avec, par conséquent, des variations locales de l'énergie arrivant à la côte.

L'étude, pour ces mêmes données, du rapport entre la hauteur de la houle observée au large et celle relevée par 13 m de profondeur a nécessité une petite transformation des données enregistrées par le houlographe dans la mesure où celui-ci donnait les valeurs de H₁ (= H_{max}). La hauteur significative de houle H_S correspondante a été déterminée en utilisant la formule proposée par le "Shore Protection Manual" (U.S.Army Corps of Engineers, 1984) : H_s = 0,599 H₁. Pour les données au large, les hauteurs moyennes données par les bateaux ont été considérées comme étant les hauteurs significatives en eau profonde H_o. Toutes directions confondues et pour un nombre total de mesures de 159, le rapport H_s/H_o varie entre 0,07 et 0,9 avec une valeur moyenne de 0,32, ce qui représente une réduction moyenne des hauteurs de houle de 68% entre le large et 13 m de profondeur. Si l'on considère par secteurs de provenance, on obtient les résultats suivants (tab.5) :

Tableau 5 : Valeurs moyennes des rapports des hauteurs de houle entre le large et une profondeur de 13 m dans la zone de Bargny (d'après les données SOGREAH, 1981a)

Secteurs	NW à NE	WNW à WSW	SW à S	SàSE	SE à NE
Nbre données	138	4	15	4	3
Rapport H _s /H _o	0,32	0,62	0,44	0,25	0.28



On observe donc une forte réduction des hauteurs pour les houles provenant des secteurs NW à SE, alors que celles provenant des secteurs SW à S et surtout WNW à WSW sont les moins réduites en hauteur (38 à 56%). Ces réductions de hauteur sont également attribuées aux phénomènes de diffractions et de réfraction des houles, ainsi qu'à la largeur importante du plateau continental au Sud de Dakar qui entraîne un amortissement important.

Ces modifications de direction et de hauteur des houles entre le large et la zone prélittorale avaient conduit la SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a) à définir un secteur utile, regroupant les directions de houle au large comprises entre N175 et N275° (houles de Sud à Ouest-Nord-Ouest). Toutes les houles provenant d'autres secteurs sont tellement amorties par les phénomènes de diffraction et de réfraction qu'elles déterminent une situation calme dans la zone de Bargny. Or, au large, les houles qui appartiennent au secteur utile ne représentent qu'environ 18 % des houles arrivant sur le plateau continental au Sud de Dakar. Ces houles sont présentes essentiellement en hivernage (Nardari, 1993).

Ainsi, il apparaît que la plupart des houles parvenant dans la baie de Gorée sont de faible hauteur (0,5 à 1 m) et de courte période (inférieure à 8 secondes). Les houles modérées (1,75 m) à fortes (2,75 à 3,75 m) proviennent essentiellement du secteur sud (N180° à 195°) ; elles sont issues de l'Atlantique sud et se produisent surtout entre juin et octobre. Ces informations indiquent donc pour la zone d'étude un climat de houle très particulier que l'on a résumé dans le tableau suivant (tab.6).

Tableau 6 : Climat des houles dans la baie de Goré	е
--	---

Saison sèche	Houles de NW dominantes mais diffractées donc faibles,			
(novembre à juin)	peu énergétiques. Rares houles d'W énergétiques			
Saison des pluies	Houles de SW dominantes, modérées à fortes,			
(juillet à octobre)	énergétiques			

Ce schéma contraste avec ce qui existe sur la côte nord où la saison des fortes houles est la saison sèche, avec des houles de Nord-Ouest très énergétiques (cf.tab.1). Les conditions extrêmes de la houle à la côte ont été déterminées par Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils (1979) et la SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a) (tab.7).

Tableau 7: Conditions extrêmes des houles sur la Petite Côte (*Ce chiffre est donné par les auteurs à titre indicatif car basé sur un échantillonage trop court : 27 ans).

Données utilisées	Hauteurs des houles	Temps de retour	Sources
Données bateaux (14°-16°N/	3,5 m	1 an	Dwars, Heederik et Verhey
20°W). Période 1961-1967.	5 m	10 ans	IngénieursCons.(1979)
1200 observations	<u>6 m</u>	100 ans	
Données bateaux (13°30'-15°N/	2,25 m	2 ans	SOGREAH Ingénieurs
17-18°W). Période 1954-1980.	2,9 m	5 ans	Cons. (1981a)
6186 observations	3,4 m	10 ans	
	3,95 m	20 ans	
·	5,15* m	100 ans	

Les différences observées entre ces deux sources de données sont sans doute liées à l'échantillonnage, nettement plus important et couvrant une période de temps plus large dans l'étude de SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a).

b. Les courants

D'après Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils (1979), les transports sédimentaires dans le secteur Mbao-Bargny seraient essentiellement dûs aux courants perpendiculaires à la côte avec, lors des fortes houles, des départs de sédiments vers le large. Par contre, la dérive littorale serait faible et n'interviendrait qu'à long terme, pour modeler une morphologie de la baie en demi-coeur. Des calculs réalisés dans la zone de Bargny ont estimé la vitesse du courant de dérive littorale à 0,8 m.s⁻¹ (Demoulin, 1967). Cependant, il est vraisemblable que cette valeur soit surestimée, car basée sur une houle de période 15 secondes et de hauteur 1,4 m, c'est-à-dire beaucoup plus longue que ce qui est observé en moyenne dans ce secteur.

Enfin, il a été signalé la possibilité d'une divergence des courants de dérive littorale dans la région de Rufisque qui serait due à l'épanouissement des orthogonales de houle après diffraction autour de la presqu'île du Cap Vert mais aussi à l'arrivée des houles de SW (Masse, 1968). Ce même auteur considère que, entre Hann et Rufisque, la dérive littorale est de toute façon faible et peut changer de sens. , inc.

D. LE NIVEAU MARIN

Le niveau marin détermine, en relation avec le niveau terrestre, la ligne de rivage. Il varie à de très nombreuses échelles de temps et d'espace (Fairbridge et Jelgersma,1990; Emery et Aubrey, 1991). Pour ce qui concerne cette étude, seules les variations du niveau marin de durée diurne, annuelle, interannuelle et séculaire seront considérées.

1. Les marées

D'après Marshall (1977), la marée au large du Sénégal est constituée des composantes principales suivantes (tab.8).

Composantes		Amplitude (m)
Lunaire principale	M2	0,455
Solaire principale	S2	0,174
Lunaire elliptique	N ₂	0,098
Luni-solaire semi-diurne	К2	0,049
Luni-solaire diurne	К1	0,050
Lunaire diurne principale	0 ₁	0,041

Tableau 8 : Composition de la marée au large du Sénégal (marégraphe situé à 14°16'N, 17°22'W) (Marshall, 1977)

Ces données permettent de déterminer le paramètre F, rapport entre la somme des amplitudes des deux composantes diurnes principales (K_1 et O_1) et la somme des amplitudes des deux principales composantes semi-diurnes (M_2 et S_2), qui définit la période dominante de la marée.

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} = 0,14$$

Cette valeur de F caractérise les marées semi-diurnes (F < 0,25) (Bearman, 1989).

Le marnage, faible, varie entre 1,2 et 1,6 m en marée de vives eaux et 0,5-0,6 m en marée de mortes eaux. Le niveau moyen à Dakar est de 1,01 m. Notons qu'il n'y a pas de différence significative dans les heures et les hauteurs de marée entre Dakar et Rufisque. Les courants de marée sont faibles avec des vitesses maxima inférieures à 0,15 m.s⁻¹ (Domain, 1976; Rebert, 1983).

2. Les variations saisonnières

Les enregistrements du marégraphe de Dakar (1943-1965), conservées au Permanent Service for Mean Sea Level (P.S.M.S.L.), montrent l'existence de variations saisonnières du niveau moyen de la mer avec un minimum entre janvier et mars-avril et un maximum entre juillet et septembre, plus rarement novembre (tab.9). Au cours des 11 années d'enregistrement du marégraphe, les écarts saisonniers du niveau marin ont varié entre 9,4 et 24,7 cm, soit une moyenne de 20,15 cm. De plus, certaines années, les courbes présentent un maximum secondaire en novembre (fig.24).



Tableau.9: Variations saisonnières du niveau marin à Dakar Période 1943-1965 (d'après données P.S.M.S.L.) (H est la hauteur moyenne mensuelle du niveau marin)

(Le niveau marin à Dakar est donné par rapport à un niveau de référence local défini en 1965 et situé à 8,3 m au-dessous du repère scellé du puits du marégraphe de Dakar, soit à environ 6 m au-dessous du zéro du Service Hydrographique de la Marine et 7 m audessous du zéro de l'Institut Géographique National)

Années	Minin	num	Maximum		Ecarts saisonniers
	Mois	H (mm)	Mois	H (mm)	maxima (cm)
1943	Mars	6850	Nov	7097	24,7
1944	Février	6889	Août	7092	20,3
1953	Février	6889	Août	7103	21,4
1958	Février	6898	Août	7116	21,8
1959	Février	6907	Juillet	7063	15,6
1960	Mars	6852	Juillet	7089	23,7
1961	Janvier	6911	Août	7161	25
1962	Janvier	6909	Août	7070	16,1
1963	Février	6983	Août	7077	9,4
1964	Avril	6909	Juillet	7123	21,4
1965	Janvier	6900	Sept	7123	22,3
ECART SAISONNIER MOYEN				20,15 cm	

Doniol (1956) avait à l'époque mis en évidence une corrélation positive entre les variations saisonnières du niveau moyen de la mer à Dakar et celles de la densité et surtout de la température des eaux de surface. Verstraete (1985) a montré que ces variations étaient liées d'abord aux upwellings. En effet, ceux-ci interviennent de deux manières. D'une part, ils engendrent des diminutions de température et de salinité (et donc de densité) des eaux qui réagissent en diminuant leur volume (effet stérique) ; d'autre part, ils sont dûs aux alizés de NE qui chassent les eaux de surface vers le large et donc abaissent le niveau marin à la côte, alors qu'en dehors des périodes d'upwelling, les vents de mousson de SW ont plutôt tendance à accumuler les eaux de surface à la côte (Louise, 1918; Rebert, 1983). Ceci explique que les minima du niveau moyen de la mer correspondent à la période de l'upwelling (saison sèche) alors que les maxima s'observent pendant la saison des pluies. Le minimum secondaire parfois présent sur les courbes de variation saisonnière du niveau marin pourrait correspondre au refroidissement des eaux en profondeur, dû à l'advection vers le Nord des Eaux Centrales de l'Atlantique Sud (E.C.A.S.) observée en septembre-octobre (Verstraete, 1985).

De telles corrélations entre les variations saisonnières du niveau marin et les upwellings ont été signalées également le long des côtes de Californie (Lafond, 1939).

Un autre facteur qui pourrait intervenir dans ces variations saisonnières est la pression atmosphérique. Cependant, ses variations sont faibles, de l'ordre de 1,5 mb à l'échelle annuelle, ce qui correspondrait à une variation du niveau marin d'environ 1,5 cm, insuffisante pour expliquer les écarts saisonniers du niveau marin (Rebert, 1983).

3. Les variations interannuelles

La courbe de variations du niveau marin moyen annuel à Dakar montre une variabilité interannuelle qui est toutefois de plus faible amplitude que la variabilité saisonnière (fig.25a). C'est ainsi que, par exemple, entre 1959 et 1961, la variation du niveau marin moyen annuel fut de 5,7 cm (fig.25a). Plus récemment, lors du programme Français Océan et Climat dans l'Atlantique équatorial (FOCAL), réalisé en 1982-84, le marégraphe installé au large de Dakar a enregistré, entre mai et novembre 1984, un niveau marin situé à environ 8 à 10 cm en-dessous de sa moyenne climatique. Cette anomalie a été expliquée par l'existence de fortes advections d'eaux froides en surface, provoquées par une réponse de l'Atlantique à l'évènement El Niño exceptionnel observé dans le Pacifique en 1982-83 (Verstraete, 1986 et 1989). Il est remarquable de constater que la forte variabilité interannuelle enregistrée à Dakar à la fin des années 50 s'observe aussi à la station de Takoradi au Ghana, avec une chute du niveau marin de 6,5 cm entre 1955 et 1958, suivie d'une remontée de 10 cm environ jusqu'en 1963 (fig.25c). Quant à l'évènement de 1983, il semble enregistré à la station de Santa Cruz de la Palma (Iles Canaries) avec une chute du niveau marin moyen annuel de 18 cm entre 1980 et 1983, suivie d'une brutale remontée entre 1983 et 1985 (fig.25b). Ces années correspondent justement à des évènements El Niño de forte intensité en 1957-58 et de très forte intensité en 1982-83 (Quinn et al., 1987).

Il y aurait donc bien une relation entre variabilité interannuelle du niveau marin et les évènements El Niño exceptionnels qui, dans la région de Dakar, se ferait par l'intermédiaire d'une variation interannuelle des upwellings (Roy, 1989). Cependant, d'autres phénomènes doivent également intervenir puisqu'on n'observe pas, dans les courbes de variations du niveau marin moyen annuel des différentes stations déjà citées, une périodicité semblable à celles caractérisant les phénomènes El Niño.

4. Les variations séculaires et les tendances futures

La plupart des estimations du taux d'élévation relative du niveau marin pour le dernier siècle, faites après correction du réajustement glacio-isostatique (Clark *et al.*, 1978; Peltier, 1990), varient entre + 1 et + 2 mm par an (Gornitz *et al.*, 1982; Gornitz et Lebedeff, 1987; Barnett, 1990; Douglas, 1991), ce qui est nettement inférieur aux variations annuelles et interannuelles du niveau marin (Sturges, 1990).



l'Institut Espagnol d'Océanographie pour la station des Canaries)

.

r

þ
Les différences observées entre ces taux tiennent tant au nombre, à la répartition géographique et à la longueur d'enregistrement des stations marégraphiques utilisées - en général, celles répertoriées par le Permanent Service for Mean Sea Level (P.S.M.S.L.) - qu'aux méthodes appliquées pour obtenir le taux d'élévation du niveau marin (Pirazzoli, 1989a ; Gornitz *et al.*, 1993 ; Groger et Plag, 1993). Les deux principales causes invoquées pour expliquer cette élévation séculaire du niveau marin sont l'expansion thermique des couches supérieures des océans et la fonte des glaciers. La participation de l'expansion thermique des océans à l'élévation du niveau marin pourrait varier entre + 0,14 et + 0,45 mm par an (Gornitz et Lebedeff, 1987) alors que la fonte des glaciers de montagne et des petites calottes glaciaires contribuerait pour environ + 0,46 mm par an (Etkins et Epstein, 1982 ; Meier, 1984 et 1990). Warrick et Oerlemans (1990) suggèrent également une participation de la calotte glaciaire du Groënland de l'ordre de + 0,23 mm par an alors que Meier (1990) propose plutôt un épaississement de cette calotte glaciaire, entraînant une diminution du niveau marin d'environ 0,45 mm par an.

Pour les côtes nord-ouest africaines, trois stations marégraphiques sont en général utilisées : Santa Cruz de Tenerife aux Canaries ainsi que Takoradi et Tema au Ghana, parce qu'en fait, ce sont les seules qui présentent des données sur une assez longue période de temps (fig.25). Le tableau 10 donne les taux moyens d'élévation du niveau marin, obtenus en général par la pente des droites de régression linéaire.

Tableau 10 : Taux moyens d'élévation du niveau marin pour 3 stations marégraphiques de l'Atlantique tropical est.

(Pirazzoli, 1986 : suppression des oscillations locales du niveau marin par la méthode de moyennage dite de Gutenberg ; Verstraete, 1989 : pas de corrections ; Douglas, 1991 : filtrage des variations interannuelles et correction de l'effet du réajustement glacioisostatique : Emery, 1991 : pas de corrections)

Stations	Période	Taux moyen d'élévation du				
	considérée	niveau marin (mm par an)				
Santa Cruz de Tenerife	1927-1974	2,4 ± 0,7 (Pirazzoli, 1986)				
(28°29'N, 16°14'W)	1927-1974	2,6 ± 0,5 (Verstraete, 1989)				
	1927-1988	1,8 (Douglas, 1991)				
Takoradi (4°53'N, 1°45'W)	1930-1969	3,4 ± 0,6 (Verstraete, 1989)				
Tema (5°37'N, 0°E)	1963-1982	1 (Emery et Aubrey, 1991)				

Les taux moyens d'élévation du niveau marin, pour cette partie de l'Atlantique, sont donc compris entre 1 et 3,4 mm par an, soit une moyenne de 2,4 mm par an.

On peut cependant se poser la question de la qualité de ces données. C'est ainsi que, pour les responsables de l'Institut Espagnol d'Océanographie, les données de la

station de Santa Cruz de Tenerife sont peu fiables et ils préfèrent utiliser celles fournies par la station de Santa Cruz de La Palma (Fermandez F.M., comm.écrite). Or, cette dernière station indique plutôt une diminution relative du niveau marin, à l'exception de la période 1959-1969 qui est trop courte pour être représentative (fig.25b). Quant aux stations situées au Ghana, elles sont également sujettes à caution - et ceci indépendamment des problèmes techniques signalés pour Takoradi et la période postérieure à 1966 (Spencer et Woodworth, 1991) - parce qu'elles sont situées dans une zone tectoniquement instable où ont été enregistrés de nombreux séismes de magnitude moyenne (Bacon et Banson, 1979; Bellion et al., 1984; Ambraseys et Adams, 1986; Bellion et Robineau, 1986). Cette activité sismique, particulièrement marquée aux alentours d'Accra - où se trouve la station de Tema - serait à mettre en relation avec la présence d'une faille côtière orientée WSW-ENE, plus ou moins parallèle à la côte dont elle n'est distante que de 3 à 10 km. Cette faille est connectée avec un autre accident majeur d'orientation NE-SW, la faille d'Akwapim, vraisembablement liée à la zone de fracture de Romanche (Blundell, 1976). Enfin, le problème de la longueur des enregistrements reste entier. Presque toutes les stations concernées ont des longueurs d'enregistrement inférieures à 50 ans ce qui biaise les données qui sont alors influencées par le grand nombre de variations interannuelles du niveau marin (Douglas, 1991). De même, Jensen et al. (1993) ont montré, pour les marégraphes allemands, que plus la période considérée est courte, plus fort est le taux d'élévation du niveau marin et ceci pour des différences de 5 ans seulement.

Quant à la station de Dakar, elle ne comprend que 11 années d'enregistrement mais réparties sur 24 ans (1943-1965) avec un degré de confiance de 0,99 (Emery et Aubrey, 1991). Le taux d'élévation du niveau marin, déterminé par la pente de la droite de régression linéaire est de 1,4 mm par an (fig.25a), ce qui est cohérent avec les données moyennes. Cependant, les restrictions évoquées plus haut quant à l'influence du nombre d'années d'observation restent valables. Il faut donc considérer ces taux avec précaution.

Un autre débat important actuellement est celui de l'élévation future du niveau marin en relation avec un réchauffement de l'atmosphère dû au rejet des gaz à effet de serre. Les modèles utilisés ont prédit - dans le cas où des mesures de restriction des émissions des gaz à effet de serre n'étaient pas prises - une élévation moyenne de la température globale de 0,3°C par décade, c'est-à-dire une élévation de 1°C d'ici 2025 et de 3°C d'ici 2100 (Houghton *et al.*, 1990). Ce réchauffement global de l'atmosphère devrait déterminer une expansion thermique des océans et la fonte des glaciers de montagne et peut-être des calottes glaciaires avec pour conséquence une accélération de l'élévation du niveau marin. L'Intergovernmental Panel on Climate Change (I.P.C.C.) a proposé un certain nombre de scénarios d'élévation du niveau marin, qui ne tiennent compte que de ces deux phénomènes (Warrick et Oerlemans, 1990).

On prévoyait ainsi, pour l'année 2100 (fig.26) :

- qu'en l'absence de mesures de réduction des émissions de gaz à effet de serre, l'élévation du niveau marin serait comprise entre 31 et 110 cm, soit un taux d'élévation du niveau marin compris entre 2,8 et 10 mm par an ;

- que si des politiques de réduction des émissions étaient appliquées, l'élévation du niveau marin serait réduite (12 à 78 cm en 2100, soit 1,1 à 7,1 mm par an). La persistance d'une accélération de l'élévation du niveau marin était attribuée notamment à l'inertie thermique des océans. Des études plus récentes ont légèrement revu à la baisse ces données. En effet, on estime que, en cas de non réduction des émissions des gaz à effet de serre et pour l'estimation moyenne, l'élévation du niveau marin sera de 50 cm d'ici 2100, et non plus 66 cm (Wigley et Raper, 1992).

Des recherches ont été entreprises pour essayer de déceler cet impact du réchauffement climatique, dû à l'augmentation du taux atmosphérique des gaz à effet de serre, sur les variations récentes du niveau marin. Ainsi, certains auteurs ont eu à constater une accélération récente de l'élévation du niveau marin qu'ils font démarrer au début des années 30 (Braatz et Aubrey, 1987 ; Gornitz et Lebedeff, 1987) ou dans les années 70 (Emery, 1980). Mais d'autres auteurs contestent une telle évolution et proposent même, pour certaines zones, une diminution du taux d'élévation du niveau marin tout en mettant l'accent sur la difficulté à déceler une telle accélération (Barnett, 1984 ; Bryant, 1987 ; Pirazzoli, 1989b ; Woodworth, 1990 ; Douglas, 1991). Enfin, quelques auteurs contestent même l'existence d'une relation entre le réchauffement climatique et l'augmentation anthropogénique des gaz à effet de serre, a fortiori avec le niveau marin (Bryant, 1987 ; Pirazzoli, 1989a).

Les avis sur l'existence d'un risque d'accélération du taux d'élévation du niveau marin suite à un réchauffement climatique d'origine anthropique sont donc très partagés. Mais, si l'on admet que le réchauffement global de l'atmosphère est une réalité et si l'on se situe dans une perspective de définition d'une politique de gestion à long terme des zones côtières, il apparaît évident que l'on ne peut occulter la possibilité d'une telle accélération de l'élévation du niveau marin qu'il faudra donc prendre en compte comme une variable. Ceci n'invalide pas la nécessité de recherches plus approfondies afin de lever l'équivoque sur cette question.

۰.



E. CONCLUSIONS

A l'issue de cette revue des agents dynamiques naturels susceptibles d'intéresser l'évolution du littoral rufisquois, il est possible de tirer les conclusions suivantes.

Tout d'abord, les côtes sénégalaises, dans leur ensemble, sont, compte tenu du faible marnage (< 2 m), des côtes microtidales où l'énergie est fournie principalement par les houles (Davies, 1964). Mais d'autres agents dynamiques, tels que les vents ou les variations du niveau marin influencent également l'évolution du littoral. Si l'on considère l'ensemble des agents dynamiques et leurs variations saisonnières, plusieurs constats s'imposent :

- les vents, en tant qu'agents potentiels du transport des sables au sein de la zone littorale, ne sont efficaces (vitesses ≥ 4.5 m.s⁻¹, Verger *et al.*, 1972) que pendant la saison sèche et en particulier, de mars à mai, où les vitesses maxima sont atteintes. Par contre, pendant l'hivernage, les vents moyens sont de trop faible vitesse et seuls les coups de vent, fréquents en cette saison, mais de courte durée, peuvent mobiliser des sables. Du point de vue direction, les vents de secteur N à NE, présents de novembre à février, font un léger angle avec la côte alors que ceux de direction NW, qui s'installent entre mars et mai, sont parallèles à la côte, renforçant ainsi les upwellings. Ce type d'orientation des vents par rapport à la côte favoriserait les transports sédimentaires parallèlement à la côte. Par contre, en hivernage, les vents, qui ont une forte composante ouest, vont être dirigés vers la côte et donc accompagner les houles de SW, présentes en cette période de l'année. Or, une telle situation renforce l'action destructrice des houles et favorise l'installation d'un contre-courant sur le fond, dirigé vers le large. Il faut, cependant, tenir compte du fait que ces vents sont en moyenne de faible vitesse, ce qui doit nuancer leur influence sur le transport ;

- les houles sont très fortement modifiées par la situation particulière de la zone d'étude, à l'abri de la presqu'île du Cap Vert. C'est ainsi que l'on ne note pas de variations saisonnières dans la direction des houles, celle-ci étant presque toujours de secteur SW à S, soit parce qu'il s'agit de houles venant de ce secteur (en hivernage), soit parce qu'il s'agit de houles de NW diffractées par la tête de la presqu'île du Cap Vert. Ce schéma peut cependant être altéré par l'arrivée, en général en saison sèche, de houles d'Ouest très énergétiques. En termes de hauteur, les houles les plus hautes sont celles originaires du Sud-Ouest, parce que les houles de Nord-Ouest perdent beaucoup de leur hauteur (68% en moyenne) par les processus de diffraction et de réfraction ;

- les variations saisonnières du niveau marin, engendrées en grande partie par la présence et l'absence des upwellings, sont relativement importantes (écart saisonnier compris entre 9 et 25 cm). On note, en effet, 'un abaissement du niveau marin en saison d'upwellings et une remontée quand ils disparaissent. La figure 27 résume l'ensemble de ces observations.



Il apparaît donc que, si l'on excepte les phénomènes exceptionnels de courte durée, c'est pendant l'hivernage que les conditions dynamiques sont les plus favorables à une érosion du littoral, contrairement à ce qui est observé sur la côte nord. C'est d'ailleurs ce qui avait été constaté à Rufisque par Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils (1979) qui indiquent que les phénomènes d'érosion s'y produisent en hivernage, à l'occasion des houles de tempête pendant une période de niveau élevé de la mer.

III. LES ACTIVITES HUMAINES

Les phénomènes d'érosion côtière peuvent ne pas avoir que des causes naturelles. L'homme, par ses activités, peut interférer avec les agents naturels de contrôle de la zone littorale (Morton, 1979 ; Pilkey, 1991). Il peut ainsi intervenir principalement de deux manières (O.N.U., 1983 ; Hayes, 1984 ; PNUE/UNESCO/ONU-DAESI, 1985) :

- soit en modifiant les apports sédimentaires par la construction de barrages sur les fleuves, les extractions de sable sur les plages ou au large, le durcissement de la ligne de rivage (construction d'habitations ou de structures de protection sur la plage), la destruction de la végétation littorale, etc;

- soit en interférant avec le transport littoral, essentiellement par la construction de structures perpendiculaires au rivage (digues, jetées, épis, brise-lames, etc) qui peuvent interrompre ou stopper une partie du transport sédimentaire effectué par la dérive littorale.

La presqu'île du Cap Vert est densément peuplée (environ 2 millions d'habitants, soit un peu moins du tiers de la population sénégalaise) et fortement industrialisée. De telles caractéristiques ne peuvent que se répercuter sur la zone littorale. On peut identifier à ce titre quelques activités et infrastructures qui doivent avoir une influence sur l'évolution du littoral compris entre Mbao et Bargny.

A. LES EXTRACTIONS DE SABLE SUR LES PLAGES

Actuellement, les plages de la presqu'île du Cap Vert sont l'objet d'une exploitation sauvage des sables et des coquillages, ceci malgré l'existence d'une carrière officielle ouverte près du lac de Mbeubeusse. Les principaux sites de prélèvements sont localisés au Nord du lac Retba, entre Pikine et Yoff, de Mbao à Diokoul et à proximité de l'usine Bata à la sortie de Rufisque. Ces extractions de sable se font en général sur l'estran, mais peuvent également être effectuées dans la zone de surf ou dans le cordon littoral. Le résultat visible de ces extractions est la transformation de certaines plages en une succession de trous d'eau. Sur la Petite Côte, on observe un recul significatif du cordon littoral.

Les sédiments (sables et coquilles) servent de matériaux de construction. Diallo (1982) indiquait, pour la zone de Rufisque, des prélèvements quotidiens de 10 à 15 tonnes (5 à 8 m³), chiffres certainement dépassés actuellement, les points de prélèvements s'étant multipliés depuis. Avec ne serait-ce que 300 jours de prélèvements, on arrive, en une année, à une extraction de 1 500 à 2 400 m³, pour la seule zone de Rufisque.

Par ailleurs, les plages de Rufisque ont fait l'objet, à partir de 1924 et jusqu'en 1953, d'une exploitation pour extraire l'ilménite. Entre 1927 et 1933, 28 444 tonnes de minerais (ilménite, rutile et zircon) ont ainsi été extraits, soit 4 741 tonnes par an. Si l'on considère une teneur de ces sables en minerais de 10%, cela correspond à 47 410 tonnes de sables prélevés par an, ce qui est considérable.

B. LES STRUCTURES PERPENDICULAIRES AU RIVAGE

De telles structures peuvent intercepter en partie ou en totalité les sédiments transportés parallèlement au rivage par la dérive littorale. Elles peuvent également, dans certaines conditions, engendrer une diffraction des houles. Or, au Nord-Ouest de Bargny existent un certain nombre d'infrastructures de ce type qui ont diverses fonctions. Il s'agit notamment :

- de la digue de Gorée, partant de la Pointe de Dakar et qui devait rejoindre l'île de Gorée dans le cadre d'un projet d'extension du port de Dakar. Sa construction a débuté en 1938 et a été stoppée en 1943, alors qu'elle faisait déjà 650 m de longueur ;

- de la digue de la Pointe de Bel Air, située au début de la baie de Hann, qui protège le port de plaisance. Elle fait environ 350 m de long ;

- enfin, viennent les canaux d'alimentation en eau de refroidissement des Industries Chimiques du Sénégal (I.C.S.) à Mbao et de la Centrale thermique du Cap des Biches de la Société Sénégalaise d'Electricité (SENELEC). Il s'agit de canaux limités par des palplanches et protégés de gros enrochements qui fonctionnent respectivement depuis 1968 et 1964. Ils sont longs d'un peu moins de 200 m et jouent le rôle d'épis.

C. LES OUVRAGES DE PROTECTION A RUFISQUE

Les dégâts causés à Rufisque par le recul de la ligne de rivage ont imposé la construction d'ouvrages de protection du littoral. A l'exception du mur de béton construit au fond de la baie de Rufisque et très endommagé, deux grands types d'ouvrages ont été réalisés : un champ d'épis à Diokoul et un mur de protection entre Keuri Souf et Bata.

1. Le champ d'épis de Diokoul

Il a été construit dans le cadre d'un projet d'aménagement du quartier de Diokoul conduit par ENDA Tiers Monde, sur conception technique de l'Ecole Polytechnique de Lausanne (Freiburghaus *et al.*, 1981; Arecchi et Virtanen, 1984) (fig.28).

e,



.

Dans le projet était prévue la construction de 12 épis de 47 m de long espacés de 85 m. La largeur des épis devait varier entre 2 m au niveau de la plage aérienne et 4 m à l'extrémité en mer. La hauteur prévue était de 0,5 à 2 m. Ces épis étaient conçus en gabions remplis de moellons de latérite, plus rarement de basalte.

Une première phase expérimentale a été menée entre mai et août 1983 au cours de laquelle 3 épis ont été mis en place, le troisième ayant été arrêté à 20 m de longueur. Des visites effectuées en 1984 (Regamey, 1984) et 1985 (Murday, 1986) ont permis de constater un début d'ensablement des épis sur une hauteur d'environ 0,80 m, ce qui laissait augurer d'un bon fonctionnement des épis. Ensuite, les travaux ont repris de manière intermittente et surtout désordonnée (non respect de l'ordre de construction des épis), de telle manière qu'en 1987 seuls 9 épis sur les 12 prévus étaient en place et de plus incomplets. En 1990, la longueur restante des épis variait entre 2 et 27 m et un certain nombre d'autres imperfections apparaissaient (désagrégation des blocs de latérite, ouverture des gabions) (Seck, 1990).

Par la suite, le Ministère de l'Equipement décida de mettre en place d'autres structures de protection, considérées comme plus efficaces (Seck, 1990). Les travaux débutèrent en 1990 et entraînèrent la disparition du champ d'épis mais aussi d'un certain nombre de nos repères.

2. Le mur de protection

Il s'étend sur 2847 m de long entre Keuri Souf et Bata. Ce type d'ouvrage avait été recommandé par Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils en 1979. Il a été construit sous contrôle du Ministère de l'Equipement en plusieurs tranches : 937 m en 1983-84, 510 m en 1987, 500 m en 1988-89 et 900 m en 1990. A la fin de nos périodes d'étude, il ne s'étendait que jusqu'à Thiawlène, un peu avant le cimetière.

C'est une digue trapézoïdale d'une largeur de 5 m au sommet et 12 m à la base (fig.29). Son sommet se situe à + 5 m au-dessus du zéro hydrographique. Les pentes sont de 45°. Elle repose sur un filtre géotextile. Le corps de l'ouvrage est constitué de moellons de calcaire de Bargny de 3 à 5 kg et il protégé du côté mer par des enrochements en blocs de basalte de 1 à 2 tonnes.

Une étude récente (Seck, 1990) a mis en évidence un certain nombre d'insuffisances, notamment un franchissement périodique du mur par les vagues et l'éboulement par endroits des blocs de basalte. Le 7 juillet 1993, la partie la plus récente du mur (secteur Mérina-Thiawlène) a été franchie par des vagues de 3 m de hauteur inondant les maisons et projetant les moellons calcaires.



L'impact des murs de protection sur l'évolution des plages est sujet à controverses. D'aucuns considèrent que globalement ils n'aggravent pas l'érosion côtière (Kraus, 1988 ; Basco, 1990). D'autres, au contraire, pensent que les murs de protection accentuent les processus d'érosion, ce qui se traduit par : un affouillement de la base des murs pouvant parfois conduire à leur rupture ; un abaissement et un rétrécissement, voire une disparition, de la plage située en face du mur ; une érosion accentuée des plages bordant leur extrémité aval, par rapport à la dérive littorale (Paskoff, 1983 ; Komar et McDougal, 1988 ; Morton, 1988 ; Hall et Pilkey, 1991 ; Silvester et Hsu, 1993). Les principaux processus invoqués sont : la diminution des apports sédimentaires par durcissement de la ligne de rivage et la formation de houles réfléchies qui induisent une érosion des fonds prélittoraux (Pilkey et Wright III, 1988).

D. CONCLUSIONS

La forte concentration humaine et industrielle dans la presqu'île du Cap Vert a engendré des besoins croissants en infrastructures (extension du port de Dakar, chenaux d'alimentation en eau de refroidissement pour certaines usines) et matériaux de construction (sables, coquilles), mais a aussi rendu plus sensibles les phénomènes d'érosion côtière, ce qui a nécessité l'édification d'ouvrages de protection. Ces différentes activités humaines interfèrent avec les processus côtiers, notamment en réduisant les apports sédimentaires et peut-être en modifiant les directions des houles. Ils doivent donc contribuer à accentuer les phénomènes d'érosion côtière, d'autant que l'ensemble du littoral bordant la baie de Gorée est sous-alimenté du point de vue des apports sédimentaires.

DEUXIEME CHAPITRE EVOLUTION HISTORIQUE DE LA LIGNE DE RIVAGE A RUFISQUE

EVOLUTION HISTORIQUE DE LA LIGNE DE RIVAGE A RUFISQUE

INTRODUCTION

Les études d'évolution historique de la ligne de rivage servent d'abord à déterminer la tendance à long terme de l'évolution du littoral. Utilisées au départ dans un but purement "théorique", elles ont connu, à partir de la fin des années 80, de plus en plus d'applications pratiques, notamment pour l'évaluation des impacts des travaux de génie côtier, la détermination des volumes de sable nécessaires pour l'alimentation artificielle des plages et l'estimation des changements futurs de la ligne de rivage. Elles sont devenues un élément indispensable à la définition des politiques d'aménagement du littoral. C'est ainsi qu'aux Etats-Unis, la "Federal Emergency Management Agency" (F.E.M.A., Agence fédérale de gestion des risques) a financé des recherches visant à élaborer une méthodologie standard de définition des taux d'érosion côtière (Crowell et Buckley, 1991; Leatherman, 1992). Les données obtenues sont destinées à prédire l'évolution future des côtes afin de pouvoir définir des lignes de retrait ("setback lines") et de réactualiser les taux d'assurance des habitations situées à proximité d'un rivage.

Pour la région de Rufisque, la seule étude d'évolution historique existante est celle de Diallo (1982) qui, en utilisant des plans cadastraux et des photographies aériennes pour la période 1933-1980, a estimé le recul du littoral à 1,30 m par an. Mais cet auteur ne précise pas la méthodologie qu'il a utilisée, ce qui rend difficile une comparaison. Cependant, des incohérences ont été notées tant au niveau de l'identification des documents (confusion entre la date de levé et la date d'édition de la carte topographique au 1/20 000 de Rufisque), des distances mesurées que de la reconstitution sur carte de l'évolution du trait de côte. Une deuxième étude s'avérait donc nécessaire.

Après avoir présenté les méthodologies utilisées pour l'étude des documents cartographiques et photographiques, les résultats seront exposés sous forme de taux d'évolution et de cartographie des lignes de rivage successives. La période couverte par les documents s'étend entre 1917 et 1989. Des comparaisons ont été faites avec d'autres villes côtières qui sont sujettes à l'érosion. Enfin, la question des causes de l'érosion côtière est discutée.

I. METHODOLOGIE

L'évolution historique d'un littoral est déterminée à partir deux types de documents : les cartes topographiques et bathymétriques anciennes et les photographies aériennes et satellites. Ces documents sont comparés et analysés de manière à obtenir des cartes d'évolution du littoral et des taux moyens de recul ou d'avancée de la ligne de rivage. Cependant, le grand nombre de méthodologies existantes, tant pour l'analyse des documents que pour l'exploitation des résultats, fait que deux chercheurs travaillant séparément dans la même zone peuvent obtenir des résultats différents (Crowell et Buckley, 1993). Ceci justifie l'importance qui doit être accordée au choix de la méthodologie utilisée.

A. LES SOURCES POSSIBLES D'ERREUR

Elles existent aux trois étapes principales des études d'évolution de la ligne de rivage à savoir :

- les méthodes d'acquisition des données ;
- l'analyse des documents ;
- l'exploitation des résultats.

1. L'acquisition des données

Les deux types de documents utilisables (cartes anciennes et photographies aériennes) présentent chacun des sources d'erreur intrinsèques.

Le degré de fiabilité des documents cartographiques anciens dépend d'abord des conditions d'établissement de la carte, c'est-à-dire de la précision du positionnement et des levés topographiques et bathymétriques qui est elle-même fonction de l'évolution technologique. Interviennent également les erreurs propres au type de projection choisie, à la méthode de reprographie et à l'échelle utilisée (Anders et Byrnes, 1991; Byrnes *et al.*, 1991; Morton, 1991). De plus, pour les cartes anciennes établies avant la définition des niveaux de référence (zéros topographique et hydrographique), il est presque impossible de connaître la nature du niveau représentant la ligne de rivage : niveau moyen des hautes mers ou des basses mers ? D'une manière générale, plus une carte est ancienne, moins elle est fiable. Néanmoins, certains auteurs préconisent l'utilisation de ces documents anciens pour déterminer les tendances à long terme de l'évolution de la ligne de rivage (Crowell *et al.*, 1991 et 1993). En effet, les erreurs parfois importantes de ces cartes sont atténuées par l'espace de temps qu'elles représentent (100 à 150 ans parfois) et les fluctuations à court terme sont filtrées. Par contre, si l'on n'est intéressé que par l'évolution future de la ligne de rivage, on cherchera plutôt à travailler sur des

documents récents, les tendances à long terme masquant les accélérations des taux d'évolution constatées presque partout lors des dernières décennies et souvent attribuées aux influences des activités humaines (El Ashry, 1971; Wilkinson et McGowen, 1977; Fitzgerald et Fink, 1987; Pilkey, 1991).

Quant aux photographies aériennes, elles présentent en général des distorsions qui peuvent avoir plusieurs causes : des changements d'altitude de l'avion, déterminant des variations d'échelle d'une photo à l'autre, les variations du relief entraînant une distorsion radiale et l'inclinaison de la caméra par rapport à la surface terrestre (Dolan *et al.*, 1980 ; Leatherman, 1983 ; Anders et Byrnes, 1991). Le premier type de distorsion peut être facilement corrigé si l'on connaît la distance réelle entre deux points. Celles dues aux variations du relief sont insignifiantes dans le cas de côtes basses mais doivent être prises en compte dans le cas de côtes à falaises. Quant à l'inclinaison de la caméra, qui peut être de 1 à 3°, elle induit un déplacement des points sur la photo par rapport à leur position réelle sur le terrain, cet effet étant d'autant plus important que l'on s'éloigne du centre de la photo (fig.30).



L'erreur introduite par ce phénomène serait de l'ordre de ± 3 m (Smith et Zarillo, 1990). D'autres erreurs peuvent être introduites lors des processus de reproduction et d'agrandissement (ou de réduction) des photos (Dolan *et al.*, 1980).

2. L'analyse des documents

Plusieurs méthodes d'analyse des documents photographiques et cartographiques ont été développées et peuvent être regroupées en deux grandes catégories :

- les méthodes graphiques, conçues pour obtenir une carte d'évolution de la ligne de rivage, qui vont depuis les méthodes manuelles dites au point par point jusqu'aux méthodes automatiques faisant appel à des programmes informatiques (Dolan *et al.*, 1980; Dolan et Hayden, 1983; Leatherman, 1983; Anders et Byrnes, 1991);

- les méthodes quantitatives, basées sur des mesures de distances entre des points de contrôle et la côte, qui permettent de déterminer les taux d'évolution du littoral (Anders et Byrnes, 1991; Crowell *et al.*, 1991).

Quand on utilise des photographies aériennes, le premier choix à faire est celui de la limite de la ligne de rivage. Le consensus s'est fait sur le niveau de marée haute parce qu'il est continu le long du littoral, facilement reconnaissable sur les photos car situé à la limite entre les parties mouillées (qui apparaissent en gris foncé sur les photos) et sèches (apparaissant en gris clair à blanc) de la plage et enfin parce qu'il varie le moins horizontalement en fonction de la marée (Dolan *et al.*, 1978). C'est à marée basse qu'il est le plus facile d'observer ce niveau. Néanmoins, un certain nombre de précautions doivent être prises. En effet, le niveau marin et la plage peuvent connaître des variations saisonnières importantes - c'est le cas au Sénégal - et il est donc essentiel de n'utiliser que les photos aériennes prises au cours de la même saison (Smith et Zarillo, 1990). Enfin, il faut que le niveau de haute mer soit un niveau moyen et donc s'assurer que la période de prise de vue ne coïncide pas avec un évènement océanographique exceptionnel de type houle de tempête (Dolan et Hayden, 1983; Morton, 1991).

Au stade de l'analyse des documents, d'autres erreurs peuvent intervenir. C'est ainsi que les méthodes graphiques introduisent des erreurs liées notamment aux modifications d'échelle (agrandissements, réductions), à la comparaison de documents utilisant des systèmes de projection différents et au degré de précision de l'opérateur mais aussi des digitaliseurs quand on utilise les méthodes de cartographie automatique. Quant aux méthodes quantitatives, les incertitudes introduites sont dues aux mesures et liées notamment, à la précision des instruments de mesure utilisés (règle, crayon), à la netteté du niveau de marée haute, à l'orientation de la distance mesurée mais aussi à l'échelle des documents. Ces incertitudes peuvent être en partie réduites si l'opérateur est expérimenté et a une bonne connaissance du terrain (Morton, 1991).

3. L'exploitation des résultats

Les méthodes quantitatives ont pour but d'établir le taux d'évolution de la ligne de rivage pour un intervalle de temps donné et à cet effet plusieurs méthodes existent (Dolan *et al.*, 1991 ; Fenster *et al.*, 1993) (fig.31). Les plus courantes sont des méthodes linéaires telles que la méthode de "l'end point rate" où l'on calcule le rapport entre le déplacement de la ligne de rivage et le temps écoulé entre la première et la dernière mesures (on ne tient pas compte des mesures intermédiaires) ou la méthode de régression linéaire qui permet d'obtenir le taux d'évolution du littoral par la pente de la droite de régression linéaire dont l'équation peut ensuite être utilisée pour prédire des positions futures du rivage. La valeur des taux d'évolution ainsi déterminés dépend notamment de la densité des mesures et de l'espace de temps considéré.



Mais le problème fondamental reste celui de la signification des taux de changement ainsi obtenus car ces méthodes sont basées sur les hypothèses d'uniformité et de linéarité du mouvement de la ligne de rivage (Morton, 1991). La première hypothèse suppose que les mouvements sont de même nature, qu'il n'y a pas eu inversion des ÷.,

tendances au cours de la période de temps considérée ; la deuxième admet que les mouvements se font de manière régulière, sans modification des taux. C'est dire que ces hypothèses sont rarement satisfaites. Aussi, certains auteurs (Fenster *et al.*, 1993) préconisent-ils l'utilisation de méthodes non linéaires alors que d'autres préfèrent travailler par intervalles de temps caractérisés par la même évolution.

Un autre problème important dans l'exploitation des résultats est le choix de l'échantillon représentatif à l'échelle spatiale. Selon Dolan *et al.* (1992), les taux de changement de la ligne de rivage varient peu dans les secteurs côtiers homogènes qui doivent être définis en tenant compte notamment des limites géomorphologiques (caps, embouchures, changement d'orientation de la côte, etc). Afin d'obtenir des taux de changement significatifs, ils préconisent de faire la moyenne sur plusieurs points d'une même région ayant une évolution similaire plutôt que de se limiter à un seul point qui a de faibles chances d'être représentatif.

4. Conclusions

Ce bref survol des problèmes méthodologiques liés à la reconstitution de l'évolution historique des lignes de rivage montre la complexité de ce type d'études et l'importance des sources d'erreurs et d'incertitudes potentielles. Aussi est-il nécessaire quand on procède à ces études :

- de bien spécifier la méthodologie appliquée afin que des comparaisons soient possibles ;

- de chercher à minimiser les sources d'erreur à chaque étape ;

- d'utiliser la connaissance que l'on a du terrain pour interpréter les résultats tout en étant prudent et critique sur la signification des taux obtenus.

B. METHODOLOGIES UTILISEES

L'évolution du littoral rufisquois entre 1917 et 1989 a été reconstituée en utilisant les deux méthodes, quantitative et graphique, signalées plus haut, ce qui a permis d'une part d'établir les taux d'évolution du rivage et d'autre part de réaliser une carte d'évolution du littoral.

1. Détermination des taux d'évolution du rivage

Pour la période récente, ont été utilisées des photographies aériennes de la zone littorale rufisquoise, datant des années 1959, 1968, 1972, 1976, 1980 et 1989 (Annexe A). Afin de pouvoir établir des comparaisons, nous avons également travaillé sur des photographies aériennes de trois autres villes sénégalaises où existent des problèmes d'érosion côtière : Saint-Louis et Cambérène sur la côte nord, Joal sur la côte sud (Annexe A). Sur ces photographies aériennes, la mesure des distances entre des points repères et le niveau de haute mer a permis d'établir des variations de distances pour une période donnée et donc les taux d'évolution de la ligne de rivage. Pour ce faire, les étapes suivantes ont été suivies.

a. Choix des points repère

Les points repère doivent être communs à toutes les photos et très nets de manière à minimiser les erreurs. Pour Rufisque, 17 points repère indexés de A à Q ont été choisis (fig.32). Ils sont espacés de 138 à 508 mètres et couvrent une longueur de rivage d'environ 4 kilomètres. Pour les autres villes, les points repère ont été réduits (4 à 6) car il s'agissait non pas de faire une étude de détail mais plutôt d'obtenir des données comparatives (fig.33).

b. Vérification des échelles des photographies

Ne pouvant utiliser les méthodes coûteuses généralement préconisées pour corriger les distorsions présentes sur les photographies aériennes, la méthode suivante a été adoptée. Les échelles corrigées ont été déterminées en faisant le rapport, pour une distance donnée, entre la longueur réelle, déduite de la mesure de cette distance sur une carte topographique de référence (carte I.G.N. de 1968) et la longueur mesurée sur la photographie aérienne. Ces distances ont été choisies de manière à être orientées dans le sens selon lequel les mesures de distance à la côte devaient se faire. Pour Rufisque, 11 distances de ce type ont permis d'établir les échelles corrigées, chacune étant considérée comme représentative d'une zone incluant 1 à 3 points repère (tab. 11).

Années	1959	1968	1972	1976	1980	1989
A-B-C	1/5 200	1/16 000	1/10 947	1/22 128	1/5 123	1/6 341
D	1/5 000	1/15 385	1/10 256	1/20 000	1/5 000	1/6 452
E	1/5 169	1/16 053	1/10 796	1/20 678	1/5 083	1/6 595
F	1/3 982	1/11 733	1/8 381	1/16 000	1/3 877	1/4 889
G	1/4 967	1/15 000	1/10 000	1/20 000	1/4 839	1/6 250
Н	1/4 916	1/15 338	1/10 200	1/20 400	1/4 834	1/6 090
I-J	1/4 894	1/14 839	1/10 000	1/20 000	1/4 906	1/5 974
K	1/5 000	1/15 385	1/10 294	1/20 000	1/4 762	1/6 034
L-M	1/5 294	1/16 364	1/10 976	1/21 688	1/5 217	1/6 498
N-O	1/5 044	1/16 286	1/10 857	1/21 923	1/5 135	1/6 706
P-Q	1/5 018	1/15 604	1/10 677	1/20 286	1/5 035	1/6 174
Echelle annoncée	1/5 000	1/15 000	1/10 000	1/20 000	1/5 000	1/6 000

Tableau 11 : Echelles corrigées pour les photographies aériennes de Rufisque





Si la plupart des échelles corrigées sont très proches de l'échelle annoncée, celles obtenues pour la région du point F (fond de la baie de Rufisque) présentent de très fortes déviations par rapport à l'échelle annoncée de la photo. Ceci est attribué au fait que la distance mesurée est oblique. Le point F a tout de même été retenu car il est indicateur de ce qui se passe au fond de la baie, mais les distances ainsi calculées doivent être prises avec précaution.

Pour chacune des trois autres villes, une seule distance a été utilisée car le but n'était pas une étude détaillée (tab.12).

Tableau 12 : Echelles corrigées pour les photographies aériennes de Saint-Louis, Cambérène et Joal

Années	1954	1975	1989
Echelles corrigées	1/54 044	1/16 261	1/30 123
Echelles annoncées	1/50 000	1/15 000	1/30 000

a. Saint-Louis

Années	1968	1973	1980
Echelles corrigées	1/15 854	1/5 936	1/5 000
Echelles annoncées	1/15 000	1/6 000	1/5 000

b. Cambérène

· Années	1960	1972	1978	1989
Echelles corrigées	1/6 236	1/10 844	1/6 197	1/30 500
Echelles annoncées	1/6 000	1/10 000	1/6 000	1/30 000

c. Joal

c. Mesures des distances des points repère à la côte

En général, on mesure la distance d'un point à la position du niveau de marée haute selon une direction perpendiculaire à la côte. A ce stade deux problèmes surgissent :

 le niveau de marée haute n'est pas toujours facile à repérer surtout quand le contraste des photos est faible. Pour Rufisque, c'est le cas des photos de 1959 et 1980.
Quelques difficultés ont également été rencontrées quand les plages étaient riches en ilménite car, dans ce cas, la plage apparaît en noir, rendant difficile la localisation du niveau de marée haute. Il faut donc définir des marges d'incertitude. Par ailleurs, les photographies aériennes, à l'exception de celles de 1989, ont toutes été réalisées en période de saison sèche et donc les niveaux de marée haute ne sont pas affectés par les influences saisonnières. De plus, il a été vérifié que les dates de prise de vue ne faisaient pas suite à des évènements exceptionnels ;

- mesurer une distance perpendiculairement à la côte est source de nouvelles erreurs pour deux raisons : tout d'abord, il est difficile de trouver la position exacte de la perpendiculaire à la côte surtout quand la ligne de rivage n'est pas rectiligne ; d'autre part, entre deux photos, la forme du rivage peut changer et donc modifier l'orientation des perpendiculaires. Aussi, des directions fixes ont été choisies, en général les directions d'allongement des rues ou des bâtiments.

Les mesures ont été refaites au moins 3 à 4 fois surtout lorsque des changements importants d'évolution (passage d'une tendance érosionnelle à une tendance accrétionnelle) ou certaines aberrations (distances beaucoup trop fortes ou trop faibles) étaient constatés. La répétitivité des mesures permet également d'acquérir une certaine dextérité qui n'est pas indifférente à la réduction des incertitudes potentielles.

Les mesures de distance pour Rufisque figurent dans le tableau A-1 de l'annexe A.

d. Mesures d'incertitude

La méthodologie utilisée pour faire les corrections d'échelle introduit des erreurs mais qui n'engendrent pas d'incohérences notables dans les taux d'évolution. De plus, il n'existe aucun moyen de les évaluer précisément puisqu'il faudrait pouvoir comparer les résultats ainsi obtenus avec ceux issus de l'utilisation des techniques classiques de correction. Aussi avons-nous choisi de les négliger.

Ayant réduit au minimum les incertitudes liées à la précision des repères ou à la distance à mesurer, il subsiste deux principales sources d'incertitude :

- celle liée à la lecture de la distance qui dépend de la précision de la règle utilisée (nous avons utilisé une règle graduée en demi-millimètres) et de l'orientation de la règle, une légère déviation par rapport à l'orientation choisie entraînant une différence dans la mesure ainsi déterminée. Cette incertitude peut être estimée en comparant, pour un point donné, les résultats de plusieurs mesures. Elle est d'autant plus grande que l'échelle des photos est plus petite ;

- celle liée à la définition de la position du niveau de marée haute. Cette position a été particulièrement difficile à déterminer quand les photos avaient été agrandies car, en général, elles perdent en contraste (photos de Rufisque de 1980), mais aussi quand les plages étaient riches en ilménite. Les incertitudes peuvent être comprises entre ± 1 et ± 5 mètres. Puisqu'on compare des photos deux à deux, les incertitudes se cumulent. Pour les différents couples de photos étudiés, l'incertitude totale a varié entre ± 0.5 et ± 10.5 mètres. Elle est d'autant plus grande que l'on compare deux photos de petite échelle. Par ailleurs, plus le temps écoulé entre deux photos est court, plus l'incertitude est grande. Ainsi, pour Rufisque, on a enregistré des incertitudes moyennes de ± 4.9 m pour le couple 1972-1976 et de ± 4.5 m pour celui de 1968-1972. Par contre, elles ont été minimales pour les couples 1959-1980 (erreur moyenne de ± 2.4 m) et 1959-1989 (erreur moyenne de ± 2 m).

e. Exploitation des résultats

C'est la méthode de la moyenne qui a été utilisée. Les variations de distance ont été calculées pour chaque point repère et chaque intervalle de temps, ce qui a permis de calculer les taux d'érosion (-) ou d'accumulation (+), en mètres par an. Ensuite, le taux d'évolution du rivage à Rufisque a été déterminé, pour les intervalles de temps choisis, en faisant la moyenne des taux obtenus pour chacun des points repère. De plus, ont été également calculés les taux d'évolution du rivage en chacun des points repère. Pour Rufisque, le taux d'évolution moyen a été déterminé non seulement pour la période 1959-1989, mais aussi pour celle comprise entre 1959 et 1980. En effet, des ouvrages de protection importants ont été réalisés à partir de 1980 et donc la ligne de rivage de 1989 est en grande partie artificielle. Il était donc intéressant de voir si des différences existaient entre ces deux périodes, permettant de déceler des impacts des ouvrages de protection sur l'évolution du rivage. A noter que, pour ces deux périodes, n'ont pas été considérées, dans le calcul des moyennes, les taux mesurés entre les points G et N, la ligne de rivage étant constituée dans cette zone par le mur de protection et étant donc artificielle et fixe.

Enfin, les valeurs d'incertitude et les variations de distances ont été comparées et les taux pour lesquels la variation de distance était inférieure à la marge d'incertitude ont été considérés comme peu significatifs (valeurs entre parenthèses). En éliminant ces données, on obtient les moyennes maxima.

2. Méthode de cartographie de l'évolution du littoral de Rufisque

La méthode choisie est celle dite du point par point, préconisée par Stafford (in Leatherman, 1983). Pour ce faire, ont été utilisées les photographies aériennes de 1980 et 1959, deux cartes bathymétriques datant de 1937 et 1928 et une carte topographique levée en 1917 (cf. Annexe A). Il existe une très ancienne carte établie en 1880 qui n'a pas pu être utilisée car le niveau 0 est impossible à déterminer. De plus, dans la zone littorale, on observe des décalages dans les courbes de niveau indiquant que les levés sont peu fiables. Aussi, la carte de 1917 a été considérée comme le document le plus ancien. Pour les photos aériennes, 56 points repère ont été choisis, y compris les 17 utilisés précédemment. La distance entre ces points et le niveau de marée haute a été mesurée de la même manière que pour la détermination des taux d'évolution (cf.tab.A-1). Pour les cartes anciennes, le nombre de points utilisables a été inférieur (34 pour 1937 et 1928, 19 pour 1917). Ceci tient au fait que les quartiers périphériques de Diokoul et de Mérina-Thiawlène ont été tardivement urbanisés et que le tracé des rues a été modifié, rendant impossible la localisation des points repère.

Ensuite, ces distances ont été reportées sur la carte topographique de Rufisque au 1/20 000 (édition 1968). Il a donc fallu vérifier l'échelle des documents utilisés. Pour les photographies aériennes, les modifications d'échelle déjà déterminées pour le calcul des taux d'évolution du littoral ont été appliquées et la même technique a été étendue aux documents cartographiques. Les mesures ont montré que l'échelle de la carte de 1937 était conforme et donc ne nécessitait pas de corrections. Les cartes de 1928 et 1917 présentent par contre de légères variations d'échelle, mais à l'échelle du 1/20 000 elles n'apparaissent pas. Aussi, les distances déterminées sur ces cartes n'ont pas nécessité de corrections d'échelle, d'autant plus qu'il n'était possible de faire de telles corrections que pour la partie centrale de la ville et la zone du cimetière chrétien de Diokoul, les autres quartiers ne présentant pas de repères permettant de calculer des distances fiables. Les distances réelles ainsi obtenues (Lr du tableau A-1) ont été ensuite transformées en distances à l'échelle du 1/20 000 (Le du tableau A-1). Ces distances ont été reportées sur la carte topographique de Rufisque au 1/20 000 et les points ainsi obtenus ont été interpolés en vérifiant avec les documents de base qu'il n'y avait pas de modifications d'orientation du rivage entre deux points. Ainsi a été tracée une carte d'évolution du littoral rufisquois entre 1917 et 1980.

Enfin, ces données ont été exploitées pour les transformer en taux d'évolution du rivage afin de compléter celles obtenues par les photographies aériennes. Les informations ne couvrant pas l'ensemble de la ville, seules ont pu être calculées les moyennes pour les trois grands secteurs de Diokoul, Keuri Souf-Keuri Kao (ancien quartier de l'Escale) et Mérina.

II. RESULTATS

Seront ici successivement présentés les résultats de l'étude de l'évolution de la ligne de rivage à partir des photographies aériennes qui couvrent, pour Rufisque, la période 1959-1989, puis ceux déduits de l'analyse des documents cartographiques anciens qui ont permis de remonter jusqu'en 1917. A partir de ces données, un certain nombre de conclusions seront tirées quant à la tendance historique de l'évolution de la ligne de rivage à Rufisque, sa variabilité spatiale et temporelle et l'impact des ouvrages de protection.

A. RESULTATS DE L'ANALYSE DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES

.

1. Rufisque

Pour la période qui s'étend entre 1959 et 1989, soit 30 ans, le taux de recul moyen de la ligne de rivage à Rufisque a été de 1,20 mètres par an, ce qui est comparable à ce qui avait été déterminé par Diallo (1982) pour la période 1933-1980 (1,30 m par an). Cependant, cet auteur n'ayant pas précisé la méthodologie utilisée, il est difficile de faire des comparaisons avec ses données. Quoiqu'il en soit, ce taux de recul moyen masque des variations importantes sur les plans spatial et temporel (tab. 13).

C'est ainsi que, pour la période 1959-1980, le taux de recul moyen du rivage peut varier, selon les zones géographiques, entre - 0,20 m par an à Diokoul et - 2,10 m par an du côté de l'usine Bata. L'extrémité sud-est de Rufisque est donc plus gravement affectée par l'érosion côtière ainsi que le notait déjà Diallo en 1982 (fig.34). A l'échelle temporelle, les taux d'érosion culminent lors de la période 1972-1976 (- 2,80 m par an en moyenne) et sont plus faibles avant et après cette période, les taux moyens d'érosion les plus faibles ayant été enregistrés au cours de la période 1968-1972 (- 0,20 m par an). Ce taux d'évolution très proche du zéro correspond en fait à l'existence, le long de la côte, d'une zone en accumulation ou à faible érosion (Diokoul à Mérina, points A à L : moyenne de + 0,20 m par an) suivie d'une zone en érosion (Mérina à Bata, points M à Q: en moyenne - 1,10 m par an).

La période 1980-1989 a été considérée à part car une partie du littoral est devenue artificielle suite à la présence d'un mur de protection construit à partir de 1980 et qui, en 1989, s'étendait entre Keuri Souf et Thiawlène (points G à N). Cette période se caractérise par :

 - une réduction du taux d'érosion dans la zone de Diokoul (- 1,20 m par an contre - 2,10 m par an lors de la période précédente) qui pourrait être liée au champ d'épis construit entre 1983 et 1987;

- dans la partie du littoral bordée par le mur de protection, deux tendances apparaissent : entre les points G et K, la côte semble avoir été stabilisée (+ 0,30 m par an) alors qu'entre les points L et N, le recul du littoral est en moyenne plus important que lors de la période précédente (- 1 m par an). Ces différences peuvent s'expliquer par le fait que la première zone correspond à la première tranche des travaux de construction du mur de protection, réalisée en 1983-84, alors que la deuxième zone n'a été protégée que postérieurement, à la faveur de deux tranches supplémentaires effectuées en 1987 puis en 1988-89. Ainsi, le littoral correspondant aux points L à N a continué à reculer entre 1980 et 1987 tandis que la partie située dans la zone des points G à K était stabilisée par le mur de protection, le taux positif pouvant être en grande partie dû à la position du mur de protection en avant du niveau de marée haute ;

Tableau 13 : Variations des taux d'évolution du rivage à Rufisque (1959-1989)(les chiffres entre parenthèses indiquent les taux peu fiables)

Variations de distances (m)

		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		_														
Périodes	<u>A</u>	B	C	D	E	F	G	H	1	1	К	L	М	N	0	Р	0	Movennes
1959-1968	4	-5,6	5,5	-1	-9,4	-6,9	-4,1	-0,9	-25	-29,8	-14.2	-6.1	-10.9	-7	-5.6	-13.1	-13.9	-96
1968-1972	0,7	2,4	-0,8	-3,1	11,3	-1,7	-9	-10,6	11,5	7	2.3	-0.9	-3.1	-9.8	-45	-24	-25	-0.8
1972-1976	-8,6	-6,1	-1,9	-4,5	-11,2	-0,5	4	-7.1	-23	-18	-20.2	-19.4	-155	-7	-122	-187	-22,5	-11.3
1976-1980	-6,4	-13	-6,9	-7	-4	-7	-1.3	3.4	8.7	8	-2.2	0	-32	-63	-12,2	-10,7	-22,4	25
1980-1989	-9,4	-11	-13,3	-10.2	-0.5	-8	-4.3	6.5	8.9	0.8	11	-9.6	-13.2	-0,5	-12,7	27	170	-3,5
1959-1980	-18,4	-22,3	-4	-15.5	-13.3	-16.1	-10.4	-15.2	-27.8	-32.9	-34.2	-26.4	-32.6	-2,5	-25,5	20.0	-17,9	-1,9
1959-1989	-27,7	-33.3	-17.3	-25.7	-13.8	-24	-14.7	-87	-18.0	-321	-33.1	-20,4	-52,0	22.5	-55	-59,9	-43,5	-24,5
Incertitudes	(m)					<u> </u>												
Périodes	A	В	С	D	E	F	G	Н	Ι	J	к	L	М	N	0	р	0	Movennes
1959-1968	± 3,2	±2,6	±3,7	±2,0	±2,1	±1,6	± 5,0	±2,0	± 2.0	±4.9	± 3.6	+ 2.7	+4.3	+26	+05	+47	+31	+3.0
1968-1972	±4,9	± 2,7	±4,3	±4,6	±4,8	±2,9	± 10.5	± 3.6	±4.5	± 4.0	± 5.1	+84	+2.8	+38	+05	+41	$+ \Delta \Lambda$	+4.5
1972-1976	±7,7	± 3,3	±3,3	± 5,1	± 5.3	±3.3	± 10	± 4.1	± 5.0	+5.0	+41	+89	+ 3 3	+66	$\pm 0,5$	+30	+40	+4.0
1976-1980	±4,9	±4,3	±4,8	± 5.0	±4.6	± 2.8	± 5.5	± 4.0	+34	+64	+34	+27	+27	+40	+31	+26	+ 2 1	+4.0
1980-1989	± 1,8	±2,7	±6,4	±4.3	± 3.2	±1.7	± 2.1	+2.5	+26	+30	+20	+18	+05	± 0.5	+31	+12	$\pm 3,1$ ± 1.7	<u> </u>
1959-1980	±2,1	±1,7	± 3,1	± 3.5	± 3.1	±1.6	± 2.0	+24	+19	+44	+10	+16	+32	+15	+31	+20	+ 25	±2,4
1959-1989	+ 2 0	1 2 1		110				,+	- 1,2	<u> </u>		± 1,0	± 3,2	<u> </u>	,1	± 2,0	<u> </u>	<u> </u>
	T 2.0	± 3.1 1	±4.1	1 ± 1 × 1	トナモント	1 + () 9	1 + 1 1 1	+ 1 1 1	+171	+261	+111	- + 7 /	1 1 7 7 1	1101	110	100	100	

Taux d'érosion (m par an)

Périodes	<u>A</u>	В	C	D	E	F	G	_ H	1	J	К	L	М	N	0	Р	0	Moyennes	Moy.max.
1959-1968	-0,4	-0,6	0,6	(-0,1)	-1	-0,8	(-0,5)	(-0,1)	-2,8	-3,3	-1,6	-0,7	-1,2	-0.8	-0.6	-1.5	-1.5	-1.1	-1.2
1968-1972	0,2	0,6	(-0,2)	(-0,8)	2,8	(-0,4)	(-2,3)	-2,7	2,9	1,8	0,6	(-0,2)	-0,8	-2,5	-1.1	(-0.6)	(-0.6)	-0.2	0.2
1972-1976	-2,2	-1,5	(-0,5)	(-1,1)	-2,8	(-0,1)	(+1)	-1,8	-5,8	-4,5	-5,1	-4,9	-3,9	-1.8	-3.1	-4.7	-5.6	-2.8	-3.7
1976-1980	-1,6	-3,3	-1,7	-1,8	(-1,0)	-1,8	(-0,3)	(+0,9)	2,2	2	(-0,6)	0	-0.8	-1.6	-3.2	-1.4	-1.1	-0.9	-12
1980-1989	-1	-1,2	-1,5	-1,1	(-0,1)	-0,9	-0,5	0,7	1	0,1	0,1	-1,1	-1.5	-0.3	-2.8	-3	-2	-15	
1959-1980	-0,9	-1,1	-0,2	-0,7	-0,6	-0,8	-0,5	-0,7	-1,3	-1,6	-1.6	-1.3	-1.6	-1.4	-1.7	-1.9	-2.1	-12	
1959-1989	-0,9	-1,1	-0,6	-0,9	-0,5	-0,8	-0,5	-0,3	-0,6	-1,1	-1.1	-1.2	-1.5	-1.1	-2	-2.2	-2	-12	

۰.

•

97

÷



- une accélération de l'érosion à l'extrémité du mur (repères O à Q; - 2,6 m par an, contre - 1,9 m par an lors de la période précédente) qui doit être due aux effets de contournement par les houles du mur de protection qui ne présente pas de raccordement latéral (fig.35).



Aussi, les photos de 1989 ne doivent pas être utilisées pour une étude des processus naturels d'érosion car un certain nombre d'évolutions sont attribuables aux impacts des ouvrages de protection côtière. De plus, ces photos ont été prises en hivernage, saison pendant laquelle on observe un recul significatif de la haute plage, de l'ordre de 10 m maximum (cf. 3^{ème} chapitre), ce qui peut-être détermine une légère surestimation des taux d'évolution pour la période 1980-1989.

L'examen des taux d'évolution du littoral permet également de définir quatre zones géographiques qui se caractérisent par une évolution distincte et pour lesquelles a été établi, pour chaque intervalle de temps, la moyenne des taux d'évolution (fig.36 et tab.14).



Figure 36 : Evolution du littoral à Rufisque par zones géographiques

Tableau 14:	Taux moyen d'évolution (en m par an) de la ligne de rivage à Rufisqu	е
	par zones géographiques et par périodes entre 1959 et 1980	

Zones	Diokoul	Fond de la baie	Keuri Kao	Mérina-Bata
Périodes	(A à D)	(E à H)	(I à L)	(M à Q)
1959-1968	- 0,10	- 0,60	- 2,10	- 1,10
1968-1972	- 0,10	- 0,70	+ 1,30	- 1,10
1972-1976	- 1,30	- 0,90	- 5,10	- 3,80
1976-1980	- 2,10	- 0,60	+ 0,90	- 1,60
1959-1980	- 0,70	- 0,70	- 1,50	- 1,70

(le figuré repère la période d'érosion maximum pour chaque zone géographique)

- la zone de Diokoul (points repère A à D) se caractérise dans l'ensemble par de faibles taux d'érosion : - 0,70 m par an en moyenne pour la période 1959-1980, soit un recul du rivage de 15 m en 21 ans. Cette zone est restée plus ou moins stable entre 1959 et 1972 avec un taux de recul moyen de - 0,10 m par an. L'érosion a commencé à être importante à partir de 1972 et a culminé entre 1976 et 1980 (- 2,10 m par an);

- le fond de la baie de Rufisque (points repère E à H) : le taux d'érosion moyen pour la période 1959-1980 est le même que celui obtenu dans la zone précédente, soit - 0,70 m par an mais les évolutions y sont différentes. Elles sont, semble t-il, sous l'influence des structures de protection rudimentaires mises en place avant 1968 et consistant en un petit mur en enrochements de basaltes et un mur en béton. Entre 1959 et 1968, le taux d'érosion diminue progressivement depuis le point E (- 1 m par an) jusqu'au point H (- 0,10 m par an), ce qui est conforme avec les processus se produisant derrière un cap (Finkelstein, 1982). De 1968 à 1972, la tendance est inversée : la zone située juste en arrière du cap (point E) est en accumulation (+ 2,80 m par an), ce qui se traduit par un enfouissement du mur en enrochements qui n'est plus visible sur les photos de 1972 ; la zone située au niveau du mur en béton est stable (point F : - 0,40 m par an) alors que juste après le mur, l'érosion a repris (- 2,50 m par an en moyenne entre les points G et H), ce qui traduit un déplacement de la zone d'érosion suite au blocage des processus naturels par le mur en béton. De 1972 à 1976, l'érosion reprend presque partout sauf au droit des parties intactes du mur en béton (points F et G) ; ceci se marque par la réapparition du mur en enrochements et la formation de brèches dans le mur, visibles sur des photos prises en 1977 ; c'est la période d'érosion maximum (- 0,90 m par an). De 1976 à 1980, on enregistre des taux de recul identiques à ceux observés entre 1959 et 1972 (- 0,60 m par an). Il faut néanmoins rappeler que c'est dans cette zone qu'existent de sérieux problèmes d'échelle. Aussi, ces résultats doivent être considérés avec circonspection;

- la zone de Keuri Souf-Keuri Kao (points repère I à L) a été fortement touchée par l'érosion puisque le taux de recul pour la période 1959-1980 est de 1,50 m par an, soit un recul moyen du rivage de 30 m, c'est-à-dire le double de celui enregistré dans les zones précédentes. Cette érosion se manifeste par la destruction des nombreux bâtiments, en général d'anciens entrepôts d'arachide, présents dans le secteur. Mais l'évolution du rivage se caractérise d'abord par la succession dans le temps de périodes d'érosion et d'accumulation. Ainsi, entre 1959 et 1968, l'érosion est générale (- 2,10 m par an), puis la tendance s'inverse entre 1968 et 1972 (+ 1,30 m par an), les plus forts taux d'accumulation s'observant sur le flanc nord-ouest des deux premiers wharfs (points I et J) qui semblent jouer plus ou moins bien un rôle d'épis avec accumulation sur leur flanc nord-ouest et érosion sur leur flanc sud-est, ce qui indiquerait la présence d'une dérive littorale orientée NW-SE. Entre 1972 et 1976, l'érosion reprend avec force (- 5,10 m par an), les wharfs sont complètement séparés de leur enracinement du côté terre, les anciens entrepôts commencent à être sérieusement endommagés et des maisons se retrouvent les "pieds dans l'eau". Succède alors une période de légère accumulation (+ 0,90 m par an) entre 1976 et 1980 ;

- la zone de Mérina-Bata (points repère M à Q) est caractérisée par une érosion ir., ortante et continue depuis 1959 (-1,70 m par an, soit un recul moyen du rivage de 36 mètres en 21 ans) qui a entraîné la disparition de bâtiments et d'une portion de route et nécessité le relogement, dans les années 70, d'une partie de la population riveraine dans le quartier d'Arafat. Les plus forts taux d'érosion ont été enregistrés lors de la période 1972-1976 (-3,80 m par an), comme pour toute la portion de littoral située après le cap de Diokoul. Par ailleurs, le taux d'érosion augmente de Mérina à Bata.

2. Données comparatives

Le tableau 15 donne les résultats obtenus pour les villes de Saint-Louis, Cambérène et Joal en utilisant les points repère indiqués sur la figure 33.

A Saint-Louis, le taux de recul moyen pour la période 1954-1989 est de -0,50 m par an ce qui est moitié inférieur aux taux cités dans la littérature (-1 à -2 m par an pour la période 1856-1926 ; cf. tableau 2). L'évolution du littoral présente deux caractéristiques principales : tout d'abord, pour chaque intervalle de temps considéré, il y a succession le long du littoral de zones en érosion et de zones en accumulation ou relativement stables, ce qui engendre des taux moyens d'évolution faibles ; de plus, les zones d'érosion maximum se déplacent au cours du temps d'une extrémité à l'autre de la ville. C'est ainsi qu'entre 1954 et 1975, le secteur de Ndar Tout (repères A et B) recule de manière importante (- 1,20 m par an) alors que celui de Guet Ndar (repère F) est relativement stable (- 0,30 m par an) ; entre 1975 et 1989, la situation est inverse : le secteur de Ndar Tout reste pratiquement stable (- 0,20 m par an) alors que Guet Ndar connaît une érosion importante (- 3,20 m par an).

- - .

Tableau 15: Taux d'évolution des littoraux de Saint-Louis, Cambérène et Joal

-

.

.

. .

(le figuré en grisé indique par période, la zone la plus en érosion)

Variations de dist	ances (m)						
Périodes	A	В	С	D	E	F	Moyennes
1954-1975	- 32,2	- 19,5	+ 5,3	+ 5,3	+ 11,1	- 7,1	- 6,2
1975-1989	- 3,0	- 1,6	+ 8,4	- 11,5	- 25,3	- 44,2	- 12,9
1954-1989	- 35,2	-21.1	+ 13,7	- 6,2	- 14,2	- 51,3	- 19,1
Incertitudes (m)							
Périodes	A	B	ΥC	D	E	F	Moyennes
1954-1975	±6	± 7,6	± 8,7	± 10.3	± 10,3	± 10,3	± 8,8
1975-1989	± 6.3	± 7,9	± 6.3	± 7,9	± 7,9	± 7.9	± 7,4
1954-1989	± 5,8	± 5,8	± 8,5	± 8,5	± 8,5	± 8,5	± 7,6
Taux d'évolution (r	n par an)						
Périodes	A	В	С	D	E	F	Movennes
1954-1975	+1,5	- 0,9	(+ 0,3)	(+ 0,3)	+ 0,5	(- 0,3)	- 0,30
1975-1989	(- 0,2)	(- 0,1)	+ 0,6	- 0,8	- 1,8	3,2	- 0,90
1954-1989	- 1,0	- 0,6	+ 0,4	(- 0,2)	- 0,4	- 1,5	- 0,50

Variations de dis	tances (m)				
Périodes	A	В	С	D	Movennes
1968-1973	- 14,3	- 11.7	- 23.9	- 13.2	- 15,8
1973-1980	- 17,5	- 12,9	- 5,0	+ 12,8	- 5,7
1968-1980	- 31.8	- 24.6	- 28,9	- 0.4	- 21,4
Incertitudes (m)					
	A	В	С	D	Movennes
1968-1973	± 2,2	± 1,1	± 3.5	± 1,0	± 2
1973-1980	± 1.1	± 0,6	± 1,1	± 0,6	± 0,8
1968-1980	± 2.1	± 1,1	±4	± 1,1	± 2,1
Taux d'évolution	(m par an)				
	A	В	С	D	Movennes
1968-1973	- 2,9	- 2.3		- 2.6	- 3,20
1973-1980	-2.5	- 1.8	- 0,7	+ 1,8	- 0,80
1968-1980	- 2,7	- 2,1	- 2.4	0	- 1,80

b. Cambérène

Variations de d	istances (m)		<u> </u>			
	A	B	С	D	E	Movennes
1960-1972	- 108,9	- 57,9	+ 62.7	+ 71,1	+ 101.9	+ 13.8
1972-1978	- 23.9	+ 8.8	+ 5,1	+ 5,5	+ 11,2	+ 1,3
1978-1989	+ 23,0	- 4,9	+ 11,3	+ 26,3	+ 13,2	+ 13,8
1960-1989	- 109,8	- 54.0	+ 79.1	+ 102.9	+ 126.3	+ 28.9
Incertitudes (m)					
	A	В	C	D	E	Movennes
1960-1972	± 0,8	± 1.2	± 0.8	± 1,4	± 2,8	± 1,4
1972-1978	± 0,8	± 0.8	± 0,8	± 2.3	± 2.4	± 1,5
1978-1989	± 1,8	± 4.7	± 3,2	± 2,7	± 6,1	± 3,7
1960-1989	± 1.8	± 5.0	± 3,2	± 1,8	± 6,5	± 3,6
Taux d'évolutio	n (m par an)					
	A	B	C	D	Ē	Movennes
1960-1972	9;1	- 4,8	+ 5.2	+ 5,9	+ 8,5	+ 1,20
1972-1978	4,0	+ 1.5	+ 0,9	+ 0.9	+ 1,9	+ 0,20
1978-1989	+ 2,1	0,4	+ 1,0	+ 2,4	+ 1.2	+ 1,30
1960-1989	- 3,8	- 1,9	+ 2,7	+ 3.5	+ 4,4	+ 1,00

•.

a.Saint-Louis

Par ailleurs, sur l'ensemble de la période considérée (1954-1989), on distingue trois secteurs du Nord au Sud : celui de Ndar Tout, dont le bilan est érosionnel (- 28 m en 35 ans, soit un taux de recul moyen de 0,80 m par an), la partie centrale du littoral qui est restée stable avec localement une tendance à l'accumulation et le secteur de Guet Ndar qui a reculé constamment depuis 1954 (- 51,3 m en 35 ans, soit un taux moyen de recul de 1,50 m par an). La relative stabilité de la partie centrale du littoral est certainement liée au mur de protection qui a été construit en haut de plage depuis 1928 et a été reconstruit après sa rupture par les houles en 1962 (Camara, 1968).

A Cambérène, le taux moyen de recul entre 1968 et 1980 est relativement élevé : -1,80 m par an. L'érosion a été particulièrement sévère entre 1968 et 1973 (- 3,20 m par an). Lors de la période suivante (1973-1980), l'érosion se poursuit au niveau de l'extrémité nord-est du village alors qu'à proximité de la sablière, située à la sortie ouest du village, on note un mouvement accrétionnel, ce qui donne un taux moyen d'évolution de l'ensemble du littoral relativement faible (- 0,80 m par an).

A Joal, le taux moyen d'évolution du littoral (pour la partie considérée) est positif (+ 1 m par an entre 1960 et 1989). Ainsi, l'érosion sévère (- 7 m par an en moyenne) qui a eu lieu entre 1960 et 1972 dans la partie nord-ouest de la ville (repères A et B) a été compensée par une forte accumulation au Sud-Est avec allongement de la flèche littorale sur laquelle est installée Joal (fig.37). Il est à noter que la zone qui s'est érodée a pris une forme parabolique, typique des plages situées en arrière de caps.

Ces résultats montrent qu'à Saint-Louis comme à Joal, les mouvements d'érosion sont compensés par des phénomènes d'accumulation dans d'autres zones. On aurait ici deux exemples typiques des processus se produisant le long de flèches littorales au niveau desquelles le transport se fait essentiellement parallèlement au rivage et détermine une succession de secteurs en érosion et de secteurs en engraissement ce qui donne, sur une portion significative de littoral, un bilan global peu différent de zéro.

Par contre, à Cambérène comme à Rufisque, l'érosion est générale tout le long de la côte. Ceci pourrait traduire soit des transports sédimentaires s'effectuant de manière prédominante en direction du large, perpendiculairement à la côte (mouvements "onshoreoffshore"), soit un manque d'alimentation en sédiments de la dérive littorale que l'on peut attribuer à l'influence du canyon de Kayar et au caractère découpé de la côte rocheuse du Cap Vert qui limite les transferts sédimentaires d'un compartiment à l'autre. On peut également remarquer que les périodes d'érosion intense dans ces deux villes ne se produisent pas aux mêmes périodes (tab. 16).

Tableau 16 : Comparaison des taux de recul du rivage à Rufisque et Cambérène.

Périodes	Rufisque	Cambérène	
1968-1972(73)	- 0,20 m par an	- 3,20 m par an	
1972(73)-1980	- 1,90 m par an	- 0.80 m par an	



B. RESULTATS DE L'ANALYSE DES CARTES ANCIENNES

Le tableau 17 résume les taux d'évolution du littoral rufisquois entre 1917 et 1980, tels qu'ils ont été déduits de l'analyse de cartes anciennes.

Tableau 17 : Taux moyens d'évolution du littoral à Rufisque entre 1917 et 1980 (en mètres par an)

(Pour les périodes 1917-1928 et 1917-1980, l'astérisque indique qu'il ne s'agit pas d'une moyenne mais uniquement des données concernant le secteur de l'Escale)

	1917-1928	1928-1937	1937-1959	1959-1980	1917-1980
Diokoul		- 3,70	- 0,70	- 0,70	•
Escale	+ 3,00	- 3,90	- 1,40	- 1,20	- 0,90
Mérina		- 2,90	- 0,60	- 1,80	
Moyennes	+ 3,00*	- 3,70	- 1,10	- 1,20	- 0,90*

On peut faire les observations suivantes :

- entre 1917 et 1928, et pour le seul quartier de l'Escale (zone de Keuri Souf-Keuri Kao), on constate un très fort taux d'engraissement du littoral (+ 3 m par an). C'est d'ailleurs la seule période où l'on enregistre une avancée du littoral rufisquois ;

- entre 1928 et 1937, il se produit un très fort recul tout le long du littoral (- 3,70 m par an en moyenne). L'absence de variations spatiales dans les taux de recul ainsi que l'importance de cette érosion sur une période aussi courte (9 ans), posent problème;

- entre 1937 et 1959, les taux d'érosion du littoral sont comparables à ceux observés entre 1959 et 1980 avec les mêmes différences spatiales entre Diokoul qui recule peu (- 0,70 m par an) et la zone Keuri Souf-Keuri Kao (ancien quartier de l'Escale) qui recule deux fois plus (- 1,40 m par an). Le secteur de Mérina semble avoir moins reculé lors de cette période (- 0,60 m par an), mais il pourrait s'agir d'un artefact dû au faible nombre de données disponibles pour ce secteur ;

- pour la zone du quartier de l'Escale, le taux de recul moyen pour l'intervalle 1917-1980 (- 0,90 m par an) est inférieur aux taux déterminés pour les périodes intermédiaires. Ceci est dû à la succession d'une période de forte accumulation (+ 3 m par an entre 1917 et 1928) et d'une période de forte érosion par la suite (en moyenne - 2,20 m par an de 1928 à 1980).

La carte d'évolution du littoral rufisquois (fig.38) montre fort bien :

- la position très avancée du littoral en 1928 ;

- la quasi-superposition des lignes de rivage de 1917 et 1937 ;

- la différence d'évolution entre les zones de Diokoul et du fond de la baie qui ont reculé lentement entre 1937 et 1980 et la zone Keuri Souf-Bata où les reculs sont importants.


Ces résultats suggèrent les réflexions suivantes :

1. L'utilisation de la carte de 1917 a permis d'établir, au moins pour le secteur de l'Escale, un taux de recul du littoral à long terme qui n'est pas excessif : -0,90 m par an entre 1917 et 1980. Les vérifications d'échelle faites sur cette carte montrent qu'elle ne présente pas d'erreur notable et qu'on peut donc la considérer comme fiable.

2. La période 1917-1937 se caractérise par des taux d'évolution diamétralement opposés. Entre 1917 et 1928, il semble s'être produit, au niveau du quartier de l'Escale, une très forte accumulation avant déterminé l'avancée du littoral à un taux moyen de + 3 m par an. Ce taux peut être revu légèrement à la baisse si l'on tient compte du fait que l'on compare une carte topographique - celle de 1917 - et une carte bathymétrique - celle de 1928 - qui sont donc établies avec des zéros différents. En effet, le zéro topographique actuel est situé 0,98 m plus haut que le zéro hydrographique. Néanmoins, même en supposant qu'une différence comparable existait à l'époque entre les deux zéros, le bilan reste quand même positif. Par contre, entre 1928 et 1937, c'est l'évolution inverse, avec un très fort taux d'érosion (-3,70 m par an en moyenne) qui ramène la ligne de rivage de 1937 pratiquement au même niveau que celle de 1917. Ces très forts taux d'évolution, de sens opposé, posent le problème de la fiabilité de la carte de 1928. Cette carte a été établie, en ce qui concerne la topographie, d'après des photographies aériennes. Or, on peut se poser la question de la méthodologie utilisée pour transcrire ces données photographiques en données cartographiques à une époque où les techniques de photogrammétrie n'étaient pas encore bien développées. Ceci d'autant plus que cette opération a eu pour résultat un désaccord important entre la position des isobathes et la ligne de rivage. Ainsi, dans la zone de Diokoul, l'isobathe - 3 m borde le rivage, ce qui est aberrant (fig.39). D'un autre côté, le littoral a peu changé entre 1917 et 1937. Ceci peut être interprété de deux manières : soit le littoral est resté relativement stable entre 1917 et 1937, auquel cas la carte de 1928 contient de grossières erreurs et les taux d'évolution pour les périodes 1917-1928 et 1928-1937 sont faux, soit il y a eu effectivement un très fort mouvement d'accumulation entre 1917 et 1928, suivi d'un mouvement inverse entre 1928 et 1937;

۰.



3. La période 1937-1980 est une période homogène de recul du littoral rufisquois avec un recul plus important dans la zone Keuri Souf-Mérina (- 1,20 m par an en moyenne) que dans le secteur de Diokoul (- 0,70 m par an). Dans l'ensemble, ces variations des taux d'érosion sont comparables à celles observées à partir des photographies aériennes. Il est donc évident qu'à partir de 1937 il y a eu respectivement, selon les deux hypothèses émises plus haut, soit un déclenchement, soit une diminution de l'érosion. L'impossibilité de vérifier les deux hypothèses doit conduire, si l'on veut faire des estimations de l'évolution future du littoral, à prendre en considération le taux d'évolution entre 1917 et 1980 (- 0,90 m par an en 63 ans), mais aussi celui établi pour la période 1937 - 1980 (- 1,30 m par an en 43 ans). En effet, il semble bien que c'est à partir de 1937 que l'érosion est bien établie, la période antérieure se caractérisant soit par une relative stabilité, soit par des fluctuations importantes mais qui se compensent.

C. SYNTHESE DES RESULTATS

Suite à l'étude des photographies aériennes et des documents cartographiques anciens, les principaux résultats obtenus sur l'évolution du littoral rufisquois sont les suivants :

1. De 1917 à 1980, le littoral rufisquois a connu un taux de recul, mesuré au niveau de la partie centrale de la ville (Keuri Souf-Keuri Kao), d'environ 0,90 m par an. Deux grandes périodes peuvent être distinguées : 1917-1937 et 1937-1980. La première période se caractérise par un bilan pratiquement nul, avec une ligne de rivage située à peu près à la même position en 1917 et en 1937. Les erreurs relevées sur la carte de 1928 semblent favoriser l'hypothèse d'une relative stabilité du littoral lors de cette période. La deuxième période se caractérise, par contre, par une érosion nette, de l'ordre de 1,30 m par an, entre 1937 et 1980. Ainsi, les phénomènes d'érosion côtière observés actuellement à Rufisque se seraient déclenchés aux environs de 1937.

2. Entre 1959 et 1980, il a été observé une relative variabilité temporelle de l'érosion côtière. C'est ainsi que l'érosion a été particulièrement importante entre 1972 et 1976, avec des taux de recul moyens de l'ordre de 2,80 m par an. En dehors de cette période, les taux d'érosion sont moindres (entre - 0,20 et - 1,10 m par an). Il a même été constaté des phénomènes d'accumulation localisés, en particulier entre 1968 et 1972, qui ont été interprétés comme le résultat de l'influence stabilisatrice d'ouvrages de protection ou d'un effet d'épi joué par les wharfs. Cependant, les variations temporelles n'ont pas pu être toutes expliquées. Certaines d'entre elles pourraient même être de simples artefacts induits par les limites de résolution de la méthodologie utilisée. C'est le cas notamment quand les variations de distances ou les intervalles de temps sont trop faibles.

3. Une deuxième caractéristique de l'érosion côtière, entre 1959 et 1980, est sa variabilité spatiale qui permet d'identifier plusieurs zones géographiques. La zone de Diokoul a reculé assez lentement, avec un taux de recul moyen entre 1959 et 1980 de - 0,70 m par an. L'érosion ne s'y est véritablement installée qu'à partir de 1972. Le fond de la baie de Rufisque est la zone a reculé à un taux identique (- 0,70 m par an), certainement grâce aux structures de protection rudimentaires mises en place avant 1968. Ces structures auraient contribué à la stabilisation de cette partie du littoral tout en déplaçant la zone d'érosion qui, normalement, se rencontre en arrière d'un cap. La zone de Keuri Souf-Keuri Kao a reculé de manière significative (- 1,50 m par an) mais a connu des inversions de tendance. Enfin, le secteur de Mérina-Bata est en constante érosion depuis 1959 et a le taux de recul le plus élevé à Rufisque (- 1,70 m par an). Ces zones peuvent en fait être regroupées en deux grands ensembles séparés par le cap de Diokoul : le secteur de Diokoul à faible taux de recul, qui correspond en fait à l'extrémité de la baie de Hann et le secteur situé après le cap de Diokoul où les taux d'érosion sont deux fois plus importants et augmentent progressivement depuis le fond de la baie de Rufisque jusqu'à Bata.

4. Les évolutions constatées entre 1980 et 1989 traduisent l'influence des ouvrages de protection. C'est ainsi que le champ d'épis de Diokoul semble avoir contribué à une réduction significative de l'érosion côtière alors que le mur de protection érigé entre Keuri Souf et Thiawlène à partir de 1983 a aggravé les phénomènes d'érosion à son extrémité selon un processus connu, dit de contournement d'ouvrage, qui se produit toujours quand un mur de protection ne présente pas de raccordement latéral.

- -

5. Les tentatives de comparaison avec les processus érosionnels constatés dans d'autres villes côtières du Sénégal ont montré une nette distinction entre l'évolution des rivages de flèches littorales (cas des villes de Saint-Louis et Joal), et celle des autres types de littoraux sableux (Cambérène et Rufisque). Les littoraux de flèches sableuses sont caractérisés par une succession de zones en érosion et de zones en accumulation qui peuvent se déplacer au cours du temps et qui correspondent respectivement aux zones d'approvisionnement et de dépôt des courants de dérive littorale. Aussi, dans ce cas, les taux moyens d'évolution du littoral dépendent de la longueur de littoral considérée. Par contre, à Cambérène et à Rufisque, l'érosion est présente tout le long du littoral, ce qui pourrait être dû soit à un transport prédominant en direction du large entraînant une perte continue de sédiments pour la plage, soit à une sous - alimentation de la dérive littorale en sédiments qui pourrait être due à un piégeage des sédiments littoraux par le canyon de Kayar et aux interruptions du transport sédimentaire longitudinal par les nombreux caps qui se succèdent tout le long de la tête de la presqu'île du Cap Vert. Enfin, le fait que les taux maxima d'érosion entre Cambérène et Rufisque, deux villes bordant la presqu'île du Cap Vert, ne se produisent pas aux mêmes périodes montre qu'aux causes globales d'érosion côtière se superposent des influences locales qui peuvent être prédominantes.

III. DISCUSSION : LES CAUSES DE L'EROSION DES COTES

A l'échelle de temps considérée, c'est-à-dire plusieurs décennies, les principales causes possibles d'érosion côtière sont les suivantes (Bruun et Schwartz, 1985; Bird, 1993; Fenster et al., 1993):

- une élévation du niveau relatif de la mer;

- des contrôles géomorphologiques tels que ceux exercés par des caps qui déterminent une forme d'équilibre que la plage tend à atteindre ;

- des modifications des conditions de houle : changements de l'énergie, de la direction des houles, plus grande fréquence des houles de tempête ; د نیر د تو - des diminutions des apports sédimentaires à la côte dues à des phénomènes naturels ou aux impacts d'activités humaines.

Ces causes ne peuvent être examinées que de manière globale car le pas de temps entre deux documents cartographiques ou photographiques est en général trop grand pour autoriser une analyse détaillée de ces causes.

A. L'ELEVATION DU NIVEAU MARIN RELATIF

ł

٠.

De l'ordre de + 1 à + 2 mm par an lors du dernier siècle, l'élévation du niveau marin participe aux phénomènes d'érosion côtière. C'est Bruun (1962) qui a le premier formulé les modalités de réponse d'un profil de plage à une élévation du niveau marin. Elles sont connues sous le nom de loi de Bruun et peuvent être exprimées ainsi : étant donnés un profil d'équilibre et un bilan sédimentaire nul pour le secteur considéré, une élévation du niveau marin sera suivie d'un déplacement vers le haut et vers le continent du profil de plage avec érosion de la partie supérieure du profil ; la quantité de matériel ainsi érodé sera déposée sur la plage sous-marine, entraînant un réhaussement du fond égal à l'élévation du niveau marin et maintenant ainsi une profondeur d'eau constante (Dubois, 1977 ; fig.40a). Le profil d'équilibre est donc simplement translaté en direction du continent.

Par la suite, des expériences en laboratoire (Schwartz, 1965) ou sur le terrain, en général en milieu lacustre (Dubois, 1975 et 1976; Hands, 1983), mais aussi en domaine marin (Schwartz, 1967; Rosen, 1978; Clarke et Eliot, 1983), ont démontré la validité de la loi de Bruun qui pourrait toutefois être limitée à l'ensemble estran - zone de surf (Dubois, 1976 et 1992).

Quantitativement, le recul du rivage R est exprimé en fonction de l'élévation du niveau marin s, de la largeur du profil de plage actif L, de la hauteur de la berme (ou des dunes, ou du cordon littoral) B et de la profondeur de fermeture du profil d (fig.40b) par la formule simple suivante (Bruun, 1988) :

$$R = \frac{L}{(B + d)} s$$
(1)

Le recul du rivage peut également être déterminé en fonction de la pente du profil actif $tan\theta$, sous la forme :

$$R = \frac{1}{\tan \theta} s \tag{2}$$

•



Hands (1983) a introduit de légères modifications à cette loi simple pour tenir compte de la nature des sédiments érodés et de l'existence éventuelle d'un transport sédimentaire parallèlement au rivage, ce qui donne la formule suivante :

$$R = \frac{L \cdot s \cdot F_{A}^{sg(z)}}{(B + d)} - \frac{Q_{t}}{Y (B + d)}$$
(3)

où FA est le rapport de surremplissage (terme utilisé dans les travaux de nourissement des plages et fonction de la granulométrie des sédiments) ; sg(z) est un exposant qui dépend du sens dans lequel se fait le mouvement du niveau marin avec sg(z) = 1 si z > 0et sg(z) = -1 si z < 0; Qt est l'échange net de sédiments au cours du temps t dans un secteur littoral de longueur Y. Bruun (1988) a proposé des formules voisines.

Dans ces formules, le paramètre le plus difficile à déterminer est la profondeur de fermeture du profil de plage d, c'est-à-dire la profondeur à partir de laquelle il n'y a plus d'échanges possibles de sédiments avec la plage (Bruun, 1983 ; Hands, 1983). La méthode idéale serait bien sûr de comparer des profils bathymétriques réalisés pendant la période considérée. Mais, outre le fait qu'il est très rare de pouvoir disposer de tels documents à l'échelle historique, les documents bathymétriques anciens sont entachés d'erreurs liées notamment aux méthodes de positionnement et de détermination de la profondeur. On utilise donc en général des formules qui varient selon les auteurs, les plus couramment utilisées étant :

- les formules de Hallermeier (1981). En fait, deux profondeurs de fermeture sont définies, d_I et d_i : la première ou profondeur minimum, est la plus grande profondeur où le transport "onshore / offshore" est intense et le transport "longshore" significatif au cours d'une année typique ; la seconde ou profondeur maximum est la plus grande profondeur où le transport "onshore / offshore" est significatif. Ces profondeurs sont ainsi définies :

$$\mathbf{d}_{\mathbf{I}} \cong 2 \ \overline{\mathbf{H}_{\mathbf{S}}} + 11 \ \sigma \tag{4}$$

$$d_i \cong (\overline{H_s} - 0.3 \sigma) \overline{T_s} (\frac{g}{5000 D})^{0.5}$$
(5)

 $\overline{H_s}$ est la hauteur significative moyenne de houle, calculée si possible sur un an ; σ l'écart-type de la hauteur significative moyenne de houle ; $\overline{T_s}$, la période significative moyenne de houle, si possible sur un an ; D, le diamètre moyen des sédiments à une profondeur égale à 1,5 d₁ et g l'accélération de la pesanteur ;

- la formule de Bruun et Schwartz (1985), basée sur la hauteur maximale de la houle cinquantennale $H_{max 50}$:

$$h \cdot = 2 H_{\text{max} 50}$$
 (6)

En fait, la profondeur de fermeture du profil de plage varie proportionnellement avec l'échelle de temps considérée (Dean et Maurmeyer, 1983).

Enfin, il ne faut pas oublier que la loi de Bruun définit l'érosion potentielle susceptible de se produire en cas d'élévation du niveau marin relatif (Dean et Maurmeyer, 1983). En effet, le processus d'érosion des sédiments sur l'estran nécessite une certaine quantité d'énergie et la concrétisation de l'érosion potentielle ne se fera que si cette énergie, en général celle des houles, est disponible (Rosen, 1978 ; Dubois, 1982 ; Hands, 1983 ; Bird, 1993). De plus, la loi de Bruun ne règle pas le problème du temps de réponse entre la cause (élévation du niveau marin) et le résultat (constitution d'un nouvel équilibre) (Dean et Maurmeyer, 1983). Schwartz (1968) considère ainsi que les plages actuelles sont encore en train de s'ajuster à l'élévation du niveau marin qui s'est produite à partir d'environ 16 000 B.P. Healy (1991) indique qu'il faut plusieurs années pour qu'un profil de plage s'équilibre par rapport à une élévation du niveau marin de plusieurs centimètres.

A partir des données disponibles, la loi de Bruun a été appliquée (équation 1) afin de quantifier les effets de l'élévation du niveau marin sur le recul de la ligne de rivage à Rufisque entre 1959 et 1980. Compte tenu des difficultés de détermination de la profondeur de fermeture, les formules (4) à (6) ont été utilisées. Les détails de ces calculs sont donnés dans l'annexe B. Le tableau 18 récapitule les reculs du rivage obtenus par la formule de Bruun ainsi que le pourcentage qu'ils représentent par rapport aux reculs déterminés par l'étude des photographies aériennes.

	Profondeurs de fermeture utilisées							
Secteurs	dį = 2,9 m	di = 12,6 m	h* = 9,2 m					
Cimetière musulman de Diokoul	2.0 m (11 %)	2.9 m (16 %)	2,9 m (16 %)					
Milicu de Diokoul	0,6m (15 %)	3,5 m (88 %)	2,5 m (63 %)					
Cimetière chrétien de Diokoul	0,3 m (2 %)	3.6 m (23 %)	2.5 m (16 %)					
Fond de la baie de Rufisque	1,4 m (10 %)	4,4 m (33 %)	3,52 m (26 %)					
Keuri Souf	0,7m (5 %)	3,9 m (26 %)	3,3 m (22 %)					
Keuri Kao	0,5 m (1 %)	3,8 m (11 %)	3,0 m (9 %)					
Mérina	0.6 m (2 %)	3,9 m (12 %)	2,8 m (9 %)					
Thiawlène	0,4 m (1 %)	3,6 m (12 %)	2,6 m (9 %)					
Bata	0.4 m (0.4 %)	3.8 m (9 %)	2,4 m (6 %)					

Tableau 18 : Part de l'élévation du niveau marin relatif dans le recul de la ligne de rivage à Rufisque entre 1959 et 1980 (en mètres et en pourcentages) Ces résultats montrent que l'élévation du niveau marin n'explique en moyenne que moins de 20% du recul de la ligne de rivage observé à Rufisque. Dubois (1988) a fait un constat similaire. De plus, des calculs du même type réalisés pour les plages de Caroline du Nord (Etats-Unis) ont montré également que l'élévation du niveau marin n'était responsable que d'une faible part du recul historique du rivage (environ 28%) (Fenster et Dolan, 1993).

• 1

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce constat :

 Les calculs réalisés sont plus ou moins approximatifs dans la mesure où l'élévation du niveau marin a été estimée et où la largeur du profil actif a été déterminée à partir d'une carte bathymétrique assez ancienne (1937).

2. Le processus d'adaptation du littoral à l'élévation du niveau serait encore en cours.

3. La loi de Bruun aurait un domaine d'application très limité, car étant basée sur deux hypothèses ne correspondant pas à la réalité de beaucoup de zones littorales. La première hypothèse suppose que le profil de plage est en équilibre avant l'élévation du niveau marin et l'équation (1) dérive de l'équation classique définissant les profils d'équilibre : $h = Ay^{2/3}$ (h étant la profondeur, y la distance par rapport au rivage et A un paramètre dépendant des caractéristiques des sédiments). Or, non seulement l'existence même de profils d'équilibre est remise en question (Hands, 1983 ; Healy, 1991 ; Pilkey *et al.*, 1993), mais aussi on tend de plus en plus à proposer des équations de type exponentiel pour décrire les profils d'équilibre (Bodge, 1992 ; Komar et McDougal, 1994 ; Lee, 1994). La deuxième hypothèse considère que le bilan sédimentaire est nul dans le secteur considéré. En fait, il semble exister de nombreux échanges sédimentaires dans la zone littorale mais qui sont mal connus (Healy, 1991 ; Fenster et Dolan, 1993).

Malgré tout, aucune autre proposition de loi n'ayant été faite à ce jour, l'utilisation de la formule de Bruun est incontournable.

B. LA FORME D'EQUILIBRE DES PLAGES EN ARRIERE DE CAPS

La côte au Sud de Dakar ou Petite Côte est caractérisée par une succession de caps rocheux et de baies sableuses, les premières baies à partir de Dakar étant celles de Hann et de Rufisque. Ce type de plages tend à atteindre une forme d'équilibre idéale, déterminée par les phénomènes de diffraction et de réfraction au niveau du cap et dans les baies. Pour ce qui est de la baie de Rufisque, cette forme d'équilibre n'aurait pas encore été atteinte (Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils, 1979). Les premiers travaux avaient considéré ces plages comme ayant la forme de spirales logarithmiques et avaient déterminé une équation simple permettant de calculer la forme d'équilibre (Yasso, 1965; Silvester, 1970).

$$\frac{R_2}{R_1} = e^{\theta \operatorname{cot}\alpha} \qquad R_2 > R_1 \tag{7}$$

où R_1 et R_2 sont deux rayons vecteur à partir du centre de la spirale logarithmique, α l'angle entre le rayon vecteur et la tangente à la courbe en ce point et θ l'angle entre les deux rayons vecteur. L'angle α est constant et définit la spirale logarithmique (fig.41a). Un certain nombre de conditions sont nécessaires pour utiliser ce type d'équations, à savoir :

- l'existence d'un cap capable d'engendrer des phénomènes de diffraction des houles et d'interrompre tout transport sédimentaire par la dérive littorale ;

- une direction dominante des houles et une légère obliquité à la côte afin que se forme un courant de dérive littorale ;

- l'absence en face de la plage de morphologies (canyons, hauts-fonds) pouvant modifier la vitesse des houles.

Si ce modèle théorique a semblé expliquer la forme de certains littoraux (Quevauviller, 1987 et 1988), d'autres études (Rea et Komar, 1975 ; Meeuwis et Van Rensburg, 1986 ; Terpstra et Chrozastowski, 1992) ont prouvé qu'il ne s'appliquait bien que pour la partie des plages située à proximité du cap. De plus, des problèmes pratiques, concernant notamment la définition du centre de la spirale, se posaient. Des travaux plus récents (Hsu *et al.*, 1987 ; 1989 a et b ; Hsu et Evans, 1989) ont permis de définir un autre modèle : la courbe parabolique. Dans ce modèle, les plages présentent trois zones de courbure différente (fig.41b) :

- une section presque circulaire en arrière du cap. Elle est produite par la diffraction de la houle et n'apparaît que quand le cap est orienté perpendiculairement aux crêtes de la houle incidente et qu'il est étroit ;

- une zone en forme de spirale logarithmique telle que définie par Yasso (1965);

- une dernière portion tangente au cap. Elle n'est exactement rectiligne que quand l'équilibre est parfait, auquel cas elle devient parallèle aux crêtes de la houle incidente.



71

En 1987, Hsu *et al.* présentent une équation permettant de déterminer un rapport R/R_0 et de construire un abaque donnant la valeur de ce rapport en fonction des angles β et θ (fig.41c).

$$\frac{R}{R_0} = 0.81 \frac{\beta^{0,83}}{\theta^{0,77}}$$
(8)

 R_0 étant le rayon de la parabole compris entre le point de diffraction et l'extrémité de la baie, ou ligne de contrôle ; R étant un autre rayon de la parabole entre le point de diffraction et un point quelconque de la plage ; θ l'angle entre ces deux rayons et β l'angle entre R_0 et la ligne de crête des houles dominantes au point de diffraction (fig.41b).

÷

Il faut noter que cette équation ne s'applique bien que pour des valeurs de $\theta < 120^{\circ}$ et de β comprises entre 45 et 90°. Quand β devient inférieur à 10°, la plage en aval est pratiquement rectiligne. L'abaque permet de tracer la courbe d'équilibre d'une plage située en arrière d'un cap car il donne les valeurs de distance relative (R/R₀) de rayons faisant avec R₀ des angles θ variant entre 30 et 270°. Si les rayons aboutissent du côté terre par rapport à la ligne de rivage actuelle, cela veut dire que la baie n'a pas encore atteint sa forme d'équilibre et, si tout apport sédimentaire est supprimé, elle s'érodera pour atteindre sa courbe idéale. Par la suite, Hsu *et al.* (1989 a) ont trouvé un autre paramètre permettant de vérifier la stabilité de ce type de plages, le rapport d'indentation maximum, a/R₀ tel que :

$$\frac{a}{R_0} = 0,014 \ \beta - 0,000094 \ \beta^2 \tag{9}$$

a étant la distance entre la ligne de contrôle et la tangente à la partie la plus indentée de la baie (fig.44). Si a/R_0 est inférieur à la valeur indiquée sur la courbe, la baie est instable et peut s'éroder jusqu'à atteindre sa forme d'équilibre.

Le littoral entre Mbao et Bargny appartient à deux baies différentes :

- la baie de Hann, située entre deux caps, la pointe de Bel Air et le cap de Diokoul, et dont l'extrémité est le quartier de Diokoul ;

- la baie de Rufisque qui est localisée entre le cap de Diokoul et le renflement de Bargny.

Pour chacune de ces baies, la méthode de détermination de la forme d'équilibre de ce type de plages a été utilisée et le rapport d'indentation maximum calculé. La méthodologie est décrite dans l'annexe C.

Pour la baie de Hann, les calculs réalisés indiquent une forme d'équilibre très éloignée de la forme actuelle de la plage, surtout dans la zone comprise entre Tiaroye et

Hann (fig.42). Il pourrait s'agir là de l'effet des hauts-fonds - en particulier du banc de la Résolue - qui doivent entraîner des phénomènes de réfraction non prévus par le modèle et qui en limitent l'application (Hsu *et al.*, 1989 b). En effet, dans le modèle, les crêtes de houle sont rectilignes, ce qui n'est pas le cas quand il y a réfraction. Par contre, la zone de Diokoul semble en équilibre du point de vue de sa forme.



a : Diffraction sur la Pointe de Bel Air



b : Diffraction sur la digue de Bel Air

Figure 42 : Formes d'équilibre de la baie de Hann

Au niveau de la baie de Rufisque existent deux portions rectilignes d'orientation légèrement différentes : la zone entre Keuri Souf et Keuri Kao, d'orientation N288° et celle qui va de Mérina à Bata, d'orientation N295°. Ceci suggère l'existence de deux directions de houle dominantes, l'une pouvant correspondre à la houle incidente et l'autre à une houle réfractée par le banc de Bargny. Les isobathes suivent également ces deux directions dont le point d'intersection se situe entre l'extrémité de Keuri Kao et Mérina Pouyène. Les calculs montrent que pour l'orientation N288°, la baie a globalement sa forme d'équilibre, alors que pour l'orientation N295°, le déséquilibre est relativement important (fig.43).



a : Cas de houles dominantes de direction N198°



b : Cas de houles dominantes de direction N205°

Figure 43 : Formes d'équilibre de la baie de Rufisque

Il convient également de noter qu'ici les valeurs des angles β sont faibles (en général inférieures à 20°) et correspondent aux parties de l'abaque de Hsu *et al.* (1989 a) qui n'ont pas été vérifiées par l'expérience.

En ce qui concerne les rapports d'indentation maximum, ils se situent presque tous au-dessous de la courbe (fig.44), ce qui indique que les plages en question n'ont pas encore atteint leur forme d'équilibre et donc ont tendance à l'érosion (Hsu *et al.*, 1989 b). Les deux exceptions sont les points obtenus pour la baie de Rufisque pour une houle de N198°. Cela voudrait dire que cette baie est plus ou moins en équilibre par rapport à cette direction.



On peut donc avancer les conclusions suivantes :

- la méthodologie de détermination de la forme d'équilibre des plages situées en arrière des caps, telle que préconisée par Hsu *et al.* (1987 ; 1989 a et b) ne permet d'expliquer que les phénomènes d'érosion dans la partie log spiralée de ces plages. En effet, c'est là que les phénomènes d'érosion sont susceptibles d'être les plus intenses alors que dans la partie tangente à la direction de houle, le recul est très faible. Cependant, Rea et Komar (1975) ont montré théoriquement que si un système n'est pas clos, c'est-à-dire non limité à l'aval par un autre cap (cas de la baie de Rufisque), et que du sédiment continue à être transporté vers l'aval de la plage, la ligne de rivage continue à s'éroder tout en maintenant sa forme générale. C'est apparemment ce qui est observé dans la baie de Rufisque, en particulier au niveau des parties rectilignes (Mérina-Bata) où le recul s'est toujours effectué parallèlement à la côte ;

- les baies examinées ici sont dans des conditions limite pour l'application de cette méthodologie, soit parce que des bancs sous-marins modifient l'énergie et la direction des houles - c'est le cas de la baie de Hann -, soit parce qu'elles ne sont pas situées entre deux caps et qu'elles sont soumises à deux directions de houles dominantes, ce qui est le cas de la baie de Rufisque. En ce qui concerne cette dernière, on peut remarquer que le point d'intersection de ces deux directions de houle se situe entre Keuri Kao et Mérina, c'est-à-dire dans une zone où les taux d'érosion sont les plus forts. La convergence de deux directions de houle pourrait peut être expliquer les forts taux d'érosion observés entre Keuri Kao et Bata.

C. MODIFICATIONS DES CONDITIONS DE HOULE

Elles sont difficiles à apprécier dans la mesure où il n'y a jamais eu au Sénégal d'enregistrements continus de houle sur de longues périodes pouvant servir de référence. Néanmoins, on peut tenter d'utiliser certaines informations indirectes pour essayer d'évaluer l'existence ou non de modifications de houle, sans toutefois pouvoir en préciser l'ampleur. C'est ainsi que :

- l'orientation de la ligne de rivage n'a pas changé de manière significative depuis 1880. Or, si l'on considère, ainsi que le suggèrent Silvester et Hsu (1993), que l'orientation des parties rectilignes des plages paraboliques est un indicateur fiable de la direction des houles dominantes, cela signifie qu'il n'y a pas eu depuis cette date de modification de direction de la houle dominante;

- Flohn *et al.* (1990) indiquent, pour la période 1949-1979, une intensification des upwellings dans les zones tropicales suite à une augmentation de la vitesse des alizés et à une légère augmentation de l'évaporation. Ils attribuent ces phénomènes au réchauffement d'origine anthropique des eaux de surface océaniques ayant entraîné une intensification de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord et une augmentation de la vitesse des vents et de phénomènes exceptionnels tels que ouragans ou cyclones. Il existe également des indices d'un renforcement des vents d'Ouest au-dessus de l'Atlantique nord extra-tropical (Folland *et al.*, 1990). Ces vents étant les générateurs des houles longues mais aussi des " mers du vent" locales, une augmentation de leur vitesse doit nécessairement se répercuter sur les caractéristiques des houles, notamment sur leur hauteur et leur énergie.

Ainsi, les rares indications disponibles suggèrent un renforcement de l'énergie des houles pour la période récente.

D. MODIFICATIONS DES APPORTS SEDIMENTAIRES A LA COTE

Parmi les processus susceptibles d'avoir modifié, à l'échelle historique, les apports sédimentaires à la côte, on peut citer :

- la sécheresse, particulièrement marquée depuis 1970 (Chaperon, 1976; Olivry, 1983; Olivry et Chastanet, 1986; Hubert et Carbonnel, 1986; Kelly et Farmer, 1991; Mahe, 1993), qui aurait entraîné une forte réduction des apports fluviatiles, non seulement des grands fleuves tels que le Sénégal, mais aussi des nombreux petits réseaux fluviatiles côtiers. En terme d'apports sédimentaires proprement dits, cette influence négative de la sécheresse doit cependant être nuancée parce que d'une part, les apports éoliens se sont accrus suite à une intensification des vents (Courel, 1985) et que d'autre part, des fleuves comme le Sénégal apportent surtout des sédiments fins, silto-argileux (Kane, 1985) qui contribuent peu à l'alimentation des plages. Néanmoins, et bien qu'aucune mesure précise ne soit disponible, il est raisonnable de penser que les apports sédimentaires des systèmes fluviatiles côtiers ont été fortement affectés par la sécheresse, avec des conséquences sur les zones littorales. En effet, il s'agit de réseaux peu étendus qui sont alimentés par les ruissellements se produisant à l'occasion des pluies orageuses d'hivernage et qui pourraient donc transporter des sédiments plus grossiers que ceux drainés par de grands fleuves tels que le Sénégal ;

- les cartes anciennes révèlent la présence de réseaux fluviatiles côtiers actuellement réduits ou inexistants parce qu'ayant été remblayés et asséchés dans le cadre de programmes de lutte contre le paludisme menés lors de la période coloniale. C'est le cas du système lagunaire de Hann qui s'étendait à l'Est jusqu'à Tiaroye et au Nord jusqu'au pied des dunes de Cambérène et alimentait une aiguade utilisée tant par les navires que par les habitants de Gorée (Bouet-Villaumez, 1846 ; Kerhallet et Le Gras, 1871). A Rufisque, les marigots qui sont représentés sur la carte de 1880 et qui servaient aussi aux navires pour faire de l'eau (le "Rio Fresco" des Portugais) ont été, pour partie asséchés et remblayés (zone de Mérina), pour partie aménagés en canaux d'évacuation des eaux pluviales : canaux de l'est et de l'ouest édifiés entre 1903 et 1913 et canal de ceinture construit entre 1957 et 1963 (Dubresson, 1979). Bien que fonctionnant la plupart du temps comme des bassins de décantation, ces réseaux lagunaires pouvaient, en période d'hivernage se décharger en mer suite à une rupture du cordon littoral, fonctionnement actuellement observé pour les marigots côtiers encore en activité ;

- les extractions de sable sur les plages se font depuis longtemps. Elles fournissent des matériaux de construction (sable et coquillages) et sont concentrées dans la zone située entre la centrale thermique du Cap des Biches et Diokoul. Diallo (1982) estimait les prélèvements quotidiens à 10-15 tonnes, chiffres qui doivent être actuellement dépassés compte-tenu de la multiplication des points de prélèvement mais aussi du fait que les extractions ne se font plus uniquement sur la plage mais également dans le cordon littoral et la zone de surf. A ces activités, il faut ajouter les extractions de sables titanifères qui ont été effectuées entre 1924 et 1953 par la société Gaziello (Niang, 1991). Les tonnages de minerais exportés lors de cette période se chiffrent aux alentours de 35 000 tonnes qui n'ont vraisemblablement pas été remplacés au niveau de la plage ;

- au Nord-Ouest de Rufisque existent un certain nombre d'ouvrages perpendiculaires au rivage qui ont dû capter une partie des sédiments transportés par le courant de dérive littorale. C'est le cas notamment des chenaux d'alimentation en eau édifiés dans la zone industrielle comprise entre Tiaroye et Mbao par les I.C.S. (Industries Chimiques du Sénégal) et la SENELEC (Société Nationale d'Electricité du Sénégal) qui ont commencé à fonctionner respectivement en 1968 et 1964 ;

- il faut ajouter à tout cela des influences ponctuelles des ouvrages de protection construits à Rufisque. En effet, les structures durcissantes telles que le mur de béton au fond de la baie de Rufisque et le mur de protection entre Keuri Souf et Thiawlène, en empêchant la mobilisation des sédiments par les processus naturels, créent un déficit sédimentaire qui tend à être comblé par une érosion juste après ces structures.

IV. CONCLUSIONS

L'étude des documents cartographiques et photographiques a permis de reconstituer l'évolution historique du rivage à Rufisque pour la période allant de 1917 à 1989. De 1917 à 1980, le taux de recul du rivage a été d'environ 0,90 m par an. Mais, en réalité, cette période n'est pas homogène. En effet, entre 1917 et 1937, le littoral est resté relativement stable. Par contre, à partir de 1937 et jusqu'en 1980, l'érosion côtière est bien établie à Rufisque, avec un taux moyen d'érosion de 1,30 m par an. Une telle accélération de l'érosion des côtes lors des demières décennies a été observée sur d'autres littoraux et attribuée à l'impact négatif des activités humaines sur les côtes (El Ashry, 1971 ; Wilkinson et McGowen, 1977 ; Fitzgerald et Fink, 1987 ; Pilkey, 1991).

Cependant, l'érosion côtière enregistrée entre 1937 et 1980 se caractérise par une forte variabilité temporelle. C'est ainsi que la période d'érosion la plus marquée a été

observée entre 1972 et 1976, avec un taux d'érosion moyen de - 2,80 m par an. Malheureusement, l'écart important entre ces deux dates, ne permet pas d'attribuer ce taux d'érosion très fort à un phénomène précis. Par ailleurs, existe également une variabilité spatiale qui se traduit par l'existence de deux secteurs géographiques : le secteur de Diokoul, à taux de recul relativement faible (- 0,70 m par an) qui pourrait peutêtre s'expliquer par la position de ce secteur à l'extrémité de la baie de Hann, lui permettant de bénéficier des apports sédimentaires éventuels en provenance de la partie amont de la baie ; le secteur compris entre le cap de Diokoul et Bata, où l'érosion se fait à un rythme deux fois plus important que dans le premier secteur, avec un taux moyen de 1,50 à 1,70 m par an. Dans ce deuxième secteur, qui appartient à la baie de Rufisque, les taux d'érosion côtière augmentent depuis le cap de Diokoul jusqu'à Bata. Cette évolution de l'érosion est l'inverse de ce qui est en général observé dans les baies situées en arrière de caps (Finkelstein, 1982) et indiquerait donc une situation particulière de la baie de Rufisque, certainement en relation avec un phénomène de convergence de houles engendré par la présence du banc de Bargny.

Lors de la période 1980-1989, a pu être décelée une certaine influence des ouvrages de protection. Dans le secteur de Diokoul, le ralentissement des taux de recul du rivage a été interprété comme le résultat d'une influence positive du champ d'épis de Diokoul. Par contre, l'accélération de l'érosion observée à la fin du mur de protection de Keuri Souf-Thiawlène est clairement due à un phénomène de contournement par les houles de l'extrémité du mur qui n'est pas protégée.

L'ensemble de ces observations indique qu'aux causes globales de l'érosion des côtes se superposent des causes locales (convergence des houles, effets des structures de protection, etc) qui expliquent, au moins en partie, la variabilité spatiale des taux d'érosion. D'un point de vue pratique, cela veut dire que l'évolution à l'échelle historique d'un rivage ne pourra être appréhendée que si le maillage des observations est assez serré. Dans le cas contraire, on risque d'attribuer à un secteur côtier un taux d'évolution qui n'a qu'une valeur locale. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de flèches sableuses (Joal, Saint-Louis), mais aussi pour des littoraux précédés de nombreux haut-fonds induisant des phénomènes de réfraction et donc des variations dans la répartition de l'énergie des houles à la côte.

Certaines causes globales de l'érosion des côtes ont été examinées.

C'est ainsi que l'élévation du niveau marin, telle que déduite des équations de Bruun, semble très limitée et n'expliquerait que moins de 20% du recul observé du littoral. Ce résultat confirme l'opinion de Bryant (1987) et de Bird (1993) comme quoi l'élévation du niveau marin ne serait responsable que d'une faible part du recul des côtes.

La forme d'équilibre de ces plages de baies semble loin d'être atteinte, à l'exception peut-être du secteur de Diokoul, et cela conduit à une tendance naturelle de ces plages à l'érosion pour réaliser leur forme idéale. Cependant, ce constat doit être nuancé puisque les limites d'application du modèle ont été atteintes, soit du fait de l'existence de haut-fonds (cas de la baie de Hann), soit parce que les données tirées du modèle n'ont pas encore été vérifiées (cas de la baie de Rufisque). Enfin, **la baie de Rufisque présente des particularités** - existence de convergence de directions de houle et système non clos par un deuxième cap - qui expliqueraient le fait que la partie rectiligne de la baie, au lieu de connaître une relative stabilité, est au contraire la zone la plus érodée mais aussi que cette baie continue à s'éroder, tout en maintenant la même forme générale.

L'influence d'une augmentation de l'énergie des houles lointaines et des "mers du vent" locales est suggérée par les phénomènes d'intensification des alizés et des vents d'Ouest observés ces dernières années. Mais l'absence d'enregistrement continu des conditions de houle ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

Enfin, il existe un certain nombre d'indices d'une modification des apports sédimentaires, plus précisément de **déficits sédimentaires**, qui seraient liés à des phénomènes naturels (sécheresse), mais aussi à des influences humaines tendant soit à modifier les réseaux hydrographiques côtiers (travaux d'assainissement), soit à créer des déficits par des activités de prélèvement de sable sur les plages, par le blocage d'une partie de la dérive littorale par des ouvrages perpendiculaires à la côte ou par le durcissement de la ligne de rivage.

TROISIEME CHAPITRE EVOLUTION MORPHOSEDIMENTAIRE ANNUELLE DU LITTORAL RUFISQUOIS

÷

EVOLUTION MORPHOSEDIMENTAIRE ANNUELLE DU LITTORAL RUFISQUOIS

INTRODUCTION

Après avoir examiné l'évolution historique du littoral rufisquois, ce chapitre va considérer les résultats d'un suivi morphologique et sédimentologique de ce littoral qui a permis de déterminer son fonctionnement à l'échelle annuelle. En l'absence d'études de même type dans cette zone et ne disposant pas de l'infrastructure coûteuse permettant de faire des analyses hydrodynamiques *in situ*, il a été choisi de procéder à un suivi régulier (mensuel à bimensuel) des caractéristiques morphologiques et sédimentologiques d'une dizaine de profils de plage implantés entre Mbao et Bargny et ceci pendant deux périodes de un an (de juillet 1987 à juillet 1988, puis d'octobre 1989 à août 1990). Les principaux objectifs de ce travail étaient les suivants :

1. mettre en évidence le type de fonctionnement des plages : il s'agissait de savoir si le littoral évoluait, sur les plans morphologique et sédimentologique, de manière saisonnière (profils d'hiver et profils d'été) ou de manière plus irrégulière, sous l'influence notamment de tempêtes ou de houles fortes. Plus généralement, il fallait situer le littoral rufisquois par rapport aux classifications morphodynamiques des plages mises au point notamment par les travaux des australiens (Short, 1979; Wright *et al.*, 1979 et 1985);

2. vérifier si les tendances érosionnelles déduites de l'étude historique étaient toujours présentes et passer de l'analyse de l'évolution horizontale du littoral (recul ou avancée de la ligne de rivage) à celle de l'évolution verticale (érosion ou engraissement de la plage). L'objectif ici était de préciser les mécanismes d'érosion du littoral ;

3. essayer d'apprécier l'impact des activités humaines, en particulier des activités d'extraction de sable de plage et des structures de protection du rivage sur l'évolution du littoral. Il s'agit d'un débat très controversé qui oppose les naturalistes, partisans d'une évolution naturelle des littoraux et les ingénieurs de génie côtier qui considèrent que tout problème d'érosion côtière a une solution technique. Quoiqu'il en soit il est essentiel de connaître ces impacts surtout si l'on se situe dans une perspective de gestion rationnelle et durable du littoral.

129

I. METHODOLOGIE

A. LES FACTEURS DYNAMIQUES

Le maximum d'informations ont été récoltées sur les quatre principaux facteurs dynamiques qui ont une influence sur le littoral de Rufisque : les vents, les upwellings, les marées et les houles.

1. Les vents

Les données de vent ont été fournies par le Service de la Météorologie Nationale et proviennent de la station de Dakar Yoff (14°44'N, 17°30'W) où l'anémomètre est situé à une altitude de 11,45 m. Des tableaux mensuels donnent la direction du vent en dizaines de degrés et la vitesse en mètres par seconde, ceci par intervalles de 3 heures, soit 8 relevés journaliers. Figurent également les vitesses moyennes journalières et mensuelles ainsi que la direction, la vitesse et l'heure des vents maximaux instantanés journaliers.

Pour chaque mois, ces données ont été traitées de la manière suivante :

- La fréquence en pourcentage des calmes et des directions du vent par dizaines de degré a d'abord été déterminée. Les vitesses ont fait l'objet de deux types de traitement : d'une part, la vitesse moyenne mensuelle des vents a été calculée quelle que soit la direction ; d'autre part, pour chaque mois et chaque direction ont été calculés les pourcentages de fréquence des forces du vent, celles-ci (12 au total) représentant des intervalles de vitesses (Vanney, 1991). De plus, les coups de vent, définis ici comme les vents de vitesse supérieure à 17 m.s⁻¹ ont été relevés.

- Un programme informatique a été mis au point pour obtenir une représentation polaire des vents par mois. Dans ces diagrammes polaires, les 36 directions de vent (en dizaines de degrés) peuvent être représentées. Pour chaque direction, la longueur de chaque segment représente le pourcentage de fréquence alors que l'épaisseur correspond à la force du vent. Au centre du diagramme est indiqué le pourcentage de calmes;

- Enfin, la variation, au cours de chaque période d'étude, de la vitesse moyenne mensuelle des vents a été représentée.

2. Les upwellings

Les upwellings côtiers ont été appréhendés grâce à deux paramètres : les températures de surface océanique et l'indice d'upwelling côtier.

- Les températures de surface océanique : il s'agit des températures superficielles relevées à la station de Tiaroye (14°44'N, 17°24'W) et fournies par le

Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Tiaroye (C.R.O.D.T.). Les données sont présentées sous forme de tableaux annuels comportant les valeurs journalières, les moyennes par quinzaines et par mois ainsi que les anomalies. Pour être cohérent avec les autres types de données, seules les températures moyennes mensuelles ont été utilisées et, pour chaque période d'étude, la courbe des variations mensuelles de la température de surface de l'océan à Tiaroye a été tracée.

- L'indice d'upwelling côtier (IUC) : les données concernant cet indice ont été fournies par l'Unité de Traitement des Images Satellitaires (U.T.I.S.) du C.R.O.D.T. Il s'agit de l'indice d'upwelling côtier pour la côte au Sud de Dakar. Cet indice d'upwelling côtier est déterminé à partir des données de vent de la station de Dakar-Yoff en utilisant la formule suivante (Roy, 1992) :

IUC =
$$\frac{\rho \cdot V^2 \cdot C_d}{2 \cdot \Omega \cdot \sin(\varphi)}$$
 (en m³.s⁻¹.m⁻¹ de côte)

 ρ est la densité de l'air, V² la composante du vent parallèle à la côte, C_d le coefficient de rugosité à l'interface air-mer, Ω la vitesse angulaire de rotation de la Terre et φ la latitude.

3. Les données marégraphiques

Pour la période d'étude, les données utilisées sont celles d'un marégraphe à pression, installé aux îles des Madeleines (14°40'N, 17°26'W ; 8,38 m de profondeur) lors du programme franco-américain FOCAL/SEQUAL (Programme Français Océan et Climat dans l'Atlantique Equatorial) sur l'étude des variations climatiques dans l'Océan Atlantique intertropical. Ces données couvrent, de manière incomplète les années 1982 à 1989. Elles sont actuellement gérées par le "TOGA Sea Level Center" à Honolulu, où elles sont référencées sous le code 223 C. Les données obtenues s'étendent de janvier 87 à mai 89 avec une interruption en septembre-octobre 88. Elles ont subi des tests de qualité et sont présentées sous forme de mesures bihoraires (12 en 24 heures) relevées tous les 12 jours. Les données utilisables ne concernent que notre première période d'étude (juillet 87 à juillet 88).

4. Les houles

Pour une partie de nos périodes d'étude (janvier-juillet 88 et février-août 90), des données bateaux, fournies par l'Unité de Traitement des Images Satellitaires (U.T.I.S.) du C.R.O.D.T., ont été obtenues. Grâce à un programme informatique mis à notre disposition par U.T.I.S. (Programme BDM.HOULE, cf. Nardari, 1993), les données de houle au large ont été sélectionnées pour le secteur de l'Atlantique compris entre les

latitudes 14°N et 15°N et les longitudes 17°30'W et 19°W. Pour toutes les houles, la cambrure en eau profonde (H_o/L_o) a été calculée. Ce paramètre est souvent utilisé pour prédire si une plage va entrer en érosion ou en accumulation (Sunamura et Horikawa, 1974 ; Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils, 1979 ; Hattori et Kawamata, 1980 ; Watanabe *et al.*, 1980 ; Sasaki, 1983) bien que plus récemment certains auteurs considèrent que ce paramètre à lui seul est insuffisant pour apprécier ces mouvements (Kraus *et al.*, 1991). Ont été également déterminées les moyennes mensuelles des hauteurs et des périodes de houle ainsi que les variations de direction. De plus, pour chaque mois, la houle modale, c'est-à-dire la houle la plus fréquente, a été mise en évidence. Enfin, a été noté le nombre de jours pendant lesquels sont parvenues au large des houles fortes, c'est-à-dire de hauteur égale ou supérieure à 3 mètres.

Des plans de réfraction ont été établis pour certaines houles provenant du secteur utile tel que défini par la SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a) pour Bargny (N175° à 275°E, c'est-à-dire de direction sud à ouest-nord-ouest) et observées dans le secteur sélectionné quelques jours avant nos mesures topographiques. Pour cela, la méthodologie préconisée par le "Shore Protection Manual" (U.S.Army Corps of Engineers, 1984) a été suivie. Cette méthode permet, pour une houle de longueur d'onde donnée, de tracer les modifications de direction des orthogonales de houle entre deux isobathes successifs. Quand l'angle entre l'isobathe et l'orthogonale est inférieur à 170°, on détermine le coefficient de réfraction K_r par simple calcul et on utilise un diagramme sur calque que l'on pose sur la carte bathymétrique et qui permet, connaissant le coefficient de réfraction, de tracer la nouvelle orthogonale de houle après réfraction. Quand l'angle devient supérieur à 170° (houle pratiquement perpendiculaire à l'isobathe), on utilise la méthode R/J qui permet de tracer progressivement les modifications de direction des orthogonales en appliquant, sur des intervalles successifs, une modification d'angle déterminée à l'aide d'un abaque. Le fond de carte choisi pour établir ces plans de houle est la carte bathymétrique au 1/500 000 de Ruffman et al. (1977). Pour chaque plan de houle, le coefficient de réfraction dans le secteur Mbao-Rufisque a été calculé en utilisant la formule suivante :

$$K_r = \sqrt{\frac{b_o}{b}}$$

 b_0 étant l'écartement entre deux orthogonales au large et b l'écartement de ces mêmes orthogonales à la côte.

Pour les houles de direction NW qui sont les plus fréquentes, on a considéré que s'appliquait le plan de houle tracé par Riffault (1980, fig.21).

Enfin, ne disposant d'aucune information sur les houles à la côte, les données de houle au large ont été traitées pour déterminer les conditions théoriques au déferlement (hauteur, profondeur et type de déferlement). A cet effet, ont été utilisés les deux abaques présentés dans le "Shore Protection Manual" (U.S.Army Corps of Engineers, 1984) qui mettent en relation, en fonction de la pente de la plage m, d'une part les rapports H'_o/gT^2 et H_b/H'_o et d'autre part les rapports H_b/gT^2 et d_b/H_b (fig.45), H' et T étant respectivement la hauteur non réfractée et la période de la houle en eau profonde (indice o) et au déferlement (indice b), db la profondeur d'eau au déferlement et g l'accélération de la pesanteur.



1

Les mesures ont été réalisées pour deux pentes de plage qui correspondent aux valeurs limite des pentes observées à Rufisque, à savoir m = 0,05 et m = 0,10. Les houles testées sont les houles modales et les houles correspondant aux valeurs minimum et maximum de H'o/gT². Les hauteurs de houle et les profondeurs d'eau au déferlement obtenues de cette manière doivent être considérées comme des valeurs maxima car ne tenant pas compte des phénomènes de diffraction et de réfraction qui diminuent, parfois de manière significative, les hauteurs de houle. En fait, il s'agit de valeurs indicatives.

B. LES METHODES TOPOGRAPHIQUES

1. Les levés topographiques

Pour chaque période d'étude, des profils de plage perpendiculaires à la ligne de rivage ont été levés, la direction étant contrôlée par une boussole.

Lors de la première période (juillet 87 à juillet 88), 10 profils de plage ont été établis le long du littoral compris entre le cap des Biches et le cimetière musulman de Thiawlène, soit sur environ 6 kilomètres de côte. Ces profils étaient répartis en deux secteurs séparés par la zone comprise entre le cap de Diokoul et l'extrémité du mur de protection présent entre Keuri Souf et Keuri Kao : le secteur cap des Biches-Diokoul (P1 à P6) qui correspond à l'extrémité de la baie de Hann et le secteur Mérina-Thiawlène (P7 à P10) qui appartient à la baie de Rufisque (fig.46). Dans chaque secteur, les profils étaient espacés de 300 à 900 m. Le profil P1 est situé sur le flanc nord-ouest de la falaise du cap des Biches. La plage est ici limitée par une falaise de 0,60 à 1,80 m de hauteur constituée de marnes feuilletées de l'Yprésien. Ce profil est proche d'une zone où se font temporairement des prélèvements de sable. Le profil P2 est situé au niveau de la centrale thermique du cap des Biches, entre la digue en enrochements qui abrite le canal d'alimentation en eau de mer de la centrale et le canal de rejet des eaux chaudes. Dans ce secteur, la plage est limitée par des remblais qui forment une falaise de 2 m de dénivellation, en partie colonisée par des figuiers de barbarie. Au large, se trouve le banc des Biches, subaffleurant (1,1 m de profondeur minimum). Les profils P3 et P4 sont localisés entre la centrale thermique et Diokoul dans une zone où la plage est limitée par un cordon littoral colonisé par des figuiers de barbarie, formant une falaise de 0,80 à 2,30 m de hauteur. Cette zone est le lieu d'intenses activités de prélèvement de sable qui se font tant au niveau de l'estran que dans le cordon littoral ou la zone de surf. Le sable est tamisé sur place pour recueillir les coquilles qui sont vendues comme matériau de construction.



. . .

.

135

Le profil P5 se situe au droit du cimetière musulman de Diokoul dans une zone où le cordon littoral a pratiquement disparu et ne se manifeste plus que par des figuiers de barbarie qui sont presque au niveau de la plage. Ce profil est situé au début du champ d'épis de Diokoul qui était, lors de cette période de mesures, constitué de 8 épis plus ou moins complets. Au large, se trouvent les îlets de Khoniet. Le profil P6 est localisé au niveau du cimetière chrétien de Diokoul et après le champ d'épis. Ici, la plage est limitée par le mur externe du cimetière qui se poursuit, dans la zone où il s'est effondré par un muret très bas de galets de roches volcaniques. Les profils P7 à P9 sont situés entre Mérina Pouyène et Thiawlène. Ici, la plage s'appuie sur une zone habitée, le cordon littoral étant absent. Le profil P10 enfin a été choisi au niveau du cimetière de Thiawlène. La plage y est limitée par un cordon littoral très surbaissé, colonisé par des figuiers de barbarie.

Lors de la deuxième année de mesures (octobre 89 à août 90), la zone de suivi a été élargie en considérant le littoral de Mbao à Bargny, soit une longueur de côte d'environ 12 kilomètres, le long de laquelle 11 profils de plage ont été implantés (fig.47). Dans le sens perpendiculaire au rivage, la zone de levé topographique a été étendue jusqu'à la zone de déferlement. Les profils de plage sont espacés de quelques mètres à 3 kilomètres. Le profil PA a été implanté à la sortie de Mbao. La plage est limitée par un cordon littoral, en partie colonisé par des figuiers de barbarie, qui se termine par une microfalaise de 63 à 95 cm de dénivellation. Le profil PB est situé sur le flanc nord-ouest du cap des Biches dans le même secteur que le profil P1 de la première période. La plage est limitée par une microfalaise de 1,30 à 1,78 m de dénivellation taillée dans les marnes à attapulgite de l'Yprésien. Le profil PC se situe juste avant la digue de la centrale thermique du cap des Biches. La tête du profil est localisée sur un petit pont enjambant un canal d'évacuation des eaux de la centrale. Les profils PD à PF avaient pour but d'apprécier l'influence du plus récent des épis de Diokoul. Le profil PE est localisé au niveau de cet épi et il a été encadré de deux profils appelés profil nord épi (PD) et profil sud épi (PF). Dans cette zone, qui correspond à l'extrémité nord du cimetière musulman de Diokoul, la plage est limitée par un cordon littoral très surbaissé à figuiers de barbarie. Le profil PG est situé à l'extrémité sud-est du cimetière musulman de Diokoul, à peu près dans le même secteur que le profil P5 de la première période. Là aussi le cordon littoral est très dégradé et surbaissé. Le profil PH est localisé au niveau du cimetière chrétien de Diokoul dans la même zone que le profil P6 de la première période. Il s'appuie sur l'une des tombes abandonnées suite au recul de la côte dans cette zone. Le profil PI est situé au droit du mur de protection de Keuri Souf-Keuri Kao et donc limité à la partie sous-marine ; il n'a fait l'objet que de prélèvements sédimentologiques. Le profil PJ se trouve à la hauteur de l'usine Bata, à la sortie de Rufisque. La plage est limitée par un cordon littoral à figuiers de barbarie.



₹ <u>\$</u>. E

137

Enfin, le profil PK a été installé à Bargny Guethe et s'appuie sur une tombe située juste sur le cordon littoral très surbaissé. Ces deux derniers profils devaient permettre de suivre l'influence éventuelle du mur de protection qui, lors de cette deuxième période d'étude, a été étendu jusqu'au cimetière de Thiawlène. Il faut noter que le profil PK n'a été levé qu'à partir de décembre 89 et que les profils PG et PH n'ont pu être levés en août 90 suite aux travaux de protection des côtes qui étaient alors en cours de réalisation à Diokoul et ont empêché l'accès aux points repère.

La méthodologie des levés topographiques a varié selon les périodes. Lors de la première période d'étude, pour chacun des 10 profils, des points repère ont été choisis qui étaient des points remarquables et supposés fixes (poteaux, maisons, tombes, etc). A chaque mission, leur hauteur par rapport au sol était mesurée pour permettre les comparaisons de profils. Il faut remarquer que pour le profil P3, le repère a disparu en mars 88 suite à une recrudescence des activités d'extraction de sable qui se sont étendues au cordon littoral et un nouveau repère a été choisi en mai 88. Pour le profil P9, il y a eu au contraire des problèmes d'enfouissement du repère. Les pentes ont été déterminées tous les mètres au minimum en utilisant un décamètre et une boussole que l'on disposait sur une planche appliquée sur la surface de la plage et qui donnait les pendages en degrés. Ces profils ont été levés mensuellement, en périodes de basses mers de vive eau. Compte tenu de la technique utilisée, ils n'ont concerné que la plage aérienne. Lors de la deuxième période, les profils de plage ont été levés à l'aide d'un niveau de chantier de type WILD NA-20 et d'une mire pliante de 4 mètres. Le point de départ de chaque profil était un point fixe matérialisé soit par une borne, soit par un point identifié par une marque à la peinture faite sur un mur, un poteau ou tout autre support permanent. L'orientation du profil était déterminée à partir d'un point repère éloigné sur lequel on établissait le zéro du cercle gradué orientable, la direction du profil étant donnée par l'angle défini à partir du zéro et contrôlée par la boussole. Ces profils ont été réalisés depuis la haute plage ou le cordon littoral jusque dans la zone de déferlement quand cela était possible. Ils ont été levés à un intervalle moyen de deux mois pendant des périodes de basses mers de vive eau, à l'exception des profils d'octobre 89 et mars 90 qui ont été réalisés lors de périodes de basses mers de morte eau.

Pour la plage aérienne, ont été notées en général la limite maximum du jet de rive (ou laisse de haute mer) et la position de la mer ainsi que diverses indications (croissants de plage, concentrations de minéraux lourds, de coquilles, etc).

2. Analyse des profils de plage

Les profils ont été traçés sur papier millimétré en utilisant une échelle relative, le 0 tant vertical (hauteurs) qu'horizontal (distances) étant le point fixe de chaque profil. En

effet, le très grand éloignement des points repère par rapport aux bornes du réseau national de nivellement n'a pas permis de déterminer la hauteur absolue des points repère.

Les différentes unités morphologiques de la plage ont été déterminées pour chaque profil en utilisant la terminologie classique (Brenninkmeyer, 1982; Davis, 1982) et sur la base d'un certain nombre de critères :

- la haute plage est la partie la plus haute de la plage qui n'est recouverte que lors des plus hautes mers. Sur le terrain, elle se reconnaît par le fait que c'est la portion de plage qui en général sèche ; elle est limitée du côté mer par une rupture de pente. Celle-ci peut correspondre ou non à la limite du jet de rive (ou laisse de haute mer) qui est la ligne délimitant les parties sèche et humide de la plage, présentant parfois des objets divers (algues, déchets, etc). La partie horizontale de la haute plage est appelée berme ;

- l'estran ou zone intertidale, est la partie de la plage située entre les niveaux moyens de haute mer et de basse mer et qui donc découvre à marée basse. Il peut avoir une pente uniforme ou présenter une rupture de pente permettant de distinguer un haut estran et un bas estran ;

- la zone de surf est la partie de plage sous-marine située entre le niveau de basse mer et le déferlement. Sa limite avec l'estran peut être marquée par un talus.

Pour chaque unité morphologique et pour chaque mois, ont été déterminées la largeur et la pente (sous forme de tang (β)). Ensuite, la moyenne de chacun de ces deux paramètres a été calculée pour la période considérée. Le coefficient de variation qui est le rapport entre l'écart-type et la moyenne et donne le degré de variabilité du paramètre de plage considéré a été également calculé (Short, 1980). La forme du profil de la plage aérienne est indiquée en utilisant la terminologie de Sonu et Van Beek (1971) qui distinguent trois grandes formes : concave, rectiligne et convexe, avec ou sans berme. De plus, la présence de croissants de plage, situés en général à la limite haute plage-estran, mais aussi à mi-estran, a été signalée en précisant la partie de croissant par laquelle passait le profil : tête (TC), flancs (FC) ou creux (CC) du croissant. En effet, ces formes induisent des modifications de pente qui aboutissent à des profils difficilement classifiables selon la terminologie de Sonu et Van Beek (Huntley, 1980) ; elles déterminent aussi des variations granulométriques. Ont été également signalées les microfalaises, les accumulations sédimentaires particulières (minéraux lourds, galets, coquilles) ou les rides. Ces dernières n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique et les rares mesures faites ont mis en évidence des longueurs d'onde de 30 à 60 cm. En se référant à la classification présentée par Reineck et Singh (1975), il s'agit donc de petites rides mais sans que l'on puisse dire s'il s'agit de rides de courant ou de houle, la distinction entre ces deux types étant de toute façon difficile.

Afin de mettre en évidence l'évolution morphologique mensuelle des profils, ceux-ci ont été comparés deux à deux en superposant les points repère, ceci en tenant compte des variations éventuelles de leur distance au sol. Pour chaque période de temps, les zones en érosion ou en engraissement ont pu être identifiées. Les mouvements verticaux au sein des profils ont été semi-quantifiés en déterminant, pour chaque unité morphologique (haute plage, estran, zone de surf), la hauteur de sable érodé (-) ou accumulé (+) par mètre linéaire de plage. Puis, pour chaque profil, les cumuls ont été calculés par unité morphologique et pour l'ensemble du profil. Le bilan annuel a été obtenu, pour les profils de la première période, en superposant les profils de juillet 87 et de juillet 88. Il est à noter que, lors de la première période, quelques difficultés se sont présentées pour certains profils. Pour le profil P3, la disparition du premier repère en mars et le choix en mai 88 d'un nouveau repère font que les comparaisons de profils n'ont pas été possibles entre février et mai 88 et que les cumuls n'ont pas été calculés car concernant deux profils différents. Quant au profil P9, il n'a pas fait l'objet de comparaisons de profils suite à des problèmes d'enfouissement du repère mais il a été maintenu pour utiliser les données morphologiques et sédimentologiques.

Les méthodes de calcul utilisées pour déterminer les évolutions morphologiques mensuelles des profils ont bien sûr leurs limites qui tiennent au fait que les résultats peuvent concerner des distances et/ou des espaces de temps non équivalents. Néanmoins, elles permettent d'obtenir une bonne idée d'ensemble des mouvements verticaux affectant les différents profils.

C. LES METHODES SEDIMENTOLOGIQUES

1. Echantillonnage

Des échantillons de sédiments de plage ont été prélevés, tous les deux mois lors de la première période et à chaque sortie lors de la deuxième période. Lors de la première période, l'échantillonnage était restreint à la plage aérienne alors que, lors de la deuxième période, il a été étendu à la zone de surf et, pour les profils PA, PB, PH, PI, PJ et PK, à la plage sous-marine jusqu'à une profondeur de 8 mètres. Les échantillons ont été prélevés de la manière suivante :

- pour la plage aérienne, dans les deux premiers centimètres, c'est-à-dire en subsurface. Lors de la première période, les prélèvements étaient faits tous les 5 mètres au moins alors que lors de la deuxième période, les prélèvements ont été effectués par unité morphologique (haute plage, haut, mi et bas estran);

- pour la zone de surf, les prélèvements ont été faits en subsurface au niveau du déferlement et à l'aide de sachets en plastique, sans que l'on puisse préciser la profondeur de prélèvement ;

- pour la plage sous-marine, 4 profondeurs de prélèvement ont été sélectionnées : -2, -4, -6 et - 8 mètres. Les échantillons ont été prélevés par des plongeurs munis de sachets en plastique qui récoltaient les sédiments en subsurface. En effet, des essais avec une benne se sont révélés infructueux, suite à la forte compaction des sédiments qui s'opposait à la pénétration de la benne.

Il est important que l'échantillonnage s'effectue dans la couche superficielle des sédiments car, ainsi que l'a signalé Chauhan (1992), en prélevant trop profondément on peut obtenir des échantillons qui sont en fait des mélanges de différentes laminées et donc de conditions de dépôt différentes. De tels échantillons n'ont pas de signification et ne peuvent être utiles pour obtenir des informations sur les conditions de dépôt. Aussi, la profondeur maximum conseillée pour les prélèvements de sédiments de plage oscille entre 1,5 et 2 cm, profondeur qui a été respectée pour les échantillons de la plage aérienne.

2. Analyses sédimentologiques

Les sédiments prélevés ont d'abord été lavés sur un tamis de 50 μ m pour enlever le sel, puis séchés à l'étuve. On a ensuite prélevé 150 g de sédiment sec qui ont été soumis à une attaque à froid à l'acide chlorhydrique à 30 %. Après plusieurs lavages, l'échantillon décarbonaté a été mis à l'étuve. Après séchage, il a été pesé, ce qui a permis de déterminer le pourcentage de carbonates (% CaCO₃). Ensuite, 100 g ont été prélevés et fait l'objet d'un tamisage à sec sur une série de 18 tamis (50 à 2500 μ m) de norme AFNOR (série de raison $10\sqrt{10}$). Les refus de tamis ont été pesés avec une balance de précision (au milligramme près). Un programme informatique a permis, à partir des refus pondéraux de tamis, de tracer les courbes de fréquence et cumulatives, déterminer les quartiles (Q₅, Q₁₆, Q₂₅, Q₅₀, Q₇₅, Q₈₄, Q₉₅) en unités ϕ et calculer les principaux indices granulométriques de Folk et Ward (1957). On a ainsi pu déterminer :

- la moyenne (Mz ϕ)

$$Mz = \frac{Q16 + Q50 + Q84}{3}$$

La moyenne permet de déterminer le type de sable en utilisant la classification de Wentworth :

200	<u>0 μm 100</u>)0 μm 5	00	μm 250)μ	.m 12	5	μm63	μ	m
	Sables très grossiers	Sables grossiers	T	Sables moyens		Sables fins	S	Sables très fins	. :	Silts

Cet indice donne une idée de l'énergie du milieu (Reineck et Singh, 1975) mais est également influencé par la granulométrie du sédiment source (Sahu, 1964; Folk, 1966; Nordstrom, 1977a; Pino et Jaramillo, 1992); - l'indice de classement sigma ($O\phi$)

$$\sigma\phi = \frac{Q_{84} \cdot Q_{16}}{4} + \frac{Q_{95} \cdot Q_5}{6,6}$$

L'échelle de classement utilisée est celle de Folk et Ward (1957) :

Classement	σ(φ)
Très bien classé	035
Bien classé	0,55
Moyennement bien classé	0,50
Moyennement classé	1
Mal classé	1
***************************************	2

- l'indice d'asymétrie ou skewness (SK)

$$SK = \frac{(Q_{16} + Q_{84}) - 2 Q_{50}}{2(Q_{84} - Q_{16})} + \frac{(Q_5 + Q_{95}) - 2 Q_{50}}{2(Q_{95} - Q_5)}$$

Ce paramètre mesure la symétrie de la distribution granulométrique. Les courbes symétriques ont un skewness voisin de zéro. Quand le skewness est négatif, on a une asymétrie (enrichissement) du côté des éléments grossiers alors que quand il est positif, l'asymétrie est du côté des éléments fins;

- l'indice d'acuité ou kurtosis (K)

$$K = \frac{Q_{95} \cdot Q_5}{2,44 (Q_{75} \cdot Q_{25})}$$

Ce paramètre donne le rapport entre l'étendue de la partie centrale et l'étendue des extrémités de la distribution granulométrique. Il mesure l'acuité des courbes de fréquence. De ce point de vue, on distingue : des sédiments mésokurtiques (0,6 < K < 1,5) qui sont des sédiments à courbes moyennes ; des sédiments platykurtiques (K < 0,6) qui présentent des courbes de fréquence très aplaties et des sédiments leptokurtiques (K > 1,5) qui ont des courbes de fréquence très aigues. Cet indice, peu utilisé, reflète également la présence ou non de plusieurs modes. Selon Folk (1966), deux modes d'importance égale et très espacés donnent des courbes très platykurtiques alors qu'un
mode secondaire dans les grossiers ou dans les fins détermine une distribution leptokurtique.

Le ou les mode(s), déterminés à partir des courbes de fréquence, ont également été indiqués.

Toutes ces données granulométriques sont consignées dans des tableaux regroupés dans l'annexe D.

Ces différents indices granulométriques ont été utilisés pour établir des diagrammes de dispersion, des courbes de variations mensuelles et des courbes de variations parallèlement au littoral. En ce qui concerne ces courbes, les indices utilisés sont les moyennes par unité morphologique. Pour le skewness, ces moyennes sont indiquées bien qu'elles n'aient pas toujours de réelle signification surtout quand il y a de fortes variations de part et d'autre du zéro (Nordstrom, 1977a).

Afin de mettre en évidence l'existence et le sens d'un courant de dérive littorale, deux méthodes ont été utilisées. La première a consisté à analyser les variations longitudinales de la moyenne et de l'indice de classement au niveau du bas estran. En effet, c'est au niveau de cette unité morphologique que se fait une partie du transport par dérive littorale (Komar, 1971a) et c'est la zone qui varie le plus du point de vue granulométrique. Ces variations granulométriques ont été examinées par mois, en distinguant les secteurs du cap des Biches-Diokoul et de Mérina-Thiawlène. Le mois de juillet 87 n'a pas été retenu car les données étaient incomplètes. La deuxième méthode a utilisé du modèle de McLaren. Ce modèle sert à déterminer les directions de transport sédimentaire à partir de l'analyse des évolutions des principaux indices granulométriques que sont la moyenne, l'indice de classement et le skewness. Mis au point par McLaren (1981), il est basé sur trois hypothèses : 1, le dépôt est issu d'une seule source sédimentaire ; 2, le mode de transport est plus efficace pour les grains fins (ou légers) que pour les grains grossiers (ou lourds) ; 3, à partir d'un ensemble de sédiments pris en charge par le transport, les grains grossiers se déposent plus vite que les grains fins. L'auteur distingue ensuite trois types de sédiments issus de la mobilisation d'un sédiment source (fig.48):

- les sédiments issus d'un dépôt intégral de la charge sédimentaire transportée (cas I) : ils se caractérisent par le fait qu'ils sont plus fins, mieux classés et à skewness plus négatif que le sédiment source ;

- les sédiments résiduels (cas II) qui sont plus grossiers, mieux classés et à skewness plus positif que le sédiment source ;

- les sédiments issus d'un dépôt sélectif à partir de la charge sédimentaire (cas III) qui se caractérisent par le fait qu'ils sont mieux classés et à skewness plus positif que le sédiment source. Selon les capacités du transport, ils pourront être plus fins ou plus grossiers que le sédiment source.



..

Donc, tout sédiment qui est le résultat d'un dépôt après transport est mieux classé que le sédiment dont il est issu, le classement s'améliorant dans le sens du transport. C'est cette caractéristique qui est utilisée pour détecter le sens des transports sédimentaires.

Enfin, on a tracé les diagrammes de Passega (Passega, 1964 ; Passega et Byramjee, 1969) en utilisant 2 valeurs en unités ϕ déterminées sur la courbe cumulative : C qui est le premier percentile (Q₅) et M qui est la médiane (Q₅₀). Ces diagrammes de Passega permettent de déterminer le mode de transport des sédiments.

II. LES FACTEURS DYNAMIQUES LORS DES PERIODES D'ETUDE

Les caractéristiques des principaux facteurs dynamiques intervenant le long du littoral rufisquois - vents, upwellings, niveau marin et houles - observées lors de chacune des périodes d'étude vont être présentées ci-dessous.

A. LES VENTS

1. Période de juillet 1987 à juillet 1988

On observe deux grandes saisons de vents, séparées par de très courtes périodes de transition (fig.49 et 50 a) :

- de novembre 87 à avril 88, on a une situation typique de saison sèche avec des vents de secteur N à NE prédominants (60 à 90 % des vents), de vitesse moyenne mensuelle comprise entre 4,4 et 5,67 m.s⁻¹ et une quasi absence de calmes (moins de 8%) comme de coups de vent ;

- de juillet à septembre 87 puis à partir de juin 88, on a une situation d'hivernage qui se caractérise par une très grande diversification des directions des vents en même temps qu'une diminution des vitesses moyennes mensuelles (3 à 4 m.s⁻¹). La situation extrême est représentée par le mois de septembre 87 qui enregistre la plus faible vitesse moyenne mensuelle (2,9 m.s⁻¹) et où on peut difficilement parler de direction dominante. Cependant, sur l'ensemble de ces périodes, les vents à composante ouest, en particulier les vents de NW prédominent légèrement (8 à 19 % des vents). Les calmes sont importants (5 à 17 %) et on enregistre des coups de vent, en particulier au mois d'août 87 (20 m.s⁻¹ en moyenne) et de juin 88 (22 m.s⁻¹ en moyenne);

- les périodes de transition, très courtes, caractérisées par un changement dans la direction des vents sont limitées au mois d'octobre 87, qui voit le passage de vents de directions variables (S à NW) à des vents de secteur N à NE, avec une augmentation de la vitesse moyenne mensuelle (3,68 m.s⁻¹) et le mois de mai 88, qui coïncide avec l'apparition des vents de secteur W à NW.



۰ ب

Sur l'ensemble de la période (fig.50 a), le minimum de vitesse a été atteint en septembre 87 (2,9 m.s⁻¹) et le maximum en janvier 88 (5,67 m.s⁻¹). On note cependant un abaissement des vitesses en février-mars qui détermine un minimum secondaire en mars (4,4 m.s⁻¹).





2. Période d'octobre 1989 à août 1990

On observe les mêmes découpages que pour la période précédente (fig.50 b et 51).

- de novembre 89 à avril 90, les vents de secteur nord sont largement prédominants (52 à 76 % des vents). Les vitesses moyennes mensuelles varient entre 5 et 6,7 m.s⁻¹, le maximum étant atteint en avril 90, et les calmes sont rares (moins de 5% des vents). Pendant toute cette période, on a enregistré des coups de vent dont la vitesse moyenne était de 18 m.s⁻¹ et qui venaient des secteurs NW à NE avec prédominance du secteur nord ;



148

1.

- de juin à août 90, les vents ont une composante ouest nette, la direction N à NE disparaît au profit de directions S à NW (19 à 38 %). La vitesse moyenne mensuelle diminue (3,99 à 4,72 m.s⁻¹), le minimum étant atteint en août 90. Les calmes deviennent plus importants (4 à 8 % des vents) et les coups de vent sont présents et viennent de directions très variées (SE à NE);

- les mois d'octobre 89 et mai 90 sont des mois de transition au cours desquels les vents de NW s'atténuent ou apparaissent.

Le maximum des vitesses est atteint en avril 90 (6,7 m.s⁻¹) et le minimum en août 90 (3,99 m.s⁻¹). Comme lors de la période précédente, on observe un relâchement des vents en février-mars 90 qui détermine un minimum secondaire de vitesse (5 à 5,4 m.s⁻¹) (fig.50 b).

3. Comparaison entre les deux périodes

.

Les deux périodes d'étude présentent le même découpage saisonnier, conforme à ce qui a été décrit ailleurs (Faye, 1978 ; Roy, 1989), à savoir : une saison sèche, entre novembre et avril, avec des vents dominants de secteur N à NE, des vitesses élevées et une quasi-absence de calmes ; et une saison d'hivernage, entre juin et août, où les vents acquièrent une composante ouest et se diversifient en direction tout en présentant des vitesses plus faibles, les calmes devenant plus importants et les coups de vent fréquents. Entre ces deux grandes périodes existent deux mois de transition (octobre et mai) au cours desquels se fait la rotation de direction des vents. L'affaiblissement des vents en saison sèche, entre février et mars, a été observé lors des deux périodes d'étude.

Les principales différences entre les deux périodes sont les suivantes :

- les directions dominantes en saison sèche : alors que pour la période de juillet 87 à juillet 88, ces directions sont de secteur nord-est, lors de la période d'octobre 89 à août 90, c'est la direction nord qui prédomine ;

- les vitesses moyennes mensuelles sont plus importantes lors de la deuxième période. De plus, les vitesses moyennes maxima sont atteintes en des mois différents : janvier 88 et avril 90. Les coups de vent, limités aux mois de juin à décembre 87, lors de la première période, sont présents presque tous les mois lors de la période suivante. La période d'octobre 89 à août 90 semble donc correspondre à une intensification des vents par rapport à la première période.

On aurait donc deux périodes légèrement différentes du point de vue des vents : lors de la première, les vents de secteur nord-est prédominent alors que lors de la deuxième période, ce sont les vents de secteur nord qui dominent et les vitesses des vents sont plus fortes. Ceci conduit à nuancer le constat de Roy (1989) qui oppose des périodes à vents dominants N-NE où les vents sont forts et des périodes à vents dominants NW-N qui sont de plus faible vitesse.

B. LES UPWELLINGS

1. Période de juillet 87 à juillet 88

a. Les températures de surface océanique à Tiaroye

Elles suivent une évolution saisonnière (fig.52 a) avec :

- de juillet à octobre, des températures de surface élevées ($\theta > 25^{\circ}$ C) qui culminent en septembre (27.8°C) ;

- de janvier à avril 88, on a des eaux froides ($\theta < 20^{\circ}$ C), avec un minimum de température atteint en février 88 (17.3°C) ;

- en juillet 88, on retrouve des eaux plus chaudes (25.9°C).

Les mois de novembre-décembre 87 et de mai-juin 88 sont des mois de transition.



Figure 52 : Variations mensuelles des températures océaniques de surface et de l'indice d'upwelling côtier (juillet 87 à juillet 88) (d'après les données du C.R.O.D.T. et d'U.T.I.S.)

b. Les indices d'upwelling côtier

C'est à partir de novembre qu'apparaissent des valeurs élevées d'IUC (0,75 m³. s⁻¹.m⁻¹ de côte). Ces valeurs augmentent jusqu'à un premier pic en janvier (1 m³.s⁻¹.m⁻¹ de côte). Puis, il y a une légère relaxation avec un minimum atteint en mars (0,78 m³.s⁻¹. m⁻¹ de côte). Le maximum (1,21 m³.s⁻¹.m⁻¹ de côte) est atteint en avril. Enfin, l'upwelling décline de manière continue jusqu'en juin (fig.52 b).

De décembre 87 à mai 88, l'indice d'upwelling côtier moyen est de 0,96 m³.s⁻¹. m^{-1} de côte.

2. Période d'octobre 1989 à août 1990



a. Les températures de surface océanique à Tiaroye

Figure 53 : Variations mensuelles des températures océaniques de surface et de l'indice d'upwelling côtier (octobre 89 à août 90) (d'après les données du C.R.O.D.T. et d'U.T.I.S.) La courbe des températures montre une chute brutale des températures entre octobre 89 (26.5°C) et janvier 90 (16.2°C) avec un petit palier en novembre-décembre 89. Les températures sont minima ($\theta < 19^{\circ}$ C) entre janvier et mai 90 avec une légère remontée des températures en mars (18.9°C). Juin est un mois de transition et dès juillet on a des eaux chaudes ($\theta > 25^{\circ}$ C) (fig.53 a).

b. Les indices d'upwelling côtier

L'upwelling commence à s'installer en octobre 89. Le maximum est atteint en avril 90 (2,15 m³.s⁻¹.m⁻¹ de côte) et est précédé d'un maximum secondaire en janvier (1,41 m³.s⁻¹.m⁻¹ de côte). Entre les deux, on note un léger relâchement de l'upwelling avec un minimum secondaire enregistré en février 90 (1,05 m³.s⁻¹.m⁻¹ de côte). L'upwelling prend fin brusquement en juin (fig.53 b).

De novembre 89 à juin 90, l'indice d'upwelling côtier moyen est de 1,45 m³.s⁻¹ .m⁻¹ de côte.

3. Comparaison entre les deux périodes

Dans l'ensemble, l'organisation temporelle des upwellings est à peu près semblable pour les deux périodes. L'upwelling apparaît en octobre-décembre, est maximum entre janvier et mai et commence à disparaître vers juin. Ce qui diffère ce sont :

- d'abord l'intensité moyenne de l'upwelling qui est nettement plus forte en 89-90 (IUC moyen = 1,45 m³.s⁻¹.m⁻¹ de côte) qu'en 87-88 (IUC moyen = 0,96 m³. s⁻¹. m⁻¹ de côte) ;

- les périodes d'intensité maximum de l'upwelling : janvier en 87-88 et avril en 89-90.

Il faut noter qu'il n'y a pas une exacte correspondance entre les minima de température de surface océanique à Tiaroye et les IUC. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que les températures de Tiaroye correspondent à une aire très localisée alors que l'IUC correspond à toute la côte sud, quoique déterminé à partir des vents de la station de Dakar-Yoff. Cependant, le degré de corrélation entre les températures océaniques de surface et l'indice d'upwelling côtier est assez bon (r = 0,76) (fig.54). On note également que le minimum de température est plus faible en janvier 90 (16.2°C) qu'en février 88 (17.3°C), ce qui semble confirmer les différences d'intensité des upwellings.





C. LES DONNEES MAREGRAPHIQUES

Les données disponibles pour la période de juillet 87 à juillet 88 permettent de faire plusieurs observations (fig.55).

- de juillet à novembre 87, le niveau marin moyen mensuel est élevé (supérieur à 8300 mm), avec un léger fléchissement en août. Le maximum est atteint en novembre (8339 mm). En juillet 88, on retrouve la même situation ;

- de janvier à mai 88, le niveau marin moyen mensuel s'est brusquement abaissé (moins de 8300 mm), avec un minimum de 8203 mm atteint en janvier ;

- les mois de décembre 87 et de juin 88 semblent être des mois de transition;

- l'écart maximum du niveau marin entre les mois de novembre 87 et janvier 88 est de 13,6 cm, ce qui est légèrement plus faible que celui observé entre 1943 et 1965 (cf tab. 9).

Le niveau marin moyen présente donc des variations saisonnières qui semblent suivre celles du vent, de la température de surface de la mer et de l'upwelling côtier. Aussi, pour la période où nous disposions de données du niveau marin (janvier 87 à avril 89), des corrélations entre ces deux derniers paramètres et le niveau marin moyen mensuel ont été faites (fig.56). On note une corrélation positive entre le niveau marin et la température océanique de surface (r = 0,52). Par contre, le degré de corrélation avec l'indice d'upwelling côtier est moins bon (r = 0,30) et il s'agit d'une corrélation négative.





(d'après les données du TOGA Sea Level Center)



a. Corrélation température océanique de surface-niveau marin relatif



b. Corrélation indice d'upwelling côtier-niveau marin relatif

Figure 56 : Corrélations entre le niveau marin relatif, les températures océaniques de surface et l'indice d'upwelling côtier pour la période de janvier 87 à avril 89

On peut donc retenir qu'il y a une relation nette entre le niveau marin et la température des eaux océaniques de surface, le niveau marin s'élevant quand la température des eaux océaniques augmente. Ce phénomène est l'expression de la variation stérique de la surface océanique. Les coefficients de corrélation obtenus entre ces deux paramètres sont comparables à ceux mis en évidence par Lafond (1939) pour la côte pacifique des U.S.A. où il avait trouvé des coefficients de corrélation variant entre 0,1 et 0,8 selon les mois, le coefficient moyen annuel étant de 0,67. En l'absence de données marégraphiques, la température des eaux de surface peut donc être un bon indicateur du niveau marin. Ceci veut dire qu'il existe également un lien entre upwelling et abaissement du niveau marin - et inversement - dû, d'une part à l'arrivée d'eaux profondes froides, mais aussi à l'action des alizés qui repoussent les eaux de surface vers le large, créant ainsi une dépression du niveau marin à la côte (Gill et Clarke, 1974). Le coefficient de corrélation moindre observé entre ces deux paramètres pourrait être dû à deux choses : tout d'abord, l'indice d'upwelling côtier est un indice calculé, contrairement à la température océanique de surface qui est mesurée ; de plus, l'indice d'upwelling côtier n'a de signification que pendant les périodes d'upwelling et donc la corrélation ne peut s'appliquer qu'à ces périodes.

Les données présentées ici sont des données bateau et donc correspondent aux houles au large, dans un secteur compris entre 14° et 15°N et entre 17°30' et 19°W.

1. Période de janvier à juillet 1988

De janvier à juin 88, les directions de houle oscillent entre le nord-ouest et l'estnord-est (N320° à N7°), mais en mars et avril apparaissent des houles de direction ouestnord ouest (N290°-300°) ainsi que des houles de direction sud-est (N140° à N160°). En juillet 88 commencent à s'installer, en plus des houles de secteur nord-ouest à nord, des houles de sud-sud ouest (N196°-200°) qui sont de courte période (tab.19).

Tableau 19 : Caractéristiques des houles au large de la Petite Côte entre janvier et juillet 1988 (source des données de houle : U.T.I.S.) (lloule mod : houle modale)

	Janvier88	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet 88
Directions	N320-5°	N330-7°	N160-290°	N140-300°	N320-1°	N330-2°	N200-310°
Hauteurs	0,5-3,5 m	0,5-2,5 m	0,5-3,5 m	0,5-4,5 m	0,5-4 m	0,5-3 m	0.5-4 m
Haut.moy.	2,30 m	1,70 m	1,60 m	2,00 m	1,85 m	1,70 m	1,90 m
Périodes	4-10 s	5-12 s	3-10 s	4-14 s	4-9 s	4-10 s	4-10 s
Pér.moy.	6,6 s	7,3 s	6,3 s	7,8 s	6,2 s	7,1 s	6.5 s
Cambr.m.	0,040	0,024	0,032	0,025	0,035	0,026	0,033
Houle mod.							
Direction	N360°	N360°	N340°	N360°	N340°	N340°	N330-350°
Hauteur	1,5-2 m	1,5-2 m	1-2 m	1,5-2 m	1,5-2 m	1,5-2 m	1-1,5 m
Période	6 s	6-7 s	5-бs	8 s	5 s	8 s	5 s
Cambrure	0.031	0,028	0.035	0,018	0,045	0,018	0.028
Nbre jours							
houles≥3 m	7	0	2	5	1	1	2

Les hauteurs des houles au large varient entre 0,5 et 4,5 mètres alors que les hauteurs moyennes mensuelles montrent trois mois de houles de hauteur moyenne supérieure à égale à 1,90 m : janvier (2,30 m), avril (2,00 m) et juillet (1,90 m). Les houles fortes ($H \ge 3$ m) sont en général de direction NNW à N, à l'exception d'une houle d'ouest (N290°) observée en mars 88. Ce sont souvent des houles de courte période (T < 8 s) et donc à forte cambrure (supérieure à 0,05). Les périodes varient entre 3 et 14 secondes, les périodes moyennes mensuelles oscillant entre 6 et 8 secondes. Les cambrures moyennes mensuelles sont supérieures à 0,020, les plus fortes valeurs s'observant en janvier (0,040) et en mai (0,035) et les plus faibles valeurs en février (0,024) et avril (0,025).

Le plan de houle établi pour une houle de WNW (N290°), observée le 22 mars 1988 montre que Rufisque est bien protégé par rapport à ce type de houle (fig.57).



Les directions de houle oscillent entre le Nord-Ouest et l'Est-Nord-Est (N310° à N7°) de février à juin. Toutefois, on a observé en mars une houle d'WNW (N300°) et en mai une houle de SW (N230°). En juillet, les données sont incomplètes et ce n'est qu'en août qu'on note une diversification des directions de houle avec l'apparition de houles de direction S à SW (N180° à N220°) (tab. 20).

Tableau.20 : Caractéristiques des houles au large de la Petite Côteentre février et août 1990 (source des données de houle : U.T.I.S.)

	Février 90	Mars	Avril	Mai	Juin	Août 90
Directions	N 310-2°	N 300-2°	N 320-3°	N 230-7°	N 310-1°	N 180-1°
Hauteurs	0,5-3,5 m	0,5-4 m	0,5-5 m	0,5-3 m	1-4,5 m	0,5-2,5 m
Haut.moy.	1,90 m	1,80 m	2,40 m	1,60 m	1,70 m	1,30 m
Périodes	4-12 s	5-12 s [.]	4-12 s	4-14 s	3-13 s	3-10 s
Pér.moy.	7.6 s	7,3 s	6,9 s	6,7 s	7,1 s	5,5 s
Cambr.moy.	0,023	0.025	0,034	0,029	0,025	0,032
Houle mod.						
Direction	N350°	N350°	N340°	N360°	N330-360°	N360°
Hauteur	`1,5 m	2 m	3 m	2 m	1 m	1 m
Période	. 6 s	6 S	6 S	6 S	бѕ	5 s
· Cambrure	0,027	0.036	0.053	0,036	0,018	0,026
Nbre jours						
houles≥3 m	1	1	8	1	1	· 0 ·

Du point de vue des hauteurs moyennes mensuelles, les valeurs les plus élevées s'observent en avril 90 (2,40 m). C'est au cours de ce mois que les houles fortes ($H \ge 3$ m) sont le plus nombreuses. Par contre, en août la hauteur moyenne est minimale (1,30 m). Les périodes oscillent entre 3 et 14 secondes, la période moyenne étant proche de 7 secondes, sauf en avril où elle est légèrement inférieure (5,5 s). Les cambrures moyennes mensuelles sont supérieures à 0,020, le maximum étant observé en avril (0,034) et le minimum en février (0,023).

Pour cette période, trois plans de houle ont été tracés (fig.58 à 60). Le premier concerne une houle de Sud-Ouest (N230°), observée le 16 mai 1990. Il montre une divergence des orthogonales de houle entre Siendou et Rufisque, la dérive littorale devant être dirigée vers le Nord-Ouest entre Rufisque et Tiaroye. Les deux autres plans de houle montrent également une divergence des orthogonales de houle entre Mbao et Bargny avec donc la possibilité d'un courant de dérive littorale dirigé vers le Nord-Ouest dans le secteur de Rufisque. Les coefficients de réfraction montrent que ce sont les houles de Sud qui subissent les réductions de hauteur les plus importantes. En effet, le coefficient de réfraction dans la zone de Rufisque varie entre 0,86 pour la houle de Sud-Ouest (N230°) et 0,68 et 0,65 respectivement pour les houles de N180° et N190° (houles de Sud). and a second second



.



۰.

۰.-

· · •

and the second second

4 ... ·



•.

3. Conditions au déferlement

Les calculs de hauteur et de profondeur d'eau au déferlement faits en utilisant les données de houle au large permettent de faire les constatations suivantes :

- pour les houles modales, le déferlement est de type plongeant. La hauteur au déferlement varie entre 1,30 m et 3,30 m (moyenne de 2,10 m pour une pente de plage de 0,05 et de 2,20 m pour une plage de pente 0,10). Quant à la profondeur au déferlement, elle oscille entre 1,20 m et 3,70 m (moyenne de 2,10 m pour une pente de 0,05 et de 2 m pour une pente de 0,10);

- les houles de période supérieure à 8 secondes, qui donnent des valeurs minima de H'_0/gT^2 , donnent généralement lieu à un déferlement de type gonflant, parfois plongeant. Les hauteurs au déferlement varient entre 1,10 m et 3,60 m (moyenne de 2 m pour une pente de 0,05 et de 2,10 m pour une pente de 0,10). La profondeur au déferlement varie entre 0,70 et 3,20 m (moyenne de 1,80 m pour une pente de 0,05 et de 1,60 m pour une pente de 0,10);

- les houles de courte période (T ≤ 5 s), qui donnent des valeurs maxima de H'_o/gT², effectuent généralement un déferlement de type déversant. La hauteur au déferlement varie entre 1 et 4 m (moyenne de 2 m pour une pente de plage de 0,05 et de 2,10 m pour une plage de pente 0,10) et les profondeurs d'eau au déferlement entre 1,10 et 5,70 m (moyenne de 2,60 m pour une pente de plage de 0,05 et de 2,30 m pour une plage de pente 0,10);

- enfin, pour les houles hautes ($H \ge 3,5$ m), le déferiement est en général de type plongeant. Quant à la hauteur et à la profondeur de déferiement, elles deviennent supérieures à 4,5 mètres.

Ces résultats doivent bien sûr être considérés à titre indicatif car issus de calculs ne tenant pas compte notamment des modifications de hauteur induites par les phénomènes de friction sur le fond, de réfraction et de diffraction, ces deux derniers types de changement de direction étant particulièrement importants dans la zone de Rufisque. On retiendra cependant que les houles modales et fortes tendent à présenter un déferlement de type plongeant qui semble caractéristique de ce secteur littoral (Demoulin, 1967). Par contre, les houles longues bien que peu fréquentes semblent donner un déferlement à gonflement alors qu'à l'inverse les houles courtes donnent des déferlements de type déversant. Par ailleurs, la profondeur moyenne de déferlement se situerait aux environs de deux mètres.

4. Comparaison des deux périodes

Les caractéristiques des houles au large (hauteur, période, direction, cambrure) de même que leur évolution saisonnière ne sont pas fondamentalement différentes d'une 6.1

1.

période à l'autre et sont conformes au climat de houle général observable au large de nos côtes (Nardari, 1993).

III. SYNTHESE ET DISCUSSION DES RESULTATS DE LA PREMIERE PERIODE D'ETUDE : JUILLET 1987 A JUILLET 1988

L'objectif de cette première période d'étude était de cerner le fonctionnement du littoral rufisquois et de mettre ou non en évidence un cycle de plage. A cet effet, 10 profils de plage ont été implantés le long du littoral compris entre le cap des Biches et le cimetière musulman de Thiawlène, soit sur environ 6 kilomètres de côte. Ces profils de plage sont répartis en deux secteurs séparés par la zone comprise entre le cap de Diokoul et l'extrémité du mur de protection présent entre Keuri Souf et Keuri Kao : le secteur cap des Biches-Diokoul (P1 à P6) qui correspond à l'extrémité de la baie de Hann et le secteur Mérina-Thiawlène (P7 à P10) qui appartient à la baie de Rufisque (cf.fig.46). Les descriptions par profil des résultats morphologiques et sédimentologiques sont regroupées dans l'annexe E, tandis que, dans ce paragraphe, les résultats morphologiques et sédimentologiques vont être considérés d'une manière plus globale.

A. RESULTATS MORPHOLOGIQUES

1. Considérations générales

Les tableaux suivants résument les principales caractéristiques morphologiques des profils dans les deux secteurs.

Profils	P1	P2	P3	P4	P5	P6	Moyennes
Largeur moy.	29m	39m	31m	28m	28m	18m	29m
Pente moy.	0,059	0.069	0.076	0,09	0,079	0,123	0,083
Pente max.	0,089	0,085	0,107	0,131	0,121	0,141	0,112
Forme dom.	Rectiligne	Concave	Concave	Concave	Concave	Concave	Concave
Croissants	xx	xx	xx	x	xx	Non	XX

Tableau 21: Principaux paramètres morphologiques (secteur Cap des Biches-Diokoul)

Profils	P7	P8	P9	P10	Moyennes
Largeur moy.	24,5m	26m	21m	27m	25m
Pente moy.	0,09	0,11	0,10	0,10	0,10
Pente max.	0,11	0,14	0,13	0,13	0,13
Forme dom.	Concave	Convexe	Rectiligne	Convexe	
Croissants	xx	x	xx	xx	xx

Tableau 22: Principaux paramètres morphologiques (secteur Mérina-Thiawlène)

Les plages de Rufisque sont dans l'ensemble étroites (27 m de largeur moyenne) et pentues (pente moyenne de 0,08). Pour la plage aérienne, le coefficient de variation (C.V. = rapport entre écart - type et moyenne) de ces deux paramètres morphologiques a une faible valeur (0,13 à 0,27). Par contre, la haute plage est très variable tant en largeur qu'en pente (C.V. variant entre 0,21 et 0,97). Cette forte variabilité de la haute plage est due, pour la largeur, au fait que, lors de la saison des pluies, elle tend à disparaître alors que, pour la pente, elle est due au fait qu'en période d'érosion cette partie de la plage développe de fortes pentes qui la séparent de l'estran. Du point de vue de la largeur, il faut signaler deux plages qui s'écartent de la moyenne : celle de la centrale thermique du cap des Biches et celle du cimetière chrétien de Diokoul. La première (P2) est plus large que la moyenne puisque sa largeur oscille entre 27 et 50 mètres (39 mètres de largeur moyenne). Elle se caractérise par des formes en général concaves, mais peu marquées et c'est la seule plage où ont été observés, en août 87, une crête et un sillon prélittoraux, ceux-ci étant toutefois de très faible ampleur (fig. 61). La deuxième (P6) est très étroite, avec une largeur variant entre 11 et 25 mètres (18 m en moyenne) et des pentes fortes, comprises entre 0,11 et 0,14 (0,12 en moyenne). Cette plage a en général une forme concave, parfois rectiligne (fig. 62). La forme caractéristique de toutes ces plages est le croissant de plage. Il s'agit de formes que l'on rencontre fréquemment sur la côte au Sud de Dakar (Demoulin, 1967; Diallo, 1982), mais également sur d'autres littoraux de la côte ouest-africaine, en particulier ceux qui vont de la Sierra Leone au Ghana (Worrall, 1969) et ceux du Nigéria (Antia, 1987 et 1989). Ils se situent soit à limite haute plage-estran, soit à mi-estran.

N.N.

Entre le cap des Biches et le cimetière chrétien de Diokoul, la largeur de la plage diminue et la pente augmente. Les profils sont majoritairement de forme concave, c'est-àdire typique de plages érodées selon Sonu et James (1973) et les croissants de plage sont présents presque partout.



· · · ·





<u>Entre Mérina et Thiawlène</u>, les plages sont plus courtes (25 m en moyenne) et de pente légèrement plus forte (0,10 en moyenne). La plage où a été levé le profil P8 se distingue des autres par ses fortes pentes et une forme en général convexe (fig. 63). Dans ce secteur, on peut parfois observer deux à quatre générations de croissants de plage emboîtés qui donnent au profil une forme en escalier (fig. 64, profils de novembre et décembre 87).





ĩ

Un certain nombre de caractéristiques morphologiques permettent de décrire ces plages comme des plages réflectives, comparables à celles décrites par Short (1979), Wright *et al.* (1979 et 1985), Sunamura (1988) et Masselink et Short (1993) (fig. 65). Il s'agit notamment de :

- la faible largeur de la plage aérienne (Short et Hesp, 1982) ;

- la présence des croissants de plage, caractéristiques de ce type de plage. La formation des croissants de plage a été attribuée à l'action de différents mécanismes tels que le "swash" (Kuenen, 1948 ; Flemming, 1964 ; Otvos, 1964 ; Williams, 1973 ; Dubois, 1978), les courants d'arrachement (Dalrymple et Lanan, 1976), les mécanismes de propagation de la houle après déferlement (Gorycki, 1973 ; Tamai, 1981) ou les ondes de bord ou "edge waves" (Komar, 1971b et 1973 ; Guza et Inman, 1975 ; Huntley et Bowen, 1975 ; Sallenger, 1979 ; Wright, 1980 ; Guza et Bowen, 1981 ; Inman et Guza, 1982 ; Kaneko, 1984 ; Miller *et al.*, 1989). Les ondes de bord sont des ondes piégées entre la zone de déferlement et le rivage par la réflexion et la réfraction des houles incidentes et se propagent parallèlement au rivage. Parce qu'elles se développent en présence de houles incidentes stationnaires, elles constituent un phénomène ondulatoire caractéristique des plages réflectives (Wright *et al.*, 1979 ; Wright et Short, 1983 ; Antia, 1989). Ce sont les variations longitudinales de leur amplitude qui initieraient la formation des croissants de plage (Guza et Davis, 1974 ; Huntley, 1976 ; Guza et Bowen, 1976) ;

- la faible variabilité des paramètres morphologiques (coefficient de variation en général inférieur à 0,25) qui est comparable aux résultats obtenus sur des plages du même type en Australie (Short, 1980; Short et Hesp, 1982; Wright et Short, 1984).

A cela s'ajoutent certains critères environnementaux qui sont considérés comme favorables au développement de plages réflectives à savoir :

- un environnement protégé qui filtre les houles de forte énergie : c'est le cas des baies (Bryant, 1982; Wright et Short, 1983);

- un plateau continental large et de faible pente qui engendre une importante perte de l'énergie des houles par friction et réfraction (Short et Hesp, 1982). Il faut néanmoins noter que les pentes de plage observées ici ($0,06 < tang\beta < 0,12$) sont en général inférieures aux valeurs considérées comme caractéristiques de ce type de plage (tang $\beta > 0,1$) par Wright *et al.* (1979).



Figure 65 : Les différents états morphodynamiques des plages (d'après Wright et al., 1985)

Le tableau 23 et la figure 66, qui synthétisent les mouvements verticaux mensuels, expriment parfaitement leur complexité, tant du point de vue de leur amplitude que de leur répartition dans le temps et l'espace.

Tableau 23 : Bilan des mouvements verticaux (en m par m linéaire de plage) par profil (juillet 1987 - juillet 1988)

(les figurés indiquent les mouvements verticaux $\geq \pm 0,30$ m par m linéaire de plage)

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P1 à P6
Juil-Août 87	- 0,20	+ 0,05	- 0,20	+ 0,10	0,50 ,	- 0,15	- 0,15
Août-Sept	- 0,10	- 0,10	+ 0,20	×= 0,55	+ 0,40	+ 0,25	0
Sept-Oct	0	+ 0,25	0	+ 0,05	- 0,10	- 0,20	0
Oct-Nov	0	+0,10	~- 0,30 *	+ 0,25	- 0,05	+ 0,25	+ 0,05
Nov-Déc	<i>⊳</i> 0,30∖∖	< <u>,</u> 0,50	- 0,55	%= 0,50 ×	s ÷ 0,5 0 :	- 0,30	- 0,45
Déc 87-Janv 88	+ 0,30	×+ 0,70	☆+ ≾0,45√	×+ 0,50	*+ 0,35	+ 0,15	+ 0,40
Janv-Fév	- 0,20	- 0,25	0,4 0	- 0,05	0	- 0,10	- 0,15
Fév-Mars	- 0,10	+ 0,25	1	S -0,9 0)= 0,8 0	- 0,20	- 0,35
Mars-Avr	- 0,25	- 0,30	/	्+ 0,35	+ 0,60	+ 0,30	+ 0,15
Avr-Mai	0	- 0,25	/	+ 0,15	- 0,20	+0,10	- 0,05
Mai-Juin	ं+ 0,45	+ 0,15	0,35 *	+ 0,50	0	+ 0,25	+0,15
Juin-Juil 88	+ 0,30	+ 0,20	+ 0,25	- 0,05	+ 0,40	- 0,15	+0,15
Cumuls	- 0,10	+ 0,30	1	- 0,20	- 0,40	+ 0,20	

a: Secteur du cap des Biches à Diokoul

b: Secteur de Mérina à Thiawlène

	A REAL PROPERTY AND A REAL				
	P7	P8	P10	P7 à P10	P1 à P10
Juil-Août 87	+ 0,10		+ 0,10	+ 0,25	0
Août-Sept	+ 0,20	+ 0.05	+ 0,25	+ 0,15	+ 0,05
Sept-Oct	<u></u>	- 0,15	- 0,45	⊘⊗ ∻ 0,30 ↔	- 0,10
Oct-Nov	+ 0,05	+ 0,25	- 0,05	+ 0,10	+ 0,05
Nov-Déc		+ 0,10	. + 0,20	- 0,05	•
Déc87-Janv88	+ 0,30	ar 1,65 ar	+ 0,10	***+ 0 , 35 ***	ien: :+ 0,40 ∂‰
Janv-Fév	- 0,10	- 0 , 50 - 8	ss-0,30 ss	- 0,30	- 0,20
Fév-Mars	.0,40	- 0,60		*** -0,50 ***	- 0,40
Mars-Avr	+ 0,75	/ & + 0,35 ×	<hr/> ************************************	///////////////////////////////////////	+ 0,30
Avr-Mai	- 0,40	0		- 0,20	- 0,10
Mai-Juin	- 0,10	- 0,15	- 0,25	- 0,15	+ 0,05
Juin-Juil88	+ 0,05	0	<a>+ 0,55 ·	+ 0,20	+ 0,15
Cumuls	- 0,25	+ 0,55	+ 0,05		



Si l'on considère les moyennes des mouvements verticaux par secteur, il est possible de distinguer trois grandes périodes qui sont loin d'être homogènes :

- une période de mouvements variables de juillet 87 à novembre 87, au cours de laquelle les mouvements verticaux sont relativement limités, mais surtout différents selon les secteurs. En effet, alors qu'entre le cap des Biches et Diokoul alternent mouvements d'érosion et mouvements d'accumulation, c'est l'accumulation qui prédomine dans le secteur Mérina-Thiawlène, bien qu'interrompue, entre septembre et octobre, par un net mouvement érosionnel ;

- une période d'érosion dominante qui s'étend de novembre 87 à mars 88. Les mouvements verticaux sont alors importants, nettement érosionnels et correspondent à des plages larges de forme concave et à forte pente. Les mouvements d'érosion maximum s'observent soit entre novembre et décembre (secteur du cap des Biches à Diokoul), soit entre février et mars (secteur Mérina-Thiawlène). Néanmoins, entre décembre 87 et janvier 88, on observe sur tous les profils un très net mouvement d'engraissement, qui peut d'ailleurs être, pour certains profils, la période d'accumulation maximum. Sall (1982) avait observé sur la côte nord un phénomène semblable et l'avait attribué à l'arrivée de houles longues ;

- une période d'accumulation dominante, de mars à juillet 88, les mouvements les plus importants étant enregistrés le plus souvent entre mars et avril, plus rarement entre juin et juillet. Lors de cette période, les profils tendent à être convexes à rectilignes avec parfois de fortes pentes tandis que la largeur de la plage aérienne diminue. Néanmoins, on note, au cours de cette période et notamment dans le secteur de Mérina-Thiawlène, des mouvements d'érosion localisés.

D'une manière générale, les mouvements présentent leur plus grande amplitude entre novembre et avril.

Cependant, cette synthèse des résultats ne doit pas faire oublier qu'au sein d'une période de tendance donnée, on peut observer, ponctuellement, mais tout le long du littoral, la tendance inverse. D'un autre côté, au cours d'un même mois, deux profils voisins peuvent présenter des mouvements verticaux opposés (fig. 66). Le fait que les périodes à tendance bien établie (érosionnelle ou accrétionnelle) ne coïncident pas exactement avec les saisons, mais surtout la forte variabilité spatiale et temporelle des évolutions mensuelles, ne permettent pas de conclure à un fonctionnement saisonnier des plages du 'littoral rufisquois qui devrait se traduire par une succession de profils érodés (ou profils d'"hiver") et de profils accrétés (ou profils d'"été"). D'ailleurs, cette théorie, qui est basée sur des études de plage de la côte ouest des Etats-Unis où le climat des houles a effectivement une signature saisonnière très marquée, a été sévèrement critiquée quand les études de ce type se sont étendues à d'autres littoraux du monde où les houles très énergétiques ne répondent pas forcément à une répartition saisonnière. Il est actuellement suggéré de distinguer entre profils de forte énergie et profils de faible énergie (Sallenger et al., 1985). D'autre part, la variabilité spatio-temporelle de l'évolution morphologique des plages a été observée ailleurs (Larson et Kraus, 1994) et en particulier sur les côtes du Nigéria (Oyegun, 1991). Enfin, il faut noter que les passages d'une tendance à l'autre ne se traduisent pas, comme cela a été décrit par les australiens (Short, 1979 ; Wright et al., 1979) ou les japonais (Sunamura, 1988), par un changement de la nature des plages ; elles conservent leurs caractéristiques de plages réflectives et peuvent donc être considérées comme des plages réflectives modales (Wright et Short, 1983) et 1984).

Une autre observation est la faible ampleur des mouvements verticaux, en général inférieurs à \pm 0,30 m par m linéaire de plage. Ceci est une caractéristique des plages réflectives modales (Wright et Short, 1983 et 1984). Le profil P6, au niveau du cimetière chrétien de Diokoul, se caractérise ainsi par des mouvements verticaux mensuels qui sont toujours faibles (compris entre - 0,30 et + 0,30 m par m linéaire de plage, figs. 66 et 67). Par contre, le profil P5, situé à moins de 1 kilomètre du précédent, présente des mouvements verticaux beaucoup plus importants tant dans un sens que dans l'autre (- 0,80 à + 0,60 m par m linéaire de plage, figs. 66 et 68).

Les mouvements verticaux, déduits de la comparaison des profils mensuels, sont de trois types : des mouvements d'érosion, d'accumulation ou de compensation, ces derniers désignant des mouvements combinés d'érosion et d'accumulation le long d'un profil, ce qui aboutit à un bilan global proche de zéro et traduit un échange sédimentaire le long de la plage aérienne. Ces types de mouvements induisent des modifications morphologiques de la plage très diverses, les plus fréquemment observées étant représentées sur la figure 69. Cette figure montre que l'évolution morphologique de la plage dépend essentiellement de la forme de départ du profil, influence qui avait déjà été signalée par différents auteurs (Sunamura et Horikawa, 1974 ; Short, 1979 ; Wright et Short, 1983 et 1984), mais aussi de la répartition le long de la plage des zones de dépôt et d'érosion. D'une manière générale, les mouvements d'accumulation entraînent toujours un réhaussement du profil et une tendance à la diminution de la pente de la plage alors que les mouvements d'érosion produisent un abaissement du profil et une tendance à l'augmentation de la pente. Quant aux mouvements de compensation, ils conduisent à des variations opposées du niveau des parties haute et basse de la plage, avec des évolutions diverses de la pente du profil de plage. Par contre, il apparaît nettement que la forme d'un profil de plage ne peut être considérée comme un indice fiable d'une tendance érosionnelle ou accrétionnelle de la plage, en accord avec les conclusions de Thom et Hall (1991).





ACCUMULATION même pente -> diminution de la pente diminution de la pense EROSION même pense AUTIO diminution de la pense COMPENSATION



La largeur de la plage aérienne est maximum entre décembre et mars, puis diminue fortement à partir de mars, ce qui s'accompagne souvent d'une disparition de la haute plage. Ces variations de largeur de la plage aérienne, qui sont de l'ordre de 9 à 24 mètres, pourraient être dues en grande partie aux variations saisonnières du niveau marin. En saison sèche, l'upwelling est bien installé et le refroidissement des eaux, de même que le déplacement des eaux de surface vers le large, sous l'action des alizés, induisent un abaissement du niveau marin alors qu'en hivernage, la disparition de l'upwelling, permettant l'arrivée d'eaux de surface chaudes, et la disparition des alizés provoquent une remontée du niveau marin. Il est d'ailleurs particulièrement significatif de constater que le rétrécissement de la plage aérienne, observé en octobre-novembre 87, correspond très exactement à une remontée du niveau marin à une hauteur comparable à celle observée en juillet. Cette relation entre les variations du niveau marin et de la largeur de la plage aérienne a été observée tant au niveau des lacs (Dubois, 1973 et 1975 ; Hands, 1983) que des plages océaniques (Schwartz, 1967; Bryant, 1983; Clarke et Eliot, 1983) et elle constitue un des éléments de la loi de Bruun. Cependant, on constate ici que l'élévation du niveau marin coïncide avec un engraissement de la plage, à l'inverse de ce qui est proposé dans la loi de Bruun. Deux explications peuvent être avancées. Tout d'abord, même si la loi de Bruun est correcte, une élévation du niveau marin accompagnée de houles "constructrices" peut se traduire non pas par une érosion de la plage, mais par une accrétion. De plus, la loi de Bruun ne s'appliquerait qu'aux variations à long terme du niveau marin, car il y aurait un temps minimum nécessaire (plusieurs années au moins) avant qu'un profil de plage réagisse à une modification du niveau marin (Dean et Maurmeyer, 1983; Hands, 1983; Healy, 1991).

En termes de bilan annuel, la majorité des profils ont un bilan faiblement érosionnel (en général inférieur à - 0,30 m par m linéaire de plage et par an) (tab. 23). Les différences observées entre les valeurs obtenues par cumul des variations mensuelles et celles issues d'une comparaison entre les profils de juillet 87 et de juillet 88 sont dues au fait que ces deux méthodes ne concernent pas les mêmes longueurs de plage. C'est la plage du cimetière musulman de Diokoul (P5) qui présente le bilan le plus négatif (- 0,40 m par m linéaire de plage et par an). Plusieurs facteurs pourraient expliquer cette situation d'érosion importante, qui semble d'ailleurs caractériser la portion de littoral comprise entre la centrale thermique du cap des Biches et Diokoul :

- d'après l'étude des variations longitudinales des indices granulométriques, le cimetière musulman de Diokoul serait localisé dans une zone de divergence de la dérive littorale, situation favorable à l'érosion;

- cette plage se situe également sur le flanc nord-ouest d'une zone où les courbes bathymétriques dessinent une saillie rejoignant les îlets de Khoniet (fig. 70 a). Ce type de forme est due à un dépôt sédimentaire, rendu possible par les phénomènes de diffraction et de réfraction induits par les îlets de Khoniet qui se comportent comme un
brise-lames au large. La tendance à long terme est la formation d'un tombolo (Sunamura, 1988). Or, ce processus d'accumulation s'accompagne d'une érosion du littoral de part et d'autre de la saillie, érosion induite par des courants littoraux engendrés par les houles diffractées (Silvester et Hsu, 1993; fig. 70 b). Il est d'autre part intéressant de noter la dissymétrie de cette saillie qui indique une érosion plus importante de son flanc NW (fig. 70 a);

- enfin, dans toute cette zone, les extractions de sable sont importantes et déterminent même des éboulements de la microfalaise limitant le cordon littoral, ce qui expliquerait la présence de blocs de grès de plage sur le haut de la plage. Ces activités humaines contribuent nécessairement à engendrer ou aggraver un déficit sédimentaire. La tendance générale à l'érosion du littoral rufisquois peut être mise en relation avec la nature même de ces plages. En effet, les plages réflectives, bien que représentant le stade ultime d'une séquence d'accrétion (fig. 65), sont très sensibles à l'érosion, notamment à cause du faible stockage sédimentaire qui les caractérise (Wright *et al.*, 1979 ; Short, 1979 et 1980 ; Short et Hesp, 1982 ; Wright et Short, 1983). Aussi toute modification négative, même minime, de ce stock sédimentaire accentue leur sensibilité à l'érosion.

A l'inverse de cette tendance générale à l'érosion, trois plages présentent un bilan annuel positif :

- la plage de la centrale thermique (P2) (+ 0,30 m par m linéaire de plage et par an) se distingue des autres par le fait qu'au lieu de présenter les périodes décrites cidessus, elle se caractérise plutôt par une succession régulière de mouvements d'érosion et d'accumulation. De plus, il semble y avoir une redistribution des sédiments le long du profil, entre la haute plage qui est érodée (- 0,35 m par m linéaire de plage et par an) et l'estran qui s'engraisse (+ 0,45 m par m linéaire de plage et par an). Ce profil bénéficie peut-être de sa position particulière, en arrière du banc des Biches sur lequel les houles brisent ou tout au moins perdent une partie de leur énergie, déterminant ainsi une zone relativement calme hydrodynamiquement où les sédiments peuvent se déposer ;

- la plage du cimetière chrétien de Diokoul (P6) (+ 0,20 m par m linéaire de plage et par an) se caractérise quant à elle par la faiblesse des mouvements verticaux mensuels (inférieurs à \pm 0,30 m par m linéaire de plage). Le bilan positif de ce profil pourrait être attribué à l'effet des épis de Diokoul et à une alimentation régulière par la dérive littorale. C'est d'ailleurs certainement ces apports qui, ne pouvant contourner le cap de Diokoul, se déposent au droit du cap et forment aussi le petit haut fond situé juste au droit du cimetière chrétien (fig. 70 a);

- la plage de Mérina (P8) est celle qui a le bilan le plus positif (+ 0,55 m par m linéaire de plage et par an), avec une forte accumulation sur l'estran. Cette plage se distingue nettement de toutes les autres par une inversion des périodes avec une accumulation prédominante de juillet 87 à janvier 88, suivie d'une période d'érosion de janvier à juillet 88. _ i+

-



B. RESULTATS SEDIMENTOLOGIQUES

1. Caractères généraux des sédiments

Les diagrammes de dispersion d'indices granulométriques regroupant l'ensemble des 384 échantillons traités permettent les remarques suivantes (fig. 71) :

- le kurtosis ne varie que très peu et est centré autour de 1. Les sédiments sont donc dans leur immense majorité mésokurtiques ce qui serait caractéristique des sédiments unimodaux (Cronan, 1972). Cette faible variation fait que le kurtosis ne peut être un critère de distinction entre les sédiments provenant des différents sousenvironnements de la plage. De nombreux auteurs ont déjà signalé le peu de signification, en termes d'environnement, du kurtosis (Shepard et Young, 1961 ; Martins, 1965 ; Friedman, 1967 ; Koldijk, 1968 ; Awasthi, 1970) ;

- le diagramme SK-Sigma se caractérise par une forte dispersion des points et un coefficient de corrélation très faible (0,05). Il n'y a donc pas de relation entre le degré d'asymétrie des courbes et le classement des sédiments ;

- le diagramme Mz-SK a une forme en < qui indique la présence de deux tendances : pour des valeurs de moyenne inférieures à environ 200 μ m, le skewness passe de valeurs positives à des valeurs négatives quand la moyenne augmente; par contre, pour les sédiments de moyenne supérieure à 200 μ m, on observe l'évolution inverse. Ces deux tendances opposées expliquent l'absence de corrélation (r = 0,09). Hanamgond et Chavadi (1992) ont fait la même observation mais, pour leurs échantillons, la limite se situe aux environs de 144 μ m;

- le diagramme Mz-Sigma montre une relation entre ces deux paramètres, le classement étant d'autant meilleur que le sédiment est fin, ceci en accord avec d'autres études antérieures (Folk, 1966; Sonu, 1972; Hanamgond et Chavadi 1992). Cependant, la dispersion des points est assez importante ce qui explique le faible coefficient de corrélation obtenu (0,23).



Figure 71 : Diagramme de dispersion d'indices granulométriques Période de juillet 87 à juillet 88 (384 échantillons)

í,

Il apparaît donc, d'après ces résultats, que les diagrammes de dispersion qui seront les plus utiles pour distinguer les sédiments des différents sous-environnements des plages sont les diagrammes Mz-Sigma et Mz-SK. Divers auteurs ont mis en évidence l'efficacité des diagrammes Mz-Sigma pour distinguer, par exemple, plages océaniques exposées aux houles du large et plages de baies protégées (Nordstrom, 1977 a) ou bien pour différencier sables de plage en érosion de sables de plage en accumulation (Anwar *et al.*, 1979). Quant à la capacité du skewness à discriminer les environnements, elle est appréciée différemment selon les auteurs. Si, pour certains, le skewness est un très bon indicateur d'environnement (Mason et Folk, 1958 ; Friedman, 1961 ; Duane, 1964 ; Martins, 1965 ; Moiola et Weiser, 1968 ; Greenwood, 1969 ; Awasthi, 1970), pour d'autres (Shepard et Young, 1961 ; Nordstrom, 1977 a ; McLaren, 1981), il n'a pas de signification environnementale. Ces divergences quant à la signification du skewness pourraient être dues aux méthodes de prélèvement et d'analyse, mais aussi aux formules utilisées pour calculer ce paramètre (Folk, 1962 ; Duane, 1964).

Les diagrammes de dispersion ont été repris mais en identifiant les échantillons selon les mois de prélèvement. Aucun regroupement significatif n'a été observé (fig. 72). Ceci s'explique dans la mesure où les échantillons proviennent de différents profils dont l'évolution mensuelle dépend avant tout des caractéristiques granulométriques originelles de chaque échantillon. En regroupant tous les échantillons sur un même graphique, on aboutit à des recoupements qui rendent impossible toute analyse des évolutions mensuelles. Celle-ci ne pourra procéder que d'une étude des variations granulométriques par profil.



Figure 72 : Diagramme de dispersion Mz-Sigma avec identification des mois

Enfin, les sédiments du secteur cap des Biches-Diokoul d'une part, ceux du secteur Mérina-Thiawlène d'autre part, ont été identifiés sur les mêmes diagrammes de dispersion et également sur un diagramme Mz - %CaCO₃ (fig. 73).



Cette figure montre des caractéristiques sédimentologiques des sables sensiblement différentes selon les secteurs. Les sédiments du secteur Mérina-Thiawlène se caractérisent avant tout par leur granulométrie plus grossière (Mz en général supérieure à 200 μ m) mais aussi par leur pourcentage en carbonates légèrement plus faible (en général < 10%). D'autre part, ils sont en majorité plus mal classés que ceux du premier secteur, ceci étant essentiellemet lié au fait que les sables sont plus grossiers. Il faut également noter que c'est dans ce dernier secteur qu'a été trouvé le plus grand nombre de sédiments plurimodaux. Quant au skewness, et en rapport avec ce qui a été indiqué plus haut, il ne semble pas être un critère absolu de différenciation entre ces deux secteurs mais dépendrait plutôt de la moyenne Mz. C'est ainsi que les sédiments du secteur cap des Biches-Diokoul présentent en général une corrélation négative entre la moyenne Mz et le skewness, alors que ceux de Mérina-Thiawlène ont une corrélation positive entre ces deux paramètres.

De telles différences granulométriques de part et d'autre d'un cap, ici le cap de Diokoul, sont caractéristiques d'un fonctionnement en cellules distinctes (Peterson *et al.*, 1990).

2. Différenciation sédimentologique des sous-environnements de la plage aérienne

Les diagrammes de dispersion, essentiellement les diagrammes Mz-Sigma et Mz-SK, ont permis de distinguer deux grands ensembles de sédiments, sur la base essentiellement de la moyenne : les sables de la haute plage et du haut estran d'une part, ceux du bas estran d'autre part. Les premiers sont plus grossiers et présentent en général un skewness positif, alors que les sables du bas estran sont plus fins et ont un skewness à tendance négative (fig. 74). Et, dans quelques cas (P4 et P5), il est même possible de distinguer les sables de la haute plage de ceux du haut estran (fig. 75). Il y a cependant des exceptions à cette répartition. C'est ainsi que les échantillons du bas estran peuvent être aussi grossiers que ceux de la partie haute de la plage. Ceci a été observé en juillet 88, qui est une période d'accumulation, au cours de laquelle on a noté souvent une augmentation de la moyenne de la haute plage au bas estran, contrairement à ce qui est observé la plupart du temps. Quant aux sédiments du haut de plage, ils peuvent être plus fins que normalement, ce qui est assez rare, mais, dans ce cas, il s'agit de sables riches en minéraux lourds. De toute façon, il ne faut pas perdre de vue que ces différents ensembles sédimentaires se recouvrent plus ou moins, ce qui traduit la parenté existant entre les sédiments des différentes unités morphologiques de la plage. Enfin, la tendance générale est à la diminution de la moyenne granulométrique Mz de la haute plage au bas estran, accompagnée d'une amélioration du classement.



,

. ..

Figure 74 : Différenciation des sédiments de la haute plage-haut estran et des sédiments du bas estran grâce aux diagrammes de dispersion Mz-Sigma et Mz-SK. Exemple de P8.

•.

6



.

Figure 75 : Différenciation des sédiments des différents sous-environnements de la plage grâce aux diagrammes de dispersion Mz-Sigma et Mz-SK. Exemple de P4.

Il faut également signaler quelques cas particuliers. C'est ainsi qu'entre les profils P3 et P6, ce sont les sables de haut de plage qui ont tendance à présenter un skewness négatif, alors qu'au niveau du bas estran la tendance est à un skewness positif (fig. 76).



Figure 76 : Variations du skewness des sédiments de plage en P6

Enfin, deux cas de forte dispersion des sédiments, rendant impossible toute différenciation des principales unités morphologiques de la plage, ont été observés au niveau des profils P2 et P7 (fig. 77).



Figure 77 : Sédiments de plage relativement homogènes. Cas de P2

Discussion

ر ... و

Les sédiments du haut de plage (haute plage-haut estran) sont donc plus grossiers que ceux du bas estran. Or, sur la plupart des littoraux sableux, c'est l'inverse qui est observé, le bas estran, soumis à des conditions plus énergétiques (action de la houle) que la haute plage, se caractérisent par des sédiments plus grossiers (Mason et Folk, 1958; Miller et Zeigler, 1958; Fox et al., 1966; Dubois, 1982). Par ailleurs, les sédiments du haut de plage se distinguent de ceux du bas estran par le fait qu'ils sont plus mal classés et à skewness positif. Ces relations entre les indices granulométriques des parties haute et basse de la plage sont exactement du même type que celles décrites par McLaren (1981) entre un sédiment source - qui serait représenté ici par les sables de la haute plage - et un sédiment déposé, dont il serait issu après transport - les sables du bas estran. Cette interprétation est d'ailleurs conforme à la forte parenté observée entre ces différents sédiments, qui se traduit souvent par des recouvrements des sédiments des différentes unités morphologiques. De plus, une telle répartition des caractéristiques sédimentologiques des sables du haut au bas de plage a été également observée sur des plages de baie en Inde (Hanamgond et Chavadi, 1992), les mécanismes de ségrégation granulométrique identifiés étant le "swash-backwash" pour les sédiments du bas estran et les vents dirigés vers la côte pour les sédiments de haut de plage. Le skewness négatif est une caractéristique des sédiments du bas estran, celui-ci étant dû à un vannage sélectif des éléments fins vers le large, sous l'action du "backwash" (Duane, 1964 ; Friedman, 1967). Le skewness positif des sédiments du haut de plage serait dû, quant à lui, à un enrichissement en éléments fins sous l'action des vents (Martins, 1965 ; Folk, 1966 ; Greenwood, 1969).

L'inversion du signe du skewness observé au niveau des profils P3 à P6 pourrait s'expliquer ainsi :

- les skewness négatifs des sables de la haute plage-haut estran pourraient être liés à des apports d'éléments grossiers, suite à une attaque du cordon littoral, accentuée dans ce secteur par les activités d'extractions de sable, et une forte érosion de la haute plage. Les skewness les plus négatifs observés au niveau de P6 correspondent en fait à des sédiments bimodaux à mode secondaire très grossier (800 à 1000 μ m). C'est d'ailleurs le long de cette partie du littoral rufisquois que l'on a observé sur les plages, entre novembre et juin, des blocs de grès de plage et des galets de roches volcaniques ;

- les skewness positifs du bas estran seraient, de la même manière, dûs à des apports préférentiels de sédiments fins, pouvant provenir non seulement des dépôts constitutifs du cordon littoral, après un tri préférentiel, laissant les grossiers sur la partie haute de la plage, mais aussi de sédiments plus fins, présents à faible profondeur sous la plage et mis à jour par l'érosion de la plage. Enfin, il faut rappeler la liaison entre taille moyenne des sédiments et skewness qui fait qu'en dessous d'une valeur de Mz de 200 µm environ, le skewness tend à être d'autant plus positif que la moyenne diminue (fig.72).

Quant à forte homogénéité des sédiments de la plage de la centrale thermique du Cap des Biches (P2), elle cadre bien avec le bilan positif (accrétionnel) de ce profil. L'homogénéisation des sédiments serait liée à des apports constants sur la plage provenant de la même source sédimentaire. Une telle explication ne peut s'appliquer au cas du profil P7.

3. Evolution mensuelle des sédiments de plage

a. Considérations générales

Si l'on examine les variations des indices granulométriques - obtenues en faisant la différence entre les valeurs extrêmes de la moyenne mensuelle de chaque indice par unité morphologique - et en particulier de la moyenne Mz, les constats suivants peuvent être faits :

- c'est le bas estran qui présente les plus fortes variations granulométriques au cours de l'année (tab. 24), ce qui est vraisemblablement en relation avec le fait que c'est la zone qui subit les mouvements verticaux les plus importants car c'est là où l'énergie de houle est la plus forte (Zeigler et Tuttle, 1961 ; Oyegun, 1991) ;

Tableau 24 : Variations de la moyenne Mz (en µm) au cours de l'année, selon les unités morphologiques

	Haute plage	Haut estran	Bas estran
Pl	58	88	98
P2	59	83	53
P3	42	60	75
P4	20	62	96
P5	47	31	80
P6	n.s	67	91
P7	101	106	146
P8	63	81	114
P9	n.s.	94	90
P10	77	73	138

(n.s. : non significatif)

- les plages du secteur Mérina-Thiawlène sont plus variables granulométriquement que celles du secteur Cap des Biches-Diokoul (tab. 25);

	Juillet87	Sept	Nov	Janvier	Mars	Mai	Juillet88	Var.an.
P1	71	62	93	94	87	75	30	119
P2	7	41	41	31	60	42	42	83.
P3	40	51	68	67	(n.d.)	38	51	107
P4	60	66	88	83	120	66	46	136
P5	(n.s.)	27	49	91	88	59	41	104
P6	(n.d.)	39	73	48	72	64	57	iii 92.**
P7	60	86	24	87	123	109	65	182
P8	24	55	114	117	112	105	68	119
P9	34	120	105	65	97	112	68	138
P10	59	57	146	59	60	109	67	146

Tableau 25 : Variations de la moyenne Mz (μm) par profil (de la haute plage au bas estran) et par mois

(en gras, variations mensuelles les plus importantes ; en grisé, variations annuelles les moins importantes ; n.s. : non significatif ; n.d. : non disponible)

- les plus fortes variations granulométriques s'observent en général entre novembre et mars, c'est-à-dire lors de la période à érosion dominante (tab. 25). C'est ainsi que, pour les profils situés entre la centrale thermique du cap des Biches et Diokoul (P3 à P5), on a pu observer, au cours ou à l'issue de la période d'érosion, des sédiments grossiers, tels que des galets de roches volcaniques, des blocs de grès de plage, mais aussi des affleurements de sédiments sablo-argileux (fig. 78). Leur présence inhabituelle et temporaire sur les plages de la région a déjà été signalée et a été mise en relation avec des périodes d'érosion des plages (Demoulin, 1967 ; Masse, 1968 ; Lawson, 1970). D'autres auteurs (King et Barnes, 1964 ; Niedoroda et al., 1984) considèrent également que des accumulations sédimentaires inhabituelles sont typiques d'un régime érosionnel des plages, alors que pour Peterson et al. (1990) elles traduiraient plutôt une sousalimentation des plages. Dans cette partie du littoral rufisquois, les grès de plage et les niveaux sablo-argileux constituent le soubassement du cordon littoral (Demoulin, 1967; Demoulin et Masse, 1969 ; Diouf, 1989). Quant aux galets de roches volcaniques, ils sont présents sous la plage à faible profondeur (vers - 0,30 m dans la zone du cimetière musulman de Diokoul) et sont sans doute issus de l'altération du filon d'ankaratrite miocène de Diokoul qui se prolonge en mer par les îlets de Khoniet. Si la présence des blocs de grès de plage, en général en haut de plage, semble liée à une érosion importante du cordon littoral et de la haute plage, les galets de roches volcaniques seraient mis à jour après érosion des sables de plage actuels puis remaniés par les houles, en direction du haut de plage. Enfin, il est remarquable de constater que, dans chaque secteur, ce sont les plages qui ont un bilan annuel positif (en accumulation) qui présentent les plus faibles variations granulométriques (P2 et P6 dans le secteur Cap des Biches-Diokoul ; P8 dans le secteur Mérina-Thiawlène).



b. Mise en évidence d'un cycle sédimentaire

Sur toutes les plages étudiées, il existe un cycle sédimentaire, au moins sur le bas estran - les autres unités morphologiques présentant des variations moins importantes des sédiments -, bien mis en évidence par l'évolution mensuelle de la moyenne Mz. En effet, on observe un affinement des sédiments entre novembre et mars, puis un retour à des sédiments plus grossiers. En général, le minimum de la moyenne Mz se situe en mars, plus rarement en janvier (P1 et P5) et le maximum en juillet (fig. 79).



Figure 79 : Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran. Cas de P4

Certains profils présentent une courbe bimodale d'évolution mensuelle de la moyenne. C'est le cas des profils de la centrale thermique du cap des Biches (P2) et du cimetière de Thiawlène (P10), avec deux minima en novembre 87 et mai 88, un maximum en juillet et un maximum secondaire en janvier 88 (fig. 80). Le profil de Thiawlène (P9), présente également une courbe bimodale mais le premier minimum se situe en septembre 87 et le maximum secondaire en novembre 87, avec un léger épaulement entre janvier et mars 88.



Figure 80 : Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran. Courbe bimodale. Cas de P10

Discussion

L'étude de l'évolution mensuelle de la moyenne Mz a donc mis en évidence un véritable cycle sédimentaire avec :

- entre mai et septembre, où se produisent des mouvements d'accumulation sur les plages, des sables du bas estran relativement grossiers et une faible variabilité granulométrique le long des profils de plage;

- entre novembre et mars, qui est la période à érosion dominante, les sables du bas estran deviennent beaucoup plus fins en même temps que s'installe une forte variabilité granulométrique le long des profils. C'est lors de cette période qu'affleurent sur la plage, entre la centrale thermique du Cap des Biches et Diokoul, des dépôts normalement enfouis, soit très grossiers (blocs de grès de plage, galets de roches volcaniques), soit très fins (sédiments sablo-argileux).

Ce cycle sédimentaire sur le bas estran est pratiquement l'inverse de ce qui est généralement observé sur les littoraux. En effet, les périodes d'érosion correspondent à la présence de sédiments grossiers sur le bas estran, suite au départ préférentiel des éléments fins entraînés par le "backwash" des houles érosives, alors que les périodes d'accumulation voient le retour des éléments fins entraînés par les houles constructrices (Engstrom, 1974 ; Chauhan *et al.*, 1988 ; Dubois, 1989). Or, dans le cas présent, la période d'érosion dominante correspond justement à un affinement des sédiments. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette différence :

- les processus dynamiques présentent des particularités en termes de capacité et de mode de transport. Cette hypothèse, si elle ne peut être exclue, ne peut être vérifiée compte tenu de l'absence de données de houles au rivage ;

- il y aurait une forte influence de la granulométrie des sédiments sous-jacents. Les mouvements d'érosion mettraient à jour des sédiments normalement enfouis, de granulométrie plus fine que les sables présents lors de la période antérieure. Il pourrait s'agir notamment de sables à minéraux lourds et, quand l'érosion est importante, des sables argileux constituant le soubassement de la plage. Quant aux sédiments grossiers observés en surface de la plage, entre la centrale thermique du Cap des Biches et Diokoul, ils correspondraient à des dépôts résiduels, issus de la mise à jour par l'érosion d'une couche à granulométrie hétérogène. Sous l'action des houles, les éléments les plus fins seraient entraînés vers le bas de plage alors que les plus grossiers resteraient sur place. Un tel fonctionnement signifie également une faible abondance des sédiments disponibles pour le remaniement par les houles qui fait, qu'en cas de forte érosion, le soubassement de la plage affleure, influençant fortement la granulométrie des sédiments du bas estran. C'est ainsi que le cycle sédimentologique normal serait perturbé. 4. Variations longitudinales des indices granulométriques

L'objectif de cette analyse était de mettre en évidence l'existence et le sens d'une possible dérive littorale et d'examiner son évolution au cours de l'année.

Deux types d'analyse ont été faites, qui sont basées sur l'évolution de la moyenne et de l'indice de classement. Les résultats sont présentés dans le tableau 26 et la figure 81.

Tableau 26 : Sens de la dérive littorale par secteur et par mois selon le modèle de McLaren (1981)

C : Zones de convergence de la dérive littorale ; D : Zones de divergence de la dérive

a. Secteur du cap des Biches à Diokoul

	P2	P3	P4	P5	P6
Septembre 87		->C<	D	->C<	
Novembre 87	>	C	C <	D	>
Janvier 88		->C<	D		>
Mars 88			->C<	D	>
Mai 88	*****		·>C<	D	>
Juillet 88			•		>

b. Secteur de Mérina à Thiawlène

P7	P8	P9	P10
	>C<	******	
	>C<		
	>C<		
;	>C<	D	>
•	>C<		
	>C<	D	>
	P7	P7 P8 >C< >C< >C< >C<	P7 P8 P9 >C< >C <d >C< D >C< D</d

754 100 - 100

3

a server a s





b. Variations de sigma

0,1

Figure 81 : Variations longitudinales de la moyenne Mz et de sigma sur le bas estran (septembre 87 à juillet 88)

Les deux types d'analyses utilisées montrent que, s'il existe un sens dominant de la dérive littorale - en direction du Sud-Est pour le secteur Cap des Biches-Diokoul et en direction du Nord-Ouest entre Thiawlène et Mérina -, celui-ci peut changer, soit au cours d'un même mois entre deux plages voisines, soit selon les mois, ce qui est en accord avec des observations similaires faites sur d'autres littoraux indiquant une forte variabilité spatio-temporelle de la dérive littorale (Dolan *et al.*, 1987). C'est ainsi que, dans la zone comprise entre la centrale thermique du cap des Biches (P2) et le cimetière musulman de Diokoul (P5), existent des **inversions du sens de la dérive littorale avec une zone de divergence plus ou moins localisée au niveau du cimetière musulman**, mais pouvant se déplacer plus au Nord-Ouest (P4), et une zone de convergence qui se déplace entre P3 et P4. Dans le secteur Mérina-Thiawlène, le fait majeur est la présence d'une zone de convergence permanente de la dérive littorale à Thiawlène (P8). De plus, le sens général de la dérive littorale dans ce secteur peut s'inverser selon les mois (cas de mars et juillet 87).

Certains de ces résultats semblent confirmés par les études morphologiques puisqu'en effet, la zone de divergence observée au niveau du cimetière musulman de Diokoul est en accord avec le fait que cette plage présente un bilan annuel très érosionnel (-0,42 m par m linéaire de plage et par an), alors que la zone de convergence détectée à Mérina (P8) correspond à un profil présentant un bilan annuel très positif (+0,58 m par m linéaire de plage et par an). Il faut néanmoins remarquer que les deux techniques d'analyse utilisées ne donnent pas exactement les mêmes résultats, ce qui pose le problème de la fiabilité et de la précision de ces méthodes.

Plus généralement, il semble de toute façon illusoire de vouloir déduire, par ce type de démarche analytique, l'évolution précise dans l'espace et le temps de la dérive littorale pour plusieurs raisons :

- tout d'abord, même si la plupart des auteurs s'entendent sur le fait que la moyenne Mz diminue dans le sens de la dérive littorale (Jacobsen et Schwartz, 1981), d'autres (McCave, 1978; Bryant, 1982) signalent des cas où, au contraire, elle augmente dans le sens de la dérive littorale. De plus, peut également intervenir sur la moyenne l'effet d'éventuelles variations longitudinales de l'énergie des houles (Swift *et al.*, 1971);

- la méthode de McLaren (1981) a fait l'objet de quelques critiques. C'est ainsi que Masselink (1992 et 1993) a remis en cause la validité des hypothèses de départ, alors que d'autres auteurs ont mis en évidence d'autres possibilités que les trois cas envisagés par McLaren et ont contesté des points particuliers de la méthodologie (Gao et Collins, 1991). Bien que l'auteur ait répondu à ces critiques (McLaren et Bowles, 1991; McLaren, 1993), il a tout de même reconnu l'existence de facteurs pertubateurs et préconisé une approche statistique (McLaren *et al.*, 1993 a et b);

- Sall (1982) considère que sur la Petite Côte un tri granulométrique des sédiments a peu de chance de s'opérer à cause de l'instabilité de la dérive littorale, tant en

direction qu'en intensité. De plus, il n'est pas sûr qu'un tri granulométrique significatif puisse se produire sur de courtes distances (McLaren et Bowles, 1991);

- enfin, les sédiments présents sur le bas estran peuvent être issus non seulement d'un transport parallèle à la plage, mais aussi du transport perpendiculaire, ce qui rend difficile la mise en évidence d'une liaison entre caractéristiques granulométriques et mode de transport.

Il faut donc éviter de chercher à expliquer dans les détails les résultats obtenus par ce type de méthodes. Néanmoins, quand les observations convergent et qu'elles sont confirmées par d'autres types de données - dans le cas présent par des résultats morphologiques -, elles doivent être prises en compte.

C. RELATIONS ENTRE MORPHOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE

Seront examinées ici les relations entre pente de plage et granulométrie des sédiments ainsi que les rapports entre les évolutions mensuelles des mouvements verticaux et celles des indices granulométriques, de la moyenne Mz en particulier.

1. Relation pente de la plage - moyenne granulométrique des sédiments

Il existe des relations entre la pente d'une plage et sa granulométrie, les pentes tendant à devenir d'autant plus fortes que les sédiments sont grossiers, ceci pour de mêmes conditions de houle (Migniot et Bouloc, 1981) (fig. 82 a). Cette relation est essentiellement liée à la perméabilité, les sédiments grossiers favorisant l'infiltration des eaux et donc réduisant l'intensité de la lame de retrait ("backwash") et sa capacité à aplanir le profil, ce qui augmente la pente de la plage alors que les sédiments fins, moins perméables, augmentent la force du "backwash", ce qui diminue la pente de la plage.

La figure 82 b est un diagramme de dispersion, pour le bas estran, entre la pente et la moyenne granulométrique Mz. Ce diagramme montre l'absence d'une relation nette entre ces deux paramètres (coefficient de corrélation = 0,07). Ce résultat est attribué d'abord au fait que l'éventail des moyennes est très peu étendu (0,1 à 0,3 mm). Si l'on considère la partie du diagramme présenté par Migniot et Bouloc (1981), correspondant au même domaine (Mz variant entre 0,1 et 0,3 mm et pente variant entre 0,025 et 0,15), il apparaît également impossible de dégager une quelconque tendance. Par contre, il faut signaler une différence importante entre ces résultats et le diagramme de Migniot et Bouloc. En effet, dans ce dernier, les pentes fortes (> 0,11) correspondent à des sédiments de taille supérieure à 0,3 mm. Or, sur les plages de Rufisque, ces mêmes pentes ont été observées avec des sédiments beaucoup plus fins (0,11 à 0,28 mm).



a. Relation entre la pente de plage et la médiane (in Migniot et Bouloc, 1981)



b. Corrélation entre la moyenne Mz et la pente du bas estran

•.

Figure 82 : Relations entre la pente de la plage et la granulométrie des sédiments

£.

a...

Cette observation est comparable à celle faite par Finkelstein (1982) qui, travaillant sur des plages de forme logspiralée, mais constituées de sédiments grossiers (0,5 à 256 mm), a constaté la présence, à l'extrémité rectiligne de la baie, de plages de pente raide mais à sédiments relativement fins. Deux explications sont avancées pour expliquer cette particularité : tout d'abord, à granulométrie égale, les pentes de plage seraient d'autant plus fortes que les sédiments sont mieux classés (McLean et Kirk, 1969) et ensuite, il semble qu'un état d'engraissement de la plage favorise les fortes pentes (Pino et Jaramillo, 1992). Les profils de plage étudiés ici se situent tous au niveau d'extrémités de baies et il est remarquable de constater que c'est surtout au niveau du profil P8 qui est un profil à bilan positif (accrétionnel), que l'on trouve le plus grand nombre de ces situations à pente forte et granulométrie fine. Par contre, le diagramme de dispersion entre pente et indice de classement des sédiments du bas estran ne montre pas une meilleure corrélation. Enfin, une autre explication qui a été avancée pour expliquer ces profils à forte pente mais à sédiments fins est le pourcentage de minéraux lourds. Ceux-ci étant plus résistants à leur mise en mouvement par le "backwash", ils induiraient une augmentation de la pente (Dubois, 1972; Pino et Jaramillo, 1992). Cependant, dans le cas présent, il n'existe aucune relation nette entre ces plages à forte pente-granulométrie fine et le pourcentage de minéraux lourds. La plage où l'on a souvent observé ce type de pentes fortes (P8) se signale même par sa pauvreté en minéraux lourds, par rapport à ses voisines. Le débat reste donc ouvert mais d'ores et déjà, on peut dire que la morphologie en baie détermine des relations particulières entre pente de plage et granulométrie des sédiments.

2. Relations entre les variations mensuelles des mouvements verticaux des plages et celles de la moyenne granulométrique des sédiments

Pour chaque profil et pour chaque point de prélèvement, des diagrammes de dispersion entre les mouvements verticaux mensuels ou bimensuels et les variations de la moyenne Mz ont été tracés. Les résultats sont décevants. On n'observe aucune relation nette entre les mouvements verticaux et les variations de la moyenne granulométrique. Ces résultats indiquent des différences d'évolution de la morphologie et de la sédimentologie et s'expliquent, au moins en partie, par l'absence d'un véritable cycle morphologique des plages, alors que le cycle sédimentologique est net. Par ailleurs, les variations granulométriques ne suivent pas exactement les variations des mouvements verticaux. Ainsi, le fort mouvement d'engraissement, observé entre décembre et janvier, ne s'exprime pas par un changement dans les évolutions granulométriques. D'où l'impossibilité de définir une corrélation entre évolutions morphologique et sédimentologique mensuelles.

De tels résultats posent en fait le problème des temps de réponse de la morphologie et des sédiments aux variations, entre autres, des conditions de houle. L'absence de corrélation constatée ici ne peut signifier un comportement indépendant de la morphologie et de la sédimentologie mais traduirait plutôt le fait que morphologie et sédiments ne s'adaptent pas selon le même rythme aux variations des conditions du milieu. De plus, la relative irrégularité dans le temps et dans l'espace de la morphologie qui contraste avec le caractère relativement uniforme des variations sédimentologiques pourrait signifier que la morphologie répond plus vite à des modifications d'environnement que les sédiments, qui réagiraient plutôt à des variations à plus long terme des conditions du milieu. Nordstrom (1977 a) avait d'ailleurs signalé que, dans le cas de baies, les pentes des plages répondent à des changements à court terme des processus, contrairement aux sédiments. Owens (1977) notait également l'existence de variations importantes à court terme de la morphologie des plages en baie.

D. RELATIONS ENTRE LA MORPHOSEDIMENTOLOGIE DES PLAGES ET LES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES

On a essayé d'établir des relations entre le comportement morphosédimentologique des plages et les conditions hydrodynamiques, mais les tentatives se sont révélées infructueuses. Plusieurs auteurs ont souligné la difficulté voire l'impossibilité de relier de manière simple l'évolution morphosédimentologique des plages et les conditions hydrodynamiques (Sonu et Van Beek, 1971; Nordstrom, 1977b; Chappell et Eliot, 1979; Fox et Davis, 1978; Bryant, 1982; Pino et Jaramillo, 1992; Larson et Kraus, 1994). Dans notre cas, plusieurs explications peuvent être avancées :

- tout d'abord, les données de houle disponibles sont incomplètes et de plus il s'agit de données bateau. A ce titre, elles présentent deux inconvénients majeurs : tout d'abord, leur précision est très variable, car dépendant des observateurs et ensuite, il s'agit de données au large qui sont loin de renseigner sur les conditions de houle à la côte, en particulier dans le secteur de Rufisque où les phénomènes de réfraction, de diffraction et de friction sur le fond semblent responsables d'importantes pertes d'énergie des houles et de changements significatifs de leur direction. Or, il n'existe aucune loi mathématique simple permettant de transformer ces données au large en données à la côte. Ce sont pourtant les caractéristiques de la houle au rivage qui sont déterminantes dans l'évolution morphosédimentologique des plages et ce sont elles qui sont utilisées dans la majorité des paramètres permettant de définir l'état morphodynamique d'une plage (Wright *et al.*, 1979 ; Wright et Short, 1983 et 1984 ; Sunamura, 1988) ;

- ensuite, un profil de plage est le résultat de l'influence de plusieurs paramètres (conditions des houles d'origine lointaine et locale, niveau de la mer, forme initiale du profil, nature des sédiments, etc) dont les effets peuvent être instantanés ou cumulatifs. Aussi, ainsi que le notent Larson et Kraus (1994), est-il difficile de relier sans équivoque profils de plage et conditions hydrodynamiques à partir seulement de paramètres statistiques de houle;

- de plus, les conditions locales (présence de digues, d'îlots à faible distance de la côte) semblent avoir une influence importante sur le comportement des plages puisque, au sein d'un même secteur et pour le même mois, on peut trouver successivement des profils en érosion et en accumulation;

- enfin, les mouvements verticaux le long d'une plage sont le résultat non seulement des transports perpendiculaires à la plage, mais aussi de transports longitudinaux par la dérive littorale qui, on l'a vu, varie en direction et certainement aussi en intensité.

Pour toutes ces raisons, la mise en évidence des relations entre la morphosédimentologie des plages et les conditions hydrodynamiques ne pourra être le résultat que d'une combinaison de mesures des houles et des courants in situ, dans la zone littorale, et d'un suivi morphosédimentologique régulier (journalier à hebdomadaire) des plages, ainsi que l'ont fait les australiens (Wright *et al.*, 1979).

Néanmoins, si l'on considère les grandes tendances, on peut tout de même distinguer :

- une période d'érosion prédominante, qui correspond au coeur de la saison sèche et s'étend de novembre à mars. C'est la période des vents forts de direction N à NE, des upwellings côtiers, des plus faibles niveaux marins et des houles légèrement plus hautes qu'en hivernage, mais de direction prédominante N-NW et donc diffractées. Les profils sont alors concaves à forte pente, les mouvements verticaux sont importants et les sédiments sont les plus fins de l'année ;

- une période d'accumulation prédominante, de mars à juillet, qui correspond au passage de la saison sèche à l'hivernage, au déclin des vents dont les directions se diversifient, à la disparition de l'upwelling et donc à une remontée du niveau marin et à l'apparition des houles appartenant au secteur utile (SW à W). Les profils tendent à devenir convexes à rectilignes et les sédiments sont plus grossiers que lors de la période précédente, mais aussi relativement homogènes le long du profil. Par ailleurs, la largeur de la plage diminue, la haute plage tendant même à disparaître.

Or, ces tendances semblent a priori contradictoires, dans la mesure où l'on observe une érosion des plages lors d'une période où les conditions hydrodynamiques semblent peu énergétiques, alors que, au moment où les conditions hydrodynamiques deviennent plus vigoureuses, se produit une accrétion des plages. Se retrouve posée ici la question des mécanismes de transport induits par les houles, qui sont certainement dépendants des modifications des houles à la côte.

IV. SYNTHESE ET DISCUSSION DES RESULTATS DE LA DEUXIEME PERIODE D'ETUDE : OCTOBRE 89 A AOUT 90

Lors de cette deuxième année de mesures, la zone de suivi a été étendue au littoral compris entre Mbao et Bargny, soit une longueur de côte d'environ 12 kilomètres, le long de laquelle 11 profils de plage ont été implantés (cf. fig. 47). D'autre part, la zone de levé topographique a été prolongée jusqu'à la zone de surf et des prélèvements sédimentologiques à des profondeurs comprises entre - 2 et - 8 m ont été effectués au niveau de certains profils. Les objectifs de cette étude étaient de deux ordres :

1. préciser le fonctionnement du littoral, en cherchant notamment à cerner les modalités des échanges sédimentaires entre la plage aérienne et la plage sous-marine ;

2. estimer les impacts des différents ouvrages de protection du rivage qui avaient été récemment soit complétés (épis de Diokoul), soit prolongés (mur de protection de Keuri Souf-Keuri Kao).

Les descriptions par profil des données morphologiques et sédimentologiques sont regroupées dans l'annexe F. Dans ce paragraphe, seule la synthèse des résultats est présentée et discutée en insistant sur les éléments nouveaux apportés par cette deuxième période de mesures.

A. LES RESULTATS MORPHOLOGIQUES

1. Considérations générales

Le tableau 27 résume les principales caractéristiques morphologiques des profils étudiés.

Tableau 27 : Principaux paramètres morphologiques de la plage aérienne et de la zone de surf pour la période d'octobre 89 à août 90

(les données concernant la zone de surf sont en italiques) (V = variable ; A = absents ; X = présents; XX = fréquents ; A = absents ; Rc (ou Rect) = rectiligne ; Cv (ou Conv) = convexe ; Conc = concave)

Profils	PA	PB	PC	PD	PF	PG	PH	Movennes
Largeur moy	20	25	25	19	22	21	12	21
(m)	20	16 .	25	20	13	17	19	19
Pente moy	0,06	0,06	0,02	0,07	0,06	0,06	0,17	0,07
$(tang (\beta))$	0.06	0.05	0.04	0.05	0.07	0.05	0.07	0.06
Pente max	0,09	0,08	0,04	0,08	0,07	0,08	0,22	0,09
$(tang (\beta))$	0.10	0.07	0.06	0.06	0.12	0.07	0.10	0.08
Forme dom	Rc/Cv	v	Conv	Rect	Conv	Rect	Conc	
Croissants	XX	XX	X	Х	Х	Х	Α	
Talus	Α	Х	Α	X	Х	Х	A	

a : secteur Mbao-Diokoul

4, 5

Profils	PJ	РК	Moyennes
Largeur moy	24	26	25
(m)	10	11	10,5
Pente moy	0,08	0,05	0,07
•	0,11	0,10	0,10
Pente max	0,10	0,08	0,09
	0,18	0,18	0,18
Forme dom.	Conv - Rect	Convexe	Convexe
Croissants	XX	XX	XX
Talus	A	A	A

b: secteur Bata-Bargny

Les observations suivantes méritent d'être retenues.

1. Les plages aériennes sont étroites (24 m en moyenne) et relativement pentues (0,07 en moyenne), alors que la zone de surf est légèrement moins large (17 m en moyenne) mais de même pente moyenne (0,07). Les croissants de plage sont bien représentés, surtout entre Mbao et le cap des Biches et entre Bata et Bargny. De plus, il existe sur certains profils, entre la centrale thermique du Cap des Biches et Diokoul, un talus de 0,20 à 0,50 m de dénivellation, qui est situé à la base du bas estran ou au niveau du déferlement (fig. 83).

Dans le secteur Mbao-Diokoul, les plages aériennes sont légèrement plus étroites que la moyenne (21 m de largeur moyenne). Plage aérienne et zone de surf sont de largeur comparable. On observe deux plages qui sont particulièrement courtes : il s'agit de la plage au Nord de l'épi de Diokoul (PD) et de celle du cimetière chrétien de Diokoul (PH). Les plages dans ce secteur sont en moyenne rectilignes ou concaves (fig. 84). La plage du cimetière chrétien se distingue par ses très fortes pentes, en particulier au niveau de la plage aérienne. A l'inverse, la plage de la centrale thermique présente les plus faibles pentes.

Dans le secteur Bata-Bargny, les plages aériennes sont légèrement moins étroites que dans le premier secteur (25 m en moyenne), alors que la zone de surf se caractérise par une très faible largeur (10,5 m en moyenne) et des pentes fortes (0,10 en moyenne) (fig. 85). Les profils sont rectilignes à convexes.

٢~







2. De nouveaux éléments morphologiques viennent renforcer la caractérisation de ces plages comme plages réflectives. Il s'agit de :

- l'absence de barre sous-marine ;

- la faible largeur de la zone de surf qui traduit la quasi-absence d'une zone de dissipation de l'énergie des houles ;

- la présence d'un talus au niveau de la zone de surf. Cette forme est également caractéristique des plages réflectives et notamment des plages réflectives modales (Hughes et Cowell, 1987). Les talus se formeraient sous l'influence d'un mouvement tourbillonnaire du "backwash" et se caractérisent par la présence de sédiments plus grossiers. Des études de laboratoire ont permis de mettre en relation la hauteur et la profondeur de ces talus avec les caractéristiques de houle (Sunamura, 1988 et 1989).

3. Les profils de plage réalisés de part et d'autre du dernier épi de Diokoul permettent de préciser le fonctionnement de ces structures de protection dans la zone de Diokoul et en particulier le sens de la dérive littorale dans ce secteur. En effet, lors des mesures, on a observé un contraste frappant entre ces deux profils. Par rapport au profil de l'épi (PE), le profil nord épi (PD) était toujours plus bas que le profil sud épi (PF). De plus, alors que sur le flanc nord de l'épi on avait des profils rectilignes à concaves, sur le flanc sud les profils étaient nettement convexes (figs. 86). Ces deux observations sont des indices d'une accumulation sédimentaire préférentielle sur le flanc sud de l'épi et d'une érosion sur son flanc nord, mouvements qui ne peuvent s'expliquer que par une dérive littorale orientée du Sud-Est au Nord-Ouest. Ainsi donc, est confirmée la présence, dans la zone du cimetière musulman de Diokoul, d'une dérive littorale de sens opposé au sens général de la dérive littorale orientée NW-SE, conclusion qui avait déjà été déduite de l'étude des variations longitudinales de la moyenne Mz et de l'indice de classement réalisée lors de la première période d'étude.

Les mesures de profil faites au niveau de l'épi lui-même ont montré une très légère augmentation de la pente moyenne de l'épi qui semble d'abord due à un phénomène d'affouillement par les houles qui affaisse légèrement l'extrémité de l'épi. De plus, même s'il y a un léger enfoncement de l'épi, les différences de dénivellation de part et d'autre de l'épi entre les gabions et la plage indique que l'épi fonctionne effectivement, déterminant une accumulation de sédiments du côté amont de la dérive littorale et une érosion du côté aval. Ces résultats confirment le bon fonctionnement de ces épis, pourtant incomplets, qui avait été constaté à l'issue d'une visite des trois premiers épis construits à Diokoul (Regamey, 1984). Jacobsen et Schwartz (1981) avaient d'ailleurs signalé que, dans le cas de littoraux protégés de l'action des houles, des épis même courts et bas, peuvent bloquer efficacement une partie des sédiments transportés par la dérive littorale.



2. Les évolutions bimensuelles

Compte tenu du plus grand espacement des levés topographiques et de l'absence de certaines données, notamment en ce qui concerne la zone de surf, il n'est pas possible de faire une analyse détaillée de l'évolution morphologique des profils de plage comme cela a été fait pour la première période. Un certain nombre de faits peuvent cependant être notés à la lecture des tableaux 28 et 29 et de la figure 87.

Tableau 28 : Bilan des mouvements verticaux le long des profils (octobre 1989 à août 1990)

(les chiffres entre parenthèses correspondent aux cumuls portant sur une période de temps inférieure)

Profils	Oct-Déc89	Déc89-Mar90	Mars-Mai	Mai-Juil	Juil-Août90	Cumuls
PA	≈ • ≈ 0,30 ×	×+×0,45××	- 0,20	+ 0,05	. 0,50	- 0,50
PB	- 0,15	+ 0,20	- 0,10	- 0,15	- 0,10	- 0,30
PC	+ 0,10	- 0,25	0	0	- 0,05	- 0,20
PD	+ 0,05	- 0,05	- 0,20	- 0,10	+ 0,15	- 0,15
PF	- 0.25	+ 0,10	- 0,10	- 0,20	- 0,15	- 0,60
PG	- 0,25	0	⇒ - ⇒0,30 ⊘	- 0,15	/	. (- 0,70)
PH	- 0,40	+ 0,15	+ 0,20	- 0,15	/	(- 0,20)
PJ	- 0,25	+ 0,10	- 0,20	+0.10	0	- 0,25
PK	/	- 0,20	+ 0,15	0.35	- 0,25	(- 0,65)

a. Plage aérienne

b. Zone de surf

Profils	Oct-Déc89	Déc89-Mar90	Mars-Mai	Mai-Juil	Juil-Août90	Cumuls
PA	×- 0,35 -		+ 0,30	- 0,10	- 0,25	- 0,10
PB	- 0,10	/	+ 0,10	+ 0,15	- 0,25	(- 0,10)
PC	+0,10	/	+ 0.10	+ 0,05	+ 0.10	(+ (0,35)
PD	+ 0,20	- 0,20	- < 0,70 🖑	+ 0,05	+ 0,20	- 0,45
PF	<i>∞</i> ->0,35 ⊗	- 0,05		+ 0,20	s- 0,30 s	- 1,10
PG	s:⊴-;;0,80.∭	- 0,05	ist-∞0,50 ∰	+ 0,05	/	(- 1,30)
PH	<i>‰</i> -₀0,50☆	∞∞+∞0,35 <i>∞∞</i>	+ 0,15	⇒+≳0,30 ⊜	/	(+ 0,25)
PJ	+ 0,20	×::-:::0,35	+ 0,25	- 0,25		+ 0,15
PK	/	∞‱- %0,35 ∾	/	•0,40 ···	 0,40 	(- 1,,15)



.

211

Tableau.29: Bilan des mouvements verticaux le long des profils (de la haute plage à la zone de surf) (octobre 1989 à août 1990) (en mètres par mètre linéaire de plage)

Profils	Oct-Dec89	Dec89-Mar90	Mars-Mai	Mai-Juil	Juil-Aout90	Cumuls
PA	- 0,30	+ 0,35	- 0,10	- 0,05		≈-≈0,5 0 ⊂
PB	- 0,15	+ 0,20	0	- 0,05	- 0,20	- 0,20
PC	+ 0,05	- 0,20	0	+ 0,05	0	- 0,10
PD	+ 0,15	- 0,10		- 0,05	+ 0,20	- 0,20
PF		+ 0,05		- 0,05	- 0,20	
PG		- 0,05		- 0,10	/	(-@1,10)
PH		+ 0,20	+ 0,15	+ 0,05	/	(- 0,10)
PA à PH	- 0,25	+ 0,05	- 0,15	0	- 0,10	
PJ	- 0,20	0	- 0,10	0	0	ം
PK	1	- 0,25	+ 0,15	√ -⊗0,3 0⊘	- 0,30	·(0,70)
PJ à PK	- 0,20	- 0,10	0	- 0,15	- 0,15	
PA à PK	- 0,20	0	- 0,10	- 0,05	- 0,10	

(les chiffres entre parenthèses correspondent aux cumuls portant sur une période de temps inférieure)

1. Au niveau de la plage aérienne, il n'existe aucune période d'accumulation généralisée (tab. 28). On note cependant une tendance légèrement plus positive entre décembre 89 et mars 90. Autrement, prédominent les mouvements verticaux érosionnels avec pour résultat des cumuls négatifs, en particulier à Mbao (PA), Diokoul (PF et PG) et à Bargny (PK) (- 0,50 à - 0,70 m par m linéaire de plage). Au niveau de la zone de surf, les mouvements verticaux sont de plus grande amplitude et essentiellement érosionnels, à l'exception de la période de mai à juillet 90, où c'est la tendance à l'accumulation qui prédomine. Les cumuls sont pour la plupart négatifs, spécialement dans la zone de Diokoul (- 1,10 à - 1,30 m par m linéaire de plage) et à Bargny (- 1,15 m par m linéaire de plage).

2. Aussi, sur l'ensemble du profil allant de la haute plage à la zone de surf, les cumuls sont négatifs (tab.29 et fig. 87), avec des valeurs très fortes à Mbao (- 0,50 m par m linéaire de plage), dans la zone de Diokoul (- 0,80 m par m linéaire de plage en PF et - 1,10 m par m linéaire de plage en PG) et à Bargny (- 0,70 m par m linéaire de plage). Les profils qui présentent les cumuls les moins négatifs sont ceux de la centrale thermique du Cap des Biches (PC) et le cimetière chrétien de Diokoul (PH) (- 0,10 m par m linéaire de plage). Ces profils sont localisés dans les mêmes zones que celles où avait été trouvé un bilan positif lors de la première période. L'extension géographique du suivi du littoral a donc permis d'identifier, en plus de la zone du cimetière musulman de Diokoul, deux autres zones qui semblent très affectées par l'érosion verticale : Mbao et Bargny. Il est remarquable de constater que ces trois zones font suite à des secteurs du littoral le long desquels les activités d'extraction de sable de plage sont importantes. De

plus, elles sont situées à proximité d'importants hauts-fonds ou îlets (banc de la Résolue, îlets de Khoniet et banc de Bargny).

3. Ces cumuls traduisent des répartitions différentes des mouvements verticaux entre la plage aérienne et la zone de surf :

- les profils à cumul très négatif (PF, PG, PK) sont ceux où les mouvements d'érosion verticale vont en croissant de la haute plage à la zone de surf (fig. 88), ce qui semble traduire une perte quasi-permanente de sédiments en direction du large;

- les profils à cumul les moins négatifs (PC et PH) sont ceux où l'on observe des mouvements d'érosion sur la plage aérienne mais qui sont compensés par des mouvements d'accumulation au niveau de la zone de surf (fig.89). Ainsi, les sédiments érodés sur la plage aérienne se retrouvent stockés dans la zone de surf ;

- les autres profils se caractérisent par une forte érosion de la plage aérienne qui s'accompagne d'une faible érosion ou d'une faible accumulation au niveau de la zone de surf.

4. Le bilan des mouvements verticaux des profils situés de part et d'autre de l'épi de Diokoul est intéressant, car apparemment contradictoire avec ce qui a été déduit de l'étude des profils (fig. 90). En effet, le profil sud épi (PF), qui est supposé capter une partie des sédiments transportés par la dérive littorale, est aussi celui qui connaît les plus forts taux d'érosion (cumul de - 0,80 m par m linéaire de plage contre - 0,20 m par m linéaire de plage pour le profil nord épi, PD). Ces importants mouvements verticaux négatifs, qui toutefois, affectent très peu la haute plage, expliqueraient d'ailleurs l'apparition sur l'estran, en mai 90, de sédiments grossiers (galets de roches volcaniques) alors que l'on n'observe pas de tels types de sédiments sur la plage du côté sud de l'épi. Ces faits indiquent que, même s'il y a effectivement dépôt, sur la plage immédiatement au Sud de l'épi, de sédiments transportés par une dérive littorale SE-NW, ces sédiments sont également soumis à des transports perpendiculairement à la côte. L'amplitude plus importante des mouvements verticaux sur le flanc sud de l'épi pourrait indiquer des conditions plus énergétiques de ce côté de l'épi, peut-être en relation avec la présence de cet ouvrage de protection.



· .

214

No.




B. RESULTATS SEDIMENTOLOGIQUES

1. Caractéristiques des sédiments selon les unités morphologiques de la plage

Lors de cette deuxième période, il a été possible de récolter les sédiments situés entre le déferlement et - 8 m de profondeur. Ainsi, a été constatée une distinction fondamentale entre d'une part, les sédiments situés entre la haute plage et - 2 m qui sont très variables et d'autre part ceux situés entre - 4 et - 8 m qui sont plutôt homogènes et peu variables.

a. Les sédiments de la haute plage à - 2 m

On retrouve la distinction entre deux secteurs observée lors de la première période avec ici les secteurs de Mbao-Diokoul et de Bata-Bargny, ce dernier présentant des sédiments plus grossiers, plus mal classés et à skewness en général positif par rapport aux sédiments du premier secteur.

Entre Mbao et Diokoul, deux cas de figure se présentent :

- soit on a deux grands ensembles sédimentaires : les sédiments de la haute plage au bas estran (I) d'une part, ceux situés entre le déferlement et - 2 m (II) d'autre part. C'est le cas des plages de Mbao et du Cap des Biches (fig. 91). Pour les plages qui se trouvent entre la centrale thermique du Cap des Biches et le cimetière musulman de Diokoul, la distinction n'est pas clairement établie dans la mesure où l'on ne dispose pas de prélèvement à - 2 m. Le tableau 30 résume les caractéristiques de ces deux ensembles sédimentaires pour les cas bien typiques de Mbao et du Cap des Biches.

Tableau 30: Caractéristiques sédimentologiques des plages de Mbao et du Cap des Biches(SG : Suspension graduée ; SU : Suspension uniforme)

	Mz(µm)	Sigma	SK	Mode(µm)	%CaCO3	Transport
Plage aérienne	222	0.46	0	250	12,5	SG
Déferlement à - 2 m	149	0.36	-0.03	125	18.5	SG/SU

Les sables de la plage aérienne sont des sables fins à moyens (148 μ m < Mz < 283 μ m), très bien à moyennement bien classés (0,30 < σ < 0,63) et à skewness variable (- 0,34 < SK < +0,34), les sables du haut de plage ayant en général un skewness positif et ceux du bas estran un skewness négatif. Ils sont unimodaux et transportés en général par saltation ou en suspension graduée. Le pourcentage de carbonates varie entre 6 et 46%. Les sables du déferlement à - 2 m sont des sables très fins à fins (75 μ m < Mz < 245 μ m), très bien à moyennement bien classés (0,26 < σ < 0,60) et à skewness variable mais à tendance négative (-0,26 < SK < +0,19). Ils sont unimodaux, transportés en suspension graduée ou uniforme et sont légèrement plus carbonatés que les précédents (7 à 49% de CaCO3).





- soit on observe trois grands ensembles sédimentaires comme c'est le cas au niveau du cimetière chrétien de Diokoul (tab. 31 et fig. 92).

Tableau 31 : Principales caractéristiques sédimentologiquesde la plage du cimetière chrétien de Diokoul.(R : Roulement ; S : Saltation ; SG : Suspension graduée ; SU : Suspension uniforme)

	Mz (µm)	Sigma	SK	Mode(um)	%CaCO3	Transport
Haute Plage	276	0,60	- 0,07	200-315	57,4	S/R
Estran	178	0.33	+ 0.01	125-200	22.7	SG
Déf - 2 m	144	0,34	+ 0,02	125	23.2	SU

Les sables de la haute plage (I) sont des sables moyens, moyennement classés et à skewness négatif. Ils sont transportés par saltation ou roulement et sont très carbonatés. Ceux de l'estran (II) sont des sables fins, très bien classés et à skewness variable. Ils sont moins carbonatés que les précédents et sont transportés en général en suspension graduée. Les sables du bas estran se distinguent par le fait qu'ils ont plutôt des skewness positifs. Quant aux sables du déferlement à - 2 m (III), ce sont des sables fins, très bien classés et à skewness variable. Ils sont transportés en suspension uniforme.



Figure 92 : Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques de la plage du cimetière chrétien de Diokoul (PH)

219

÷

Enfin, il faut signaler la présence en mai 90, au niveau des profils sud épi de Diokoul (PF) et du cimetière musulman de Diokoul (PG), de sables fins à grossiers (143 μ m < Mz < 624 μ m), bimodaux, en général mal classés (0,58 < σ < 1,65) et à skewness de signe variable, mais toujours de forte valeur (-0,67 < SK < +0,37). Ce sont également sédiments très carbonatés (40 à 88% de CaCO3) (fig. 93).



Figure 93 : Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques de la plage au Sud de l'épi de Diokoul (PF)

••

Une tranchée creusée dans cette zone a révélé la présence, à environ 0,30 m de profondeur, d'un niveau de sable grossier très riche en galets de roches volcaniques, blocs de grès de plage et coquilles. De plus, au cours de la première période d'étude, il avait été observé en juin, entre la centrale thermique et Diokoul, un véritable pavage de la plage par ce même type de sédiments. Ces sédiments apparaissent après une période de très forte érosion verticale, en particulier de la zone de surf et de l'estran (entre mars et mai). On peut donc considérer qu'il s'agit de sédiments normalement enfouis qui sont mis à jour par l'érosion verticale, certainement au niveau de la zone de surf et du bas estran et sont ensuite remaniés par les houles. Les éléments les plus grossiers resteraient sur place, alors que les plus fins seraient transportés. L'abondance des graviers de roches volcaniques est vraisemblablement due à la présence du filon d'ankaratrite de Diokoul qui se prolonge en mer par les îlets de Khoniet.

Entre Bata et Bargny, on observe une grande homogénéité des sédiments de la haute plage au déferlement (ensemble I) (fig. 94). Ce sont des sables moyens, moyennement bien classés et à skewness positif (tab. 32). Ils sont transportés par saltation ou en suspension graduée.

Tableau 32 : Principales caractéristiques sédimentologiques des plages de Bata et Bargny. (S : Saltation ; SG : Suspension graduée)

	Mz (um)	Sigma	SK	Mode (um)	%CaCO3	Transport
Bata	275	0,52	+ 0.10	200-315	11.2	S
Bargny	258	0,52	+ 0.08	125-315	20.3	SG/S



Figure 94 : Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques de la plage de Bargny (PK)

b. Les sédiments de la plage sous-marine

Rencontrés entre - 4 et - 8 m, ils sont très caractéristiques et distincts de tous les autres sédiments (ensemble III, fig. 95). Il s'agit de sables très fins (72 à 104 μ m : moyenne 81 μ m), très bien classés (0,19 à 0,43 : moyenne 0,27) et en général à skewness positif (-0,33 à +0,42 : moyenne + 0,08). Ils sont toujours transportés en suspension uniforme et sont en général unimodaux, le mode variant entre 63 et 100 μ m.

222



Figure 95 : Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques de la plage du Cap des Biches (PB)

Ces sables correspondent aux "sablons" terrigènes à débris de lamellibranches trouvés par Masse (1968), entre - 1 m et - 35 m, depuis la baie de Hann jusqu'à Bargny et par Barusseau (1984), dans la baie de Gorée (sablons de Gorée). Ils ont été interprétés comme étant des sédiments d'origine éclienne, provenant des dunes continentales, transportés par les brumes sèches et les alizés et déposés dans l'environnement calme, à faible hydrodynamisme, de la baie de Hann (Barusseau, 1984). Cependant, la plage sous-marine présente deux autres types de sédiments qui sont bimodaux :

- au large du cap des Biches, ont été observés des faluns à - 8 m (fig. 95, ensemble IV). Ce sont des sables moyens (306 à 349 µm : moyenne 325 µm) et très carbonatés (76,7 à 93,3 % : moyenne 83,1 %), les carbonates étant des débris coquilliers très usés. Ces sédiments sont bien à moyennement bien classés (o compris entre 0,36 et 0.77: moyenne 0.47) et à skewness très positif (+0.06 à +0.58 : moyenne +0.40). Ils sont transportés par saltation ou en suspension graduée. Le mode principal est grossier (315 μ m) et le mode secondaire fin (125 ou 63 μ m). Un tel type de sédiment a été également trouvé au large du cimetière chrétien de Diokoul, à - 8 m, en août 90. Ces faluns ressemblent aux "sables du large", trouvés par Masse (1968) entre - 90 et - 180 m de profondeur, et aux sables moyens à grossiers trouvés par Riffault (1980) en 3 zones du plateau continental : entre - 20 et - 30 m ; entre - 40 et - 50 m, puis entre - 80 m et le rebord du plateau continental. Outre leur granulométrie grossière, ces sables se caractérisent également par des débris coquilliers usés et des paléothanatocénoses. De plus, les zones dans lesquelles on les trouve présentent de fortes pentes (Masse, 1968 ; Froidefond, 1975). Ces sédiments ont été interprétés par les auteurs précédents comme des témoins d'anciennes lignes de rivage, dues à des périodes de ralentissement de la transgression holocène (Riffault, 1980). La découverte de sédiments de même nature indique qu'il existerait, aux alentours de - 8 m de profondeur, une autre ancienne ligne de rivage. Toutefois, le fait qu'on ne retrouve pas ces sédiments partout signifie soit que cette ancienne ligne de rivage est discontinue, soit qu'elle est partiellement recouverte de sédiments plus récents. Il ne faut pas non plus oublier que l'échantillonnage étant ponctuel, on peut facilement éviter cette zone ;

- au large du cimetière chrétien de Diokoul (à - 6 m) et à Bata (à - 8 m), ont été récoltés des sédiments à fort pourcentage de carbonates (23,7 à 86 % : moyenne 43,8 %) se distinguant des faluns par le fait qu'il s'agit de sables très fins à fins (80 à 237 μ m : moyenne 136 μ m), en général moyennement classés (σ compris entre 0,40 et 0,94 : moyenne 0,79) et à skewness variable, mais toujours de forte valeur et à tendance négative (-0,56 à +0,50 : moyenne -0,16) (fig. 96, ensemble IV). Ces sables sont transportés en suspension graduée. Le mode principal est fin (80 ou 63 μ m) et le mode secondaire grossier (250 μ m), c'est-à-dire l'inverse de ce qui est observé pour les faluns. Ces sédiments bimodaux ne seraient en fait que deux produits d'un mélange entre des sables très fins autochtones, typiques de la plage sous-marine et matérialisés par un mode fin, compris entre 63 et 125 μ m, et des faluns, sédiments relique, témoins d'anciens niveaux marins, matérialisés par un mode grossier de 250 à 315 μ m. Les sédiments appelés faluns seraient très proches du stock sédimentaire grossier et coquillier typique d'une ancienne ligne de rivage, alors que ceux rencontrés au large du cimetière chrétien de Diokoul seraient plus proches des sables très fins qui constituent la majorité des sédiments à ces profondeurs.



Figure 96 : Caractéristiques granulométriques des différentes unités morphologiques de la plage de Bata (PJ)

۰.

Discussion

L'étude des caractéristiques granulométriques des sédiments, lors de cette deuxième période d'étude, a permis de mettre en évidence deux domaines sédimentologiques très différents :

- de la plage aérienne à une profondeur de 2 m, s'observent des sables fins à moyens avec, dans le sens perpendiculaire à la ligne de rivage, un affinement progressif des sédiments. Se trouve ainsi confirmée l'absence d'une zone à concentration de sédiments grossiers qui correspondrait à une zone de forte énergie de houle. La présence, en mai 1990, de sédiments grossiers sur le bas estran des plages du flanc sud de l'épi de Diokoul et du cimetière musulman ne remet pas en question cette observation. En effet, il s'agit de sédiments localisés, résiduels, issus d'une couche sédimentaire très hétérogène (à blocs de grès de plage, galets de roches volcaniques, etc) qui est normalement présente à environ 0,30 m en-dessous de la surface de la plage. Sous l'effet des mouvements verticaux érosionnels, particulièrement marqués dans cette zone, cette couche est mise à jour et est soumise à un tri par les houles qui laissent sur place les éléments grossiers et transporte les plus fins.

Il faut toutefois remarquer que l'évolution granulométrique perpendiculairement au rivage est quelque peu différente au niveau des plages de Bata et de Bargny. En effet, on y observe des sédiments du bas estran et du déferlement légèrement plus grossiers. Si l'on ajoute à cela le fait que, dans l'ensemble, les sédiments y sont plus grossiers qu'entre Mbao et Diokoul, on peut avancer l'hypothèse d'un fonctionnement légèrement différent de ces plages;

- entre 4 et 8 mètres de profondeur, se situe le domaine des sables très fins avec, en certains endroits, des traces d'un paléorivage situé vers - 8 m et matérialisé par des sédiments grossiers et carbonatés (faluns). On a donc ici des sédiments caractéristiques d'un milieu hydrodynamiquement calme, avec des sédiments relique très localisés.

Se pose alors le problème des relations entre ces deux domaines. Il serait intéressant de savoir dans quelle mesure les sédiments très fins de la plage sous-marine peuvent être remaniés par des houles fortes et participer à l'évolution saisonnière des sédiments compris entre la haute plage et - 2 m. La grande cohésion de ces sables, qui a empêché la pénétration d'une benne, indique que les forces nécessaires à leur remise en mouvement doivent être importantes. Et il semble bien que les sables aisément mobilisables par les houles soient ceux présents depuis la haute plage jusqu'à une profondeur de 2 mètres. Une telle localisation du stock sableux mobilisable est également une caractéristique des plages réflectives (Wright *et al.*, 1979).

2. Variations mensuelles des indices granulométriques

En premier lieu ont été examinées les variations de la moyenne Mz sur le bas estran, qui est la zone qui varie le plus sur le plan granulométrique. Les variations les plus importantes s'observent dans la zone du cimetière musulman de Diokoul et entre Bata et Bargny. Ailleurs, elles sont plus modestes. On peut distinguer quatre types d'évolution mensuelle de la moyenne :

- de Mbao au flanc nord de l'épi de Diokoul, les courbes présentent deux maxima en mars et en juillet 90 et deux minima en décembre 89 et mai 90 (fig. 97);



Figure 97 : Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran. Plage de la centrale thermique du cap des Biches (PC)

- dans la zone du cimetière musulman de Diokoul, existe une situation particulière avec un très fort maximum en mai 90 (fig. 98).



Figure 98 : Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran Profil sud épi de Diokoul (PF)

On retrouve ici l'influence perturbante de sédiments grossiers, normalement enfouis, qui sont mis à l'affleurement par l'érosion verticale de la plage ;

- au niveau du cimetière chrétien de Diokoul, plus qu'un cycle, on observe une légère augmentation de la moyenne de décembre à juillet (fig. 99). C'est d'ailleurs le profil où les variations de la moyenne sont les plus faibles. Il faut cependant ne pas oublier que les données sont incomplètes (absence de données en octobre 89 et août 90);



Figure 99 : Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m. Plage du cimetière chrétien de Diokoul (PH)

- de Bata à Bargny, les courbes présentant un minimum en décembre ou mars et un maximum en juillet (fig. 100).



Figure 100 : Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m. Plage de Bata (PJ)

On retrouve donc, à quelques nuances près, le cycle sédimentaire mis en évidence lors de la première période, à savoir :

- un affinement des sédiments de décembre à mars-mai, correspondant à une période de forte érosion ;

- une augmentation de la moyenne pendant l'hivernage.

Quelques profils semblent indiquer une évolution granulométrique inverse pour les sables du bas estran-déferlement et ceux de - 2 m (fig. 101). Une telle tendance, si elle se vérifiait, accréditerait la thèse d'un déplacement saisonnier des sédiments grossiers entre le bas estran et la profondeur de - 2 mètres.



Figure 101 : Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m. Plage de Mbao (PA)

Enfin, la très faible variabilité des sédiments situés entre - 4 et - 8 m indique qu'ils ne sont que très peu affectés par les modifications saisonnières de l'environnement dynamique et que donc l'essentiel des échanges sédimentaires concernant le domaine littoral s'effectuent entre la plage aérienne et une profondeur comprise entre - 2 et - 4 mètres, où se situerait donc la profondeur de fermeture minimale d₁ de Hallermeier (1981).

3. Variations longitudinales des indices granulométriques

Les analyses faites confirment la présence d'une dérive littorale dirigée du NW au SE entre Mbao et Diokoul mais qui fait place, dans la zone du cimetière musulman de Diokoul, à une dérive locale orientée en sens inverse, déterminant ainsi une zone de divergence. Cette dérive littorale orientée SE-NW est en partie interceptée par le flanc sud du dernier épi de Diokoul. Les sédiments accumulés sur ce flanc de l'épi sont toujours plus grossiers et plus mal classés que ceux présents sur le flanc nord. Une telle différence

des caractéristiques granulométriques des sédiments de part et d'autre d'un épi a été constatée ailleurs et attribuée à une énergie de houle plus forte sur le flanc amont (par rapport au sens de la dérive littorale) de l'épi (Orme, 1980)

Entre Bata et Bargny, la mise en évidence du sens de la dérive littorale par les indices granulométriques pose problème dans la mesure où les résultats obtenus par la moyenne et l'indice de classement sont parfois contradictoires. Quoiqu'il en soit, il semble que ce secteur présente une dérive littorale orientée du SE au NW bien qu'à certaines périodes on puisse enregistrer une dérive dans l'autre sens.

Il y a donc bien, dans la zone de Rufisque, ainsi que l'indiquait Masse (1968), des changements temporels et spatiaux du sens de la dérive littorale. Ces particularités peuvent être attribuées d'une part aux modalités de propagation des houles qui, quand elles proviennent de certaines directions - notamment du Sud au Sud-Ouest - peuvent déterminer une divergence de la dérive littorale entre Mbao et Bargny (cf. figs. 58 à 60). Mais elles pourraient être également liées à des modifications très locales des directions de houle, telles que celles induites par des phénomènes de diffraction sur les îlets de Khoniet.

V. COMPARAISON ENTRE LES DEUX PERIODES

ţ

i

On peut essayer, dans un premier temps, de comparer le fonctionnement global des plages pour les deux périodes d'étude puis, dans un deuxième temps, de comparer plus précisément le comportement de plages pour lesquelles les profils ont été réalisés presque au même endroit pendant les deux périodes.

En ce qui concerne l'évolution morphologique des profils de plage, il y a une différence fondamentale entre les deux périodes. En effet, lors de la première période, les mouvements importants d'érosion sont limités à la période comprise entre novembre et mars alors que les phénomènes d'accumulation s'observent de mars à juillet. La plupart des profils ont un bilan négatif mais modéré, à l'exception du profil du cimetière musulman de Diokoul, très érodé. Quelques-uns, moins nombreux, ont un bilan positif (centrale thermique du Cap des Biches, cimetière chrétien de Diokoul, Mérina). Par contre, lors de la deuxième période, on assiste à une érosion quasi-permanente, à l'exception d'une très faible tendance à l'accumulation observée entre les mois de décembre et mars pour le secteur compris entre Mbao et Diokoul, et entre les mois de mars et mai pour la zone Bata-Bargny. Tous les profils ont un bilan négatif. Comment expliquer ces résultats ? Pour ce faire, les données dynamiques ont été examinées afin de trouver d'éventuelles différences entre ces deux périodes. On a ainsi noté que lors de la deuxième période :

1. Il y a eu une intensification des vents qui ont présenté des vitesses supérieures à celles observées lors de la première période. Lors de la saison sèche, les directions dominantes sont de secteur nord alors qu'elles étaient nord-est lors de la première période. De plus, les coups de vent sont présents presque tous les mois. A cet égard, on constate que la période de très faible engraissement observée entre décembre et mars correspond à une période d'affaiblissement des vents entre février et mars ;

2. L'upwelling côtier est plus intense, dû à une plus grande vitesse des alizés, ce qui d'ailleurs se traduit par la présence d'eaux plus froides que lors de la première période;

3. Quant aux houles du large, elles ne semblent pas présenter de différences significatives entre les deux périodes;

4. Le niveau marin, si l'on se base sur les variations des températures des eaux de surface et l'intensification des vents, a dû être, lors de la saison sèche, plus bas que lors de la période précédente. Par contre, l'absence de différences de température importantes lors de l'hivernage permet de supposer qu'en cette saison il n'y a pas eu de différence significative du niveau marin entre les deux périodes.

A la lumière de toutes ces observations, il apparaît que la différence majeure entre les deux périodes concerne l'intensité et la direction des vents ainsi que la répartition des coups de vent. Ce sont les vents qui contrôlent les upwellings, mais aussi les "mers du vent" locales. Par contre, le régime des houles du large n'a pas subi de modification sensible entre les deux périodes. On peut donc émettre l'hypothèse que les coups de vent nombreux, enregistrés notamment en juillet et août, ont engendré des mers du vent locales à pouvoir érosif qui se sont opposés à l'action accumulatrice des houles de Sud-Ouest. Cette interprétation confirmerait ainsi l'hypothèse de Diallo (1982) quant à l'importance des vents locaux sur les phénomènes d'érosion. Par ailleurs, (Nordstrom, 1977) a signalé l'importance des facteurs hydrodynamiques locaux dans l'évolution des plages en baie.

Si l'on considère maintenant les évolutions sédimentologiques, on observe, lors des deux périodes, le même type de cycle sédimentaire sur la plage aérienne avec diminution de la moyenne granulométrique des sédiments au coeur de la saison sèche et augmentation de la moyenne pendant l'hivernage. Ainsi se trouvent confirmées les différences entre réponses morphologique et sédimentologique des plages aux changements du milieu. La morphologie semble très sensible aux variations à court terme des conditions hydrodynamiques alors que les sédiments répondraient à une somme de modifications hydrodynamiques. Enfin, la tendance, certes peu marquée, à des évolutions granulométriques mensuelles opposées entre le bas estran-zone de déferlement et la profondeur de - 2 mètres indique des processus d'échanges de sédiments sans qu'il puisse être possible d'en déterminer la nature et l'intensité.

La comparaison de trois profils qui ont été faits dans les mêmes zones lors des deux périodes (cap des Biches, cimetières musulman et chrétien de Diokoul) appelle les remarques suivantes (tab. 33 à 35). D'une manière générale, on constate que les

231

caractéristiques morphologiques moyennes, l'amplitude des mouvements verticaux, les variations sédimentologiques sont comparables d'une période à l'autre. La seule différence importante concerne le bilan qui, pour les plages des deux cimetières, est nettement plus négatif lors de la deuxième période. Ces différences de bilan se traduisent différemment dans la morphologie des plages. Alors que la plage du cimetière musulman tend à devenir plus étroite et moins pentue, celle du cimetière chrétien, non seulement se rétrécit, mais devient plus pentue. Mais, d'une manière générale, il semble exister une certaine homogénéité du comportement de chaque plage sur un intervalle de temps somme toute relativement court. Par ailleurs, sur le plan méthodologique, la grande similitude des ordres de grandeur observés indique que les deux méthodologies de levés topographiques ont une précision comparable, levant ainsi l'hypothèque d'une trop grande imprécision de la méthode relativement rudimentaire utilisée lors de la première période.

Caractéristiques de la plage aérienne	P1 (87-88)	PB (89-90)
Largeur moyenne	29 m	25 m
Pente moyenne	0,06	0,06
Pente maximum	0,09	0,08
Forme dominante	Rectiligne	Convexe
Croissants de plage	XX	XX
Bilan morphologique	- 0,10 m par m lin.	- 0,30 m par m lin.
Amplitude des mouvements	- 0,30 à + 0,45 m par m lin.	- 0,15 à + 0,20 m par m lin.
Erosion max.mensuelle	nov déc	oct - déc.
Accumulation max.	mai-juin	décmars
Variations Mz (BE)	140 à 218 µm	141 à 233 μm
Mz minimum (BE)	janvier	mai
Mz maximum (BE)	juillet	juillet-août

Tableau 33 : Comparaison des données morphosédimentologiques pour les profils du Cap des Biches

Tableau 34 : Comparaison des données morphosédimentologiques pour les profils du cimetière musulman de Diokoul

Caractéristiques de la plage aérienne	P5 (87-88)	PG (89-90)
Largeur movenne	28 m	21 m
Pente moyenne	0.08	0,06
Pente maximum	0,12	0,08
Forme dominante	Rectiligne	Rectiligne
Croissants de plage	XX	X
Bilan morphologique	- 0,40 m par m lin.	- 0,70 m par m lin.
Amplitude des mouvements	- 0,80 à + 0,60 m par m lin	- 0,30 à 0 m par m lin
Erosion max.mensuelle	fév mars	oct - déc.
Accumulation max.	mars-avril	1
Variations Mz (BE)	112 à 166 µm	92 à 156 µm
Mz minimum (BE)	janvier	décembre
Mz maximum (BE)	septembre-juillet	juillet

Tableau 35 : Comparaison des données morphosédimentologiques pour les profils du cimetière musulman de Diokoul (* non compris l'échantillon de mai 90)

Caractéristiques de la plage aérienne	P6 (87-88)	PH (89-90)
Largeur moyenne	18 m	12.5 m
Pente moyenne	0.12	0,17
Pente maximum	0.14	0,22
Forme dominante	Concave	Concave
Croissants de plage	Non	Non
Bilan morphologique	+ 0,20 m par m lin.	- 0.20 m par m lin.
Amplitude des mouvements	- 0,30 à + 0,30 m par m lin.	- 0,40 à + 0,20 m par m lin.
Erosion max.mensuelle	nov déc	oct - dčc.
Accumulation max.	mars-avril	décmai
Variations Mz (BE)	123 à 199 µm 🤟	119 à 168* µm
Mz minimum (BE)	mars	décembre
Mz maximum (BE)	septembre	juillet

VI. CONCLUSIONS GENERALES

Les principales conclusions que l'on peut tirer de cette étude de l'évolution morphosédimentaire des plages du littoral rufisquois sont les suivantes :

1. Le littoral compris entre Mbao et Bargny est en fait constitué de deux cellules séparées par le cap de Diokoul qui sont bien identifiées par les caractéristiques granulométriques des sédiments de la plage aérienne. C'est ainsi qu'entre Mérina et Bargny, les sables sont plus grossiers et moins carbonatés que ceux présents entre Mbao et Diokoul. Le littoral entre Mbao et Diokoul constitue l'extrémité de la baie de Hann alors que celui entre Mérina et Bargny appartient à la baie de Rufisque. Ainsi, l'analyse de Barusseau (1980) présentant la côte au sud de Dakar comme une côte segmentée se trouve confirmée par l'étude sédimentologique du littoral rufisquois. Néanmoins, le fait que les plages étudiées se trouvent en extrémité de cellule sans que l'on enregistre une accumulation nette de sédiments - ainsi que cela s'observe habituellement en pareille situation - pose le problème du fonctionnement de ces cellules et plus exactement celui de leur alimentation. Il semble bien que l'on ait affaire à des cellules caractérisées par un déficit sédimentaire. Celui-ci est certainement en partie d'origine naturelle : le secteur d'étude se trouve juste après la presqu'île du Cap Vert qui semble constituer un obstacle infranchissable aux sédiments venant de la côte nord (Barusseau, 1980) et donc est naturellement sous-alimenté. A cela s'ajoute le fait que les apports fluviatiles sont quasi-inexistants ou limités, du fait notamment de la sécheresse qui rend l'écoulement des marigots côtiers de plus en plus restreint dans le temps. De plus, les plans de houle établis indiquent que la zone d'étude est une zone de divergence potentielle de la dérive littorale pour presque toutes les houles provenant du secteur utile. Enfin, cette côte s'appuie sur un cordon littoral peu étendu et peu mobilisable du fait de sa colonisation par des figuiers de barbarie. Mais les activités d'extraction de sable très nombreuses, notamment à Mbao et entre la centrale thermique du cap des Biches et Diokoul, de même que les quelques ouvrages perpendiculaires à la côte ont dû contribuer à réduire encore les apports sédimentaires, rendant impossible toute accumulation sédimentaire notable à l'extrémité des cellules sédimentaires.

2. Les plages présentent un certain nombre de caractéristiques morphologiques qui permettent de les définir comme des plages réflectives modales. Il s'agit notamment de la présence des croissants de plage, du microescarpement (talus) observé tantôt à la base du bas estran, tantôt au niveau du déferlement, de la faible mobilité de la plage et de la largeur restreinte de la zone de surf. Néanmoins, par rapport aux plages réflectives décrites en Australie (Short, 1979; Wright *et al.*, 1979 et 1985), les plages du littoral rufisquois présentent des pentes relativement moins fortes et une £

granulométrie plus fine. Ces particularités pourraient peut-être être liées à l'environnement en baie (Wright *et al.*, 1979). Ce type d'environnement pourrait ainsi être également à l'origine des plages à pente forte (tang $\beta > 0,1$), mais à granulométrie fine (diamètre inférieur à 0,3 mm).

3. On trouve des sables de même nature granulométrique que les sédiments de la plage aérienne jusqu'à une profondeur de 2 m. Ces sables présentent des variations granulométriques mensuelles comparables à celles observées sur la plage aérienne, quoique de moindre amplitude. Ceci signifie que les échanges sédimentaires qui règlent le fonctionnement des plages s'effectuent en temps normal entre la plage aérienne et une profondeur comprise entre - 2 et - 4 mètres. C'est dans cet intervalle de profondeur que doit se situer la profondeur de fermeture minimale d₁ de Hallermeier (1981), hypothèse qui a été déjà vérifiée à l'occasion du chapitre II : une valeur de 2,95 m avait en effet été trouvée pour d₁. Entre 2 et 4 mètres de profondeur commence le domaine des sables très fins terrigènes qui ne varient pratiquement pas à l'échelle mensuelle et qui sont en équilibre avec les conditions hydrodynamiques relativement calmes des baies de Hann et de Rufisque. La présence de faluns en quelques endroits de la plage sous-marine indiquerait l'existence d'une ancienne ligne de rivage quaternaire vers - 8 m. Cette ancienne ligne de rivage traduirait un stationnement du niveau marin sans doute postérieur à 8 500 B.P.

4. Lors de la première période d'étude, on a pu mettre en évidence une période d'érosion en saison sèche (de novembre à mars) et une période d'accumulation, d'importance moindre, en fin de saison sèche-début d'hivernage (mars à juillet). Au cours des autres mois, les évolutions diffèrent selon les secteurs. Il faut cependant noter que même lors d'une période d'érosion (d'accumulation) peut se produire un épisode d'accumulation (d'érosion). La notion de cycle de plage ne s'applique donc pas dans le cas des plages de Rufisque. En effet, même si de grandes tendances peuvent être dégagées, elles peuvent s'inverser soit entre deux mois consécutifs, soit entre deux profils voisins. Il faut donc préférer à la notion de cycle de plage celle de variabilité spatiale et temporelle du fonctionnement des plages (Larson et Kraus, 1994). Ces conclusions sont renforcées par les données de la deuxième période, au cours de laquelle a été observée une succession de périodes d'érosion plus ou moins importantes. L'examen des conditions dynamiques au cours des deux périodes a montré que la principale différence se situait au niveau de l'intensité des vents locaux qui était plus forte lors de la deuxième période. Ainsi, même s'il y a tendance à l'érosion lors des périodes de houle de Nord-Ouest et à l'engraissement en présence de houles de Sud à Sud-Ouest, ce fonctionnement peut être oblitéré, notamment en hivernage, par l'intervention de "mers de vent" locales dont l'action pourrait être rendue plus destructrice suite à l'élévation

saisonnière du niveau marin. Il reste cependant que les mécanismes hydrodynamiques expliquant l'érosion des plages et les transports sédimentaires restent encore à élucider.

5. Les bilans annuels montrent une nette tendance à l'érosion verticale des plages. Sont particulièrement touchées les zones suivantes : Mbao, la zone du cimetière musulman de Diokoul et Bargny. Il est remarquable de constater que toutes ces zones se situent à l'aval (par rapport au sens dominant de la dérive littorale) de secteurs où les activités d'extraction de sable de plage sont particulièrement intenses, ce qui tendrait à indiquer que ce type d'activités humaines renforce les tendances à l'érosion sans doute inhérentes au caractère sous-alimenté de cette partie du littoral sénégalais. Pour la zone du cimetière musulman de Diokoul s'ajoute le fait qu'elle se situerait dans un secteur où se produit une divergence de la dérive littorale, situation favorable à l'érosion littorale. A l'inverse, trois zones seulement ont présenté un bilan positif et ceci uniquement lors de la première période : le flanc sud-est de la centrale thermique du cap des Biches, le cimetière chrétien de Diokoul et une partie de la plage de Mérina. Pour la première zone, le bilan positif pourrait être lié à une situation abritée de l'arrivée des houles grâce à la présence du banc des Biches. Le cimetière chrétien quant à lui est situé à l'extrémité de la baie de Hann et à ce titre est bien placé pour recevoir les apports sédimentaires, même réduits, de la dérive littorale qui dans cette zone est bien établie dans la direction NW-SE. Quant à la plage de Mérina qui a présenté le bilan le plus positif, elle semble se situer au niveau d'une convergence des courants de dérive littorale.

La tendance globale à l'érosion verticale importante des plages est confirmée par la comparaison des quelques tranchées que nous avons réalisées en certains endroits (Bargny, Bata et cimetière musulman de Diokoul) et des sondages anciens. A Bargny, on a trouvé du sable de plage jusqu'à une profondeur d'environ 27 cm à partir de laquelle se rencontre un sable argileux coquillier. A Bata, ce même niveau sablo-argileux a été atteint entre 0,25 et 1 m de profondeur. Or, des sondages effectués en 1909, dans la zone de Keuri Souf pour la construction du wharf Péchot, indiquent que la limite entre le sable de plage et le niveau argileux se situait à l'époque vers 4 à 5,7 m de profondeur sous la surface de la plage (dossier P316, pièce 33 des Archives Nationales). On peut donc dire qu'entre 1909 et 1990, environ 4 à 5 mètres de sables de plage ont été enlevés par érosion verticale. Donc, bien que l'érosion verticale annuelle semble faible, la continuité dans le temps de ces phénomènes d'érosion associée au caractère sous-alimenté de cette zone littorale ont pu permettre une réduction importante du stock sédimentaire disponible, accentuant encore la sensibilité de ces plages à l'érosion.

6. Si la notion de cycle morphologique ne s'applique pas ici, celle de cycle sédimentaire est bien établie. En effet, lors des deux périodes d'étude, on a pu observer un affinement des sédiments en période d'érosion et une augmentation de la

moyenne en période d'accumulation. Ce cycle serait déterminé essentiellement par la nature granulométrique des couches sédimentaires présentes en-dessous de la couche de sable mobilisable par les houles. Par ailleurs, le fait que cette évolution des sédiments ne soit pas modifiée lors d'une inversion ponctuelle des mouvements verticaux (court épisode d'accumulation au coeur d'une période d'érosion par exemple) indique une **différence de nature entre les réponses de la morphologie et de la** sédimentologie aux modifications d'environnement. La morphologie semble plus sensible à ces modifications, alors que les sédiments n'évolueraient que plus lentement et répondraient plus à une somme d'évènements qu'à des changements ponctuels du climat dynamique.

7. L'influence des variations saisonnières du niveau marin sur la morphologie des plages est nette. L'élévation du niveau marin, due au retour, en hivernage, des eaux tropicales chaudes suite à la disparition de l'upwelling côtier, se traduit par un recul horizontal net de la plage aérienne et parfois même par la disparition de la haute plage. En période normale, cette évolution est concommittante d'un engraissement de la plage aérienne, ce qui est l'inverse de ce que la loi de Bruun prévoit en cas d'élévation du niveau marin. Par contre, lors de la deuxième période, la réduction de la largeur de la plage aérienne s'est bien accompagnée d'une érosion verticale, érosion qui a été attribuée à l'influence de fortes "mers du vent" locales. Ces observations semblent indiquer l'existence de limites à l'applicabilité de la loi de Bruun qui seraient de deux ordres : le premier, de nature temporelle, en ce sens qu'il faudrait un minimum de temps pour qu'une plage s'adapte à une élévation du niveau marin et le deuxième serait lié à l'environnement dynamique, dans la mesure où l'élévation du niveau marin à elle seule ne pourrait engendrer des phénomènes d'érosion de la plage aérienne que si elle s'accompagne de houles suffisamment énergétiques pour effectuer ce travail.

8. L'analyse des variations longitudinales des indices granulométriques tels que la moyenne et l'indice de classement :

- d'une part, confirme l'existence d'une divergence de la dérive littorale dans la zone du cimetière musulman de Diokoul qui serait au moins en partie responsable de la forte érosion verticale enregistrée dans cette zone. Cette divergence serait liée à la présence des îlets de Khoniet qui doivent engendrer des phénomènes de diffraction, permettant une accumulation sédimentaire en arrière des îlets, exprimée par le tracé des courbes bathymétriques, mais aussi une érosion de part et d'autre de cette zone de dépôt;

- d'autre part, semble indiquer la présence d'une dérive littorale orientée du SE vers le NW entre Bargny et Thiawlène. 237

La dérive littorale est donc un processus complexe et variable tant dans l'espace que dans le temps rendant difficile la mise en évidence du bilan du transport sédimentaire longitudinal.

Si l'on devait tirer une conclusion globale de cette étude morphosédimentologique du littoral rufisquois on pourrait retenir deux constats essentiels : variabilité tant spatiale que temporelle de la morphologie et relative constance de l'évolution sédimentologique. La raison de ces réponses différenciées de la morphologie et de la sédimentologie n'a pu être élucidée et ne le sera que par une étude combinée de la morphosédimentologie et des agents dynamiques littoraux. En effet, la connaissance des conditions globales de houle et de dérive littorale ne permet pas d'expliquer la variabilité morphologique observée. La réponse doit se trouver notamment dans les transformations de la houle après déferlement, les variations latérales et temporelles de la dérive littorale, les caractéristiques des "mers de vent" locales, autant de paramètres dynamiques qui ne peuvent être déterminés que par des mesures in situ sur des laps de temps suffisamment longs.

QUATRIEME CHAPITRE ETUDE DE VULNERABILITE DES COTES SENEGALAISES A UNE ACCELERATION DE L'ELEVATION DUNIVEAU MARIN EN RELATION AVEC LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

239

ETUDE DE VULNERABILITE DES COTES SENEGALAISES A UNE ACCELERATION DE L'ELEVATION DU NIVEAU MARIN EN RELATION AVEC LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

INTRODUCTION

Curieux du passé, observateur attentif du présent, le scientifique cherche toujours à se projeter dans le futur, notamment grâce à des extrapolations à partir des connaissances disponibles (modélisation). La communauté scientifique - à quelques exceptions près - ayant reconnu la possibilité d'une accélération future du taux d'élévation du niveau marin suite à un réchauffement global de l'atmosphère, induit par les rejets de gaz à effet de serre (gaz carbonique, méthane et chorofluorocarbones essentiellement), il devient nécessaire de prévoir les impacts de ces phénomènes anthropiques sur l'évolution future des systèmes naturels, en particulier des zones littorales. Pas seulement pour satisfaire à une légitime curiosité scientifique mais surtout parce que de telles études doivent permettre de susciter et/ou d'améliorer les politiques de gestion rationnelle - durable - de l'environnement. Cela est d'autant plus crucial dans le cas des zones littorales qui sont particulièrement sensibles à toute modification de l'environnement, non seulement parce que ce sont des interfaces entre plusieurs milieux, mais aussi parce que ce sont des zones de fortes concentrations humaines et économiques.

C'est ainsi qu'à la suite de deux réunions internationales tenues à Miami (Titus, 1990) et à Perth sur les impacts d'une accélération de l'élévation du niveau marin sur les zones côtières, le Sous-groupe sur la Gestion des Zones Côtières ("Coastal Zone Management Subgroup") du groupe III de l'"Intergovernmental Panel on Climate Change" (I.P.C.C.) recommanda la réalisation par chaque pays côtier d'études de vulnérabilité de leur zone littorale à une accélération de l'élévation du niveau marin. Pour ce faire, une méthodologie commune a été proposée afin que les études soient comparables (Intergovernmental Panel on Climate Change - Coastal Zone Management Subgroup, 1991). Chaque étude de vulnérabilité devrait ainsi examiner :

- la susceptibilité de la zone côtière aux changements physiques imposés par une accélération de l'élévation du niveau marin ;

- les impacts de ces changements physiques sur les systèmes écologiques et socio-économiques ;

- les possibilités d'adaptation, de gestion et de réponse par rapport à ces impacts de la part des pays concernés.

L'étude de vulnérabilité des côtes sénégalaises présentée ici a adopté cette démarche et fait partie des premières études de vulnérabilité à l'accélération de l'élévation du niveau marin qui ont été présentées lors d'un séminaire international tenu à Margarita Island (Vénézuela) en 1992 (Bijlsma *et al.*, 1992). Réalisée en collaboration avec le "Laboratory for Coastal Research" de l'Université du Maryland (USA), elle utilise une nouvelle méthodologie qui est décrite ci-après. Les résultats sont exposés et discutés.

I. METHODOLOGIE

La méthodologie mise au point par le "Laboratory for Coastal Research" est appelée "analyse de vulnérabilité assistée par vidéoenregistrement" (Dennis et al., 1991; Nicholls et al., 1993 ; Leatherman et al., 1995). Elle est basée sur des enregistrements vidéo de la zone littorale qui sont complétés de quelques profils topographiques de plage et d'un grand nombre d'informations complémentaires. Ensuite, ces données sont analysées de manière à déterminer : 1) les superficies des terrains susceptibles de disparaître suite à l'élévation du niveau marin, soit par inondation, soit par érosion côtière ; 2) la valeur économique de ces terrains ; 3) les populations vulnérables. Enfin, on procède à l'estimation des coûts pour plusieurs hypothèses de protection des zones vulnérables afin de comparer valeur économique des terrains et coûts de leur protection. Cette méthodologie, par rapport à d'autres telles que le traitement de photos aériennes ou de photos satellites ou la modélisation (Bijlsma et al., 1992), présente un certain nombre d'avantages, en particulier pour les pays en voie de développement, à savoir : son faible coût (20 000 à 30 000 U.S.\$ par étude), sa rapidité tant au niveau des enregistrements que de leur analyse (6 à 9 mois de travail) et sa maniabilité due au faible équipement nécessaire. Mais, comme toute méthodologie, elle présente aussi des limites ; en particulier, elle doit être réservée à des études d'impact à grande échelle et ne peut être utilisée pour des études plus "pointues".

A. RECUEIL DE DONNEES

Quand on veut étudier la vulnérabilité d'une zone côtière à une élévation du niveau marin somme toute relativement faible, on se trouve confronté d'abord à un manque de données altimétriques, en particulier dans les pays en voie de développement. C'est ainsi que pour la zone côtière sénégalaise, les cartes topographiques les plus précises (cartes au 1/20 000 de la presqu'île du Cap Vert) ont une équidistance des courbes de niveau de 5 mètres. Partout ailleurs, les seules cartes disponibles sont au 1/200 000 et ont une équidistance de 40 mètres. Or, comment évaluer la superficie des zones vulnérables à une élévation du niveau marin de 0,2 à 2 mètres avec de telles équidistances ? De plus, les cartes disponibles sont en général anciennes (1968 pour les cartes au 1/20 000; 1968 à 1971 pour les cartes au 1/200 000) et donc ne permettent pas de connaître l'état actuel du développement économique de la zone côtière. Une campagne d'enregistrement vidéo de la zone littorale sénégalaise a permis de réduire ce déficit d'informations. Elle a été complétée de levés topographiques dans des zones représentatives des différents secteurs de la côte. Par ailleurs, un certain nombre d'informations supplémentaires ont été recueillies auprès de divers services et instituts.

1. Enregistrement vidéo de la zone côtière

Il s'agit d'un enregistrement par caméra vidéo de la zone littorale à partir d'un petit avion (quadriplace) de tourisme. Au Sénégal, cet enregistrement a été fait au cours de trois missions de survol aérien réalisées en mai 1990 qui ont concerné : la côte nord, entre Dakar et l'extrémité sud de Saint-Louis ; la Petite Côte, entre Dakar et l'embouchure du Saloum dont l'estuaire a été remonté jusqu'à Kaolack ; la côte de Casamance ainsi que l'estuaire de Casamance jusqu'à hauteur de Ziguinchor. La ville de Saint-Louis et le delta du Sénégal n'ont pu être survolés suite à l'interdiction de vol de ces zones à cause des problèmes frontaliers existant à l'époque entre le Sénégal et la Mauritanie. Au cours de chaque mission, la côte a été filmée à basse altitude (76 m) et à haute altitude (300 m), l'avion volant à une vitesse d'environ 120 km/h. L'enregistrement est complété d'un commentaire des zones survolées comportant des indications de noms de lieux, de villages mais aussi d'autres informations (destruction et évolution des mangroves, rupture de flèche littorale, présence d'ouvrages de protection, problèmes de pollution, type d'utilisation du sol, etc) qui doit faciliter par la suite le repérage et l'exploitation de la bande vidéo. Au total, cinq cassettes vidéo de 120 minutes ont été enregistrées et constituent des données de référence sur la zone littorale sénégalaise qui pourront être complétées ultérieurement par d'autres missions.

2. Profils topographiques

Afin de pouvoir disposer de données altimétriques permettant de recaler les enregistrements vidéo, cinq profils topographiques de la zone littorale ont été réalisés (fig. 102). Le premier a été réalisé sur la côte nord à partir d'une borne mise en place en 1989 au niveau du village de Tioukougne Peul à la faveur du projet sénégalo-japonais de cartographie du Sénégal. Le deuxième a été levé dans la ville de Rufisque, dans la

242

zone du mur de protection de Keuri Souf - Keuri Kao, à partir d'une borne présente sur la mairie et appartenant au réseau de nivellement mis en place par l'Institut Géographique National (I.G.N.) en 1953. Le troisième profil a été réalisé entre Rufisque et Bargny à partir d'une autre borne repère du réseau I.G.N. de 1953 située sur l'un des ponts de la route nationale. Sur la Petite Côte, trois autres profils de plage ont été levés mais n'ont pu être reliés au réseau de nivellement, les bornes n'ayant pu être retrouvées. Ces profils ont été réalisés dans la région de Nianing, au voisinage de Pointe Sarène et à l'entrée nord de Joal.



Figure 102 : Position des profils topographiques réalisés le long de la côte

Un certain nombre d'autres informations sont indispensables à l'analyse de vulnérabilité à une accélération de l'élévation du niveau marin. Ainsi ont été recueillies des données portant sur :

- le taux d'élévation récent du niveau marin relatif (1,4 mm par an), déduit des enregistrements entre 1943 et 1965 du marégraphe de Dakar qui sont gérés par le "Permanent Service for Sea Level" et qui avait été présenté auparavant dans un article de Elouard *et al.* (1977). Les données de Faure *et al.* (1980) sur les variations holocènes du niveau marin dans le delta du Sénégal ont également été utilisées ;

- les caractéristiques de houle : elles proviennent des rapports de la SOGREAH Ingénieurs Conseils concernant Port Sédar sur la côte nord (1981b) et Bargny sur la côte sud (1981a);

- les données de marée, afin de pouvoir déterminer le niveau de la marée au moment des prises de vue et faire par la suite des corrections ;

- la population et le produit intérieur brut pour 1990 qui ont été fournis par une banque de données sur l'ensemble des pays du monde, disponible aux Etats Unis et appelée P.C.Globe, 1989. En effet, à l'époque, les données statistiques du dernier recensement de 1988 n'étaient pas encore disponibles;

- la valeur économique des terres, des bâtiments et des infrastructures. Ces données ont été les plus difficiles à collecter et sont encore incomplètes. En ce qui concerne la valeur économique des terres, un premier obstacle est constitué par la diversité des types de propriété du sol (domaine privé de l'Etat, terres du domaine national gérées par les communautés rurales, propriété privée) qui a pour conséquence des valeurs économiques différentes. Ensuite, même s'il existe bien un décret de 1989 définissant le prix, par région, des terres du domaine national, ces chiffres ne reflètent pas forcément la réalité des prix pratiqués et sont surtout très loin des prix demandés, par exemple, par les propriétaires privés. Aussi, en l'absence d'enquêtes de terrain, la valeur des terrains non bâtis n'a pu être déterminée. En ce qui concerne les bâtiments, un barême a été établi, d'après les données disponibles, en fonction du type et de la superficie (tab. 36). Quant aux différentes infrastructures présentes en zone littorale, elles n'ont pu être estimées par manque de données ;

Type de bâtiment	Superficie (m ²)	Valeur (x 1000 \$ US)
Maison de pêcheur (temporaire) Maison de pêcheur	< 75	0
(permanente) Petite maison Maison standing moyen Villa grand standing Immeuble Usine Hôtel pour touristes	75 100 200 800	15 30 60 200 30 (/100 m ²) 30 (/100 m ²) 60 (/100 m ²)

Tableau 36 : Valeur estimée des bâtiments en fonction de leur type et de leur surface

- les coûts de protection ont été déterminés à partir des données réactualisées du rapport Dwars, Heederik et Verhey Ingénieurs Conseils (1979) sur la protection de la Petite Côte. C'est ainsi que pour les structures de type murs de protection et épis, on a considéré un coût unitaire de 75 \$ U.S. par m³ de matériau (comprenant l'achat, le transport et la mise en place) auquel on a ajouté 10% pour les coûts de conception et 20% pour la maintenance. Pour l'alimentation artificielle des plages, le coût a été estimé à 6 \$ U.S. par m³, ce qui est conforme aux coûts pratiqués dans d'autres pays (Nicholls *et al.*, 1995). Enfin, le coût de protection du port de Dakar est celui donné par le rapport de Delft Hydraulics (Misdorp *et al.*, 1990), soit 43 millions de \$ U.S. pour une élévation du niveau marin de 1 mètre d'ici 2100.

Les documents cartographiques utilisés ont été, pour les cartes topographiques, les cartes au 1/200 000 du Service Géographique National et pour les cartes bathymétriques, les cartes de navigation au 1/300 000 de la "Defence Mapping Agency".

B. ANALYSE DES DONNEES

Les enregistrements vidéo ont d'abord fait l'objet d'une analyse globale puis il a été procédé, après définition des scénarios d'élévation du niveau marin, à la détermination des superficies vulnérables, c'est-à-dire susceptibles de disparaître, soit par érosion côtière, soit par inondation. Une fois les superficies vulnérables identifiées, on a essayé de déterminer leur valeur économique ainsi que le nombre d'habitants qu'elles représentent. Enfin, plusieurs possibilités de réponse à l'élévation du niveau marin ont été envisagées et leur coût a été calculé de manière à faire une comparaison avec la valeur économique des superficies menacées. 1. Analyse globale des enregistrements vidéo

Il s'agit ici d'exploiter au maximum les enregistrements vidéo afin de disposer :

- d'une description générale de l'aspect physique de la zone littorale qui servira notamment à choisir les zones où faire les profils topographiques. Pour cela, on utilise surtout les enregistrements faits à haute altitude qui permettent d'avoir une vue d'ensemble de la zone littorale et de définir ses caractéristiques géomorphologiques majeures (côtes basses ou montagneuses, littoraux sableux ou à falaises, types d'embouchures, etc) mais aussi la nature des activités économiques, ceci en utilisant la classification donnée dans le tableau 37. On peut ainsi définir, pour le littoral sénégalais, des segments côtiers de même nature, conformes à ce que l'on connaissait par ailleurs (Sall, 1982; Niang, 1990), à savoir :

+ un littoral nord, de Dakar à Saint-Louis (Grande Côte), à plages sableuses bordées de dunes s'étendant sur plus de 1 km à l'intérieur du continent et où l'activité économique principale est la pêche (type IA2aibiiIIIN) ;

+ une côte rocheuse au niveau de la presqu'île du Cap Vert, à forte concentration d'activités économiques et d'infrastructures et donc de population (types IC2b,IC1b, IA3ai ou ii IIIAC);

+ un littoral sud, de Dakar à Joal (Petite Côte), puis en Casamance, à plages sableuses limitées par un cordon littoral de faible étendue et où l'activité économique prédominante est le tourisme (type IA2aibiiiIIIDN);

+ des estuaires à mangrove, à vocation essentiellement agricole (estuaires du Sénégal, du Saloum et de la Casamance) (type IB1aIIE) ;

+ des flèches littorales, notamment celles de la Langue de Barbarie, la Pointe de Sangomar ou la Presqu'île aux Oiseaux (type IA 1aiibiIIIK).

On peut également identifier la présence de structures de protection des côtes. Par ailleurs, cette description permet de déterminer le type d'impact prévisible d'une élévation du niveau marin (érosion côtière, inondation, ...);

- de données topographiques relatives. On utilise pour cela les enregistrements vidéo à basse altitude qui donnent en fait une coupe transversale du littoral, les altitudes étant déduites par interpolation à partir de points d'altitude connue, soit grâce aux profils topographiques, soit par les points cotés indiqués sur les cartes topographiques. Les altitudes ainsi obtenues sont bien sûr entachées d'erreurs mais une expérience réalisée dans la baie de Chesapeake aux Etats-Unis a montré que l'erreur moyenne sur l'altitude était de l'ordre de 8% seulement (Leatherman *et al.*, 1995) ;

- et enfin, de données actualisées sur les infrastructures, les bâtiments et . la population présents dans la zone côtière et donc susceptibles d'être affectés par une accélération de l'élévation du niveau marin. Tableau 37: Système de classification basée sur la géomorphologie et l'utilisation du sol (d'après Dennis et al., 1991 et Leatherman et al., 1995)

I. GEOMORPHOLOGIE COTIERE

A. Plages

- 1. Ile-barrière
 - a. Type
 - (i) Lagune arrière
 - (ii) Flèche littorale
 - (iii) Ile-barrière
 - b. Morphologie
 - (i) Dune côtière continue et élevée
 (> 5 m)
 - (ii) Champ dunaire extensif
 - (iii) Dune basse avec des
 - débordements ("washovers")
- 2. Plage de côte basse ou de cap

a. Type

- (i) Plaine côtière basse
- (ii) Flanquée de falaises érodables
- (iii) Flanquée de falaises de roches dures
- b. Morphologie
 - (i) Dune côtière continue et élevée (> 5 m)
 - (ii) Champ dunaire extensif
 - (iii) Dune basse avec des
- débordements ("washovers")
- 3. Plage en poche

a. Type

- (i) Flanquée de falaises érodables
- (ii) Flanquée de falaises de roches dures
- b. Morphologie
 - (i) Dune côtière continue et élevée (>5 m)
 - (ii) Champ dunaire extensif
 - (iii) Dune basse avec des débordements ("washovers")

B. Zones humides 1. Estuaire a. Mangrove b. Marais (à herbacées) c. Marais (à brouissailles) d. Marais (à forêts) 2. Delta a. Mangrove b. Marais (à herbacées) c. Marais (à brouissailles) d. Marais (à forêts) 3. Zones en arrière d'îles-barrière a. Mangrove b. Marais (à herbacées) c. Marais (à brouissailles) d. Marais (à forêts) C. Falaises (pas de plages) 1. Erodables a. Sommet de la falaise à dunes b. Sommet de la falaise plat c. Sommet de la falaise à collines d. Sommet de la falaise montagneux 2. Rocheuses a. Sommet de la falaise à dunes b. Sommet de la falaise plat c. Sommet de la falaise à collines d. Sommet de la falaise montagneux D. Côtes vaseuses avec en arrière a. Des terrains plats b. Des collines c. Des montagnes

- d. Un lac
- e. Une lagune

E. Côtes protégées avec derrière a. Des dunes de sable

- b. Des terrains plats
- c. Des collines
- C. Des comines
- d. Des montagnes
- e. Une zone humide

II. TYPE DE PROTECTION A. Mur de protection B. Mur vertical C. Brise-lames D. Epi E. Jetée F. Port protégé G. Alimentation artificielle de plage III. OCCUPATION DU SOL A. Zone urbaine B. Zone résidentielle C. Zone industrielle D. Zone touristique E. Zone agricole F. Zone de pacage du bétail G. Zone de pacage de moutons H. Zone à vergers J. Forêts K. Zone nue L. Brousse M. Désert N. Zone de pêche O. Zone d'aquaculture

IV. GEOMORPHOLOGIE DE L'INTERIEUR

A. Plat
B. A collines
C. Montagneux
D. Lacustre
E. Zones humides

marin

contraction of the second s

وروره و

Il s'agit, pour chaque scénario d'élévation du niveau marin, d'estimer quantitativement les superficies vulnérables c'est-à-dire susceptibles d'être perdues soit par érosion, soit par inondation.

a. Les scénarios d'élévation du niveau marin

Ils ont été choisis en fonction des diverses estimations faites par l"Intergovernmental Panel on Climate Change" (I.P.C.C.) qui avaient été présentées dans son premier rapport scientifique (Warrick et Oerlemans, 1990). Dans ce rapport, il était prévu une élévation du niveau marin d'ici 2100 comprise entre 0,31 et 1,10 m, avec une estimation moyenne de 0,66 m. Des réajustements à la baisse ont été proposés récemment, avec une nouvelle estimation moyenne de 0,5 m d'ici 2100 (Wigley et Raper, 1992). Les 4 scénarios d'élévation eustatique du niveau marin considérés dans cette étude sont : 0,2 ; 0,5 ; 1 et 2 mètres d'élévation du niveau marin d'ici 2100. Le premier scénario (0,2 m d'élévation d'ici 2100) correspond au cas où il n'y aurait pas d'accélération du taux d'élévation du niveau marin. Il est basé sur les résultats de Douglas (1991) qui a établi une élévation moyenne du niveau marin de 1,80 mm par an pour la période 1880-1980. Les données marégraphiques disponibles pour Dakar (période 1943-1965) indiquent une tendance comparable de 1,40 mm par an (Elouard et al., 1977). Les deux scénarios suivants (0,5 et 1 m d'ici 2100) correspondent à peu près aux estimations moyenne et haute du premier rapport de l'I.P.C.C. Quant au dernier scénario, il a été maintenu pour mémoire, dans la mesure où il n'est plus considéré comme réaliste. Par ailleurs, les études de Faure et al. (1980) qui ont porté sur les variations holocènes du niveau marin dans le delta du Sénégal, ont montré que cette région n'était affectée que d'une subsidence négligeable (inférieure à 0,2 mm par an). Ceci confirme la relative stabilité tectonique du bassin sénégalais (Faure, 1971) et permet de considérer les 4 scénarios choisis comme représentatifs de scénarios d'élévation relative du niveau marin pour l'ensemble des côtes sénégalaises.

۰.

b. Estimation des pertes de terres dues à l'érosion côtière

Elle a été faite en appliquant aux plages sableuses la loi de Bruun (1962), légèrement modifiée par Hands (1983) pour tenir compte de la granulométrie des sédiments et qui a déjà été présentée au deuxième chapitre (cf. paragraphe IIIA). Cette loi exprime le recul du rivage par l'équation suivante :

$$R = G \left(\frac{L}{(B+h^*)}\right) S$$

où R est le recul du littoral dû à une élévation S du niveau marin ; h*, la profondeur de fermeture du profil ; B, la hauteur des dunes ; L, la largeur du profil actif (entre le pied des dunes et la profondeur de fermeture) et G, l'inverse du rapport de surremplissage du matériel devant être érodé. Dans la mesure où le matériel considéré ici est du sable, G = 1, c'est-à-dire que l'on considère que tout le matériel érodé reste dans le profil actif. Si tel n'était pas le cas, on aurait un recul de la côte plus fort que ce qui est prévu avec une valeur de G égale à 1.

Pour les segments côtiers à flèche littorale (Langue de Barbarie, Pointe de Sangomar, etc) et ceux adossés à une lagune (côte nord dans la région de Mboumbaye), on a appliqué une formule dérivée, proposée par Dean et Maurmeyer (1983) pour les plages adossées à une lagune ou à un fleuve s'écoulant parallèlement à elles.

$$R = \frac{(L_0 + W + L_L)}{(B_0 + h_{bo}) - (B_L + h_{bL})} S$$

où L_0 est la largeur du profil actif côté océan ; L_L , la largeur du profil actif côté lagune; W, la largeur de la portion de côte située entre l'océan et la lagune (ou le fleuve) ; B_0 , la hauteur des dunes côté océan ; B_L , la hauteur des dunes côté lagune ; h_{bo} , la profondeur de fermeture côté océan et h_{bL} , la profondeur de fermeture côté lagune (fig. 103).



Figure 103 : Modèle de réponse du rivage à une élévation du niveau marin. Cas d'une île-barrière bordée d'une lagune (d'après Dean et Maurmeyer, 1983)

Ainsi que déjà souligné dans le deuxième chapitre, la profondeur de fermeture est le paramètre le plus difficile à déterminer, d'une part parce qu'on ne maîtrise pas l'étendue dans l'espace des mouvements sédimentaires perpendiculairement au rivage et d'autre part, parce que cette profondeur varie en fonction du temps, celle-ci étant d'autant plus grande que l'espace de temps considéré est long (Hands, 1983 ; Stive *et al.*, 1992). Aussi a-t-on choisi d'utiliser deux profondeurs de fermeture extrêmes, supposées encadrer la profondeur de fermeture actuelle : $d_{L,1}$ qui est la profondeur annuelle de fermeture et $d_{L,100}$ qui est la profondeur de fermeture à l'échelle du siècle (Nicholls *et al.*, 1995). $d_{L,1}$ correspond à la profondeur de fermeture d₁ de Hallermeier (1981). Ces deux profondeurs sont évaluées à l'aide des équations suivantes :

$$d_{L,1} = 2 \overline{H_s} + 11 \sigma$$

où $\overline{H_s}$ est la hauteur significative moyenne des houles à l'échelle d'une année et σ l'écart-type de H_s.

$$d_{L,100} = 1,75 d_{L,1}$$

Le coefficient 1,75 est basé sur les travaux de Hands (1983) qui ont étudié l'évolution au cours du temps de la profondeur de fermeture dans le cas du lac Michigan. Sur une période de 125 ans, celle ci serait deux fois plus grande que la profondeur de fermeture déterminée pour 5 ans.

Ces profondeurs de fermeture sont référencées par rapport à un niveau situé à 1 m audessus du niveau des basses mers (Nicholls *et al.*, 1995), ce qui correspond à peu près au zéro I.G.N. Ces deux profondeurs de fermeture sont utilisées pour définir une estimation haute et une estimation basse du recul du littoral induit par une élévation du niveau marin. Les données de houle utilisées pour les calculs sont, pour la côte nord, celles déterminées à Port Sédar (SOGREAH Ingénieurs Conseils, 1981b) et pour la côte sud, celles déterminées à Bargny (SOGREAH Ingénieurs Conseils, 1981b). En effet, la grande homogénéité des conditions de houle dans chacun de ces secteurs côtiers permet de considérer ces mesures comme représentatives des deux grands secteurs côtiers, d'autant plus qu'il n'existait pas à l'époque d'autres mesures in situ disponibles. Les profondeurs de fermeture ainsi calculées sont représentées dans le tableau 38.

Tableau 38 : Profondeurs de fermeture pour la côte nord et pour la côte sud

Profondeurs de fermeture	Côte nord .	Côte sud
. d _{L,1}	6,3 m	3,4 m
d _{L.100}	11 m	5,9 m
Les études sédimentologiques effectuées sur la plage sous-marine de Rufisque (cf. troisième chapitre) semblent confirmer la fourchette de profondeur de fermeture définie pour la côte sud. En effet, on observe un net changement de la nature granulométrique des sédiments entre 2 et 4 mètres de profondeur (on passe de sables moyens et fins à des sables très fins).

Afin d'appliquer la loi de Bruun, la côte a été subdivisée en un certain nombre de segments, caractérisés chacun par une même hauteur des dunes et une même largeur de plage. C'est ainsi que, du Nord au Sud, on a défini :

- le long de la Langue de Barbarie, 6 segments de 5 km de long, plus un de 1,6 km de long au droit de Saint-Louis ;

- le long de la Grande Côte (côte nord), entre l'extrémité de la Langue de Barbarie et Yoff, 16 segments de 10 km de long, plus un de 7,2 km de long au niveau de la lagune de Mboumbaye;

- le long de la Petite Côte (jusqu'à l'extrémité de la Pointe de Sangomar), où la largeur de la plage et la hauteur du cordon littoral (ou des falaises bordières) sont plus variables (respectivement 10 à 100 m et 1 à 6 m), le nombre de segments a été plus important (22) mais avec des longueurs variables (1,4 à 13,7 km);

- la presqu'île aux Oiseaux a été subdivisée en 6 segments de 2 km et un de 0,5 km ;

- enfin, la côte de Casamance (de Kabadio au Cap Roxo), où la largeur des plages varie entre 20 et 60 m et la hauteur des cordons littoraux (ou des falaises) entre 2 et 10 m, a été subdivisée en 11 segments de longueur variable (0,7 à 11,5 km).

La hauteur des dunes (ou du cordon littoral) bordant immédiatement la plage a été déduite de l'estimation des altitudes faite sur les enregistrements vidéo de basse altitude. La largeur du profil actif a été déterminée en mesurant, sur les cartes de navigation au 1/300 000 de la "Defence Mapping Agency", la distance de la côte à la profondeur de fermeture considérée. Dans la mesure où le zéro hydrographique des cartes marines (0 S.H.M.), correspondant au niveau des plus basses mers, se situe à 0,98 m au-dessous du zéro des cartes topographiques (0 I.G.N.), correspondant au niveau moyen de la mer pour la période 1942-1945 (Elouard *et al.*, 1977), on a cherché sur les cartes marines les profondeurs correspondant à la profondeur de fermeture moins 0,98 m (environ 1 m). A cette distance mesurée sur les cartes marines a été ajoutée la largeur de la plage aérienne déterminée à partir des enregistrements vidéo de basse altitude. On a ainsi trouvé des largeurs de profil actif variant entre 100 et 2500 m pour les estimations basses et entre 300 et 8000 m pour les estimations hautes.

En multipliant, pour chaque segment considéré, le recul horizontal du littoral, obtenu par l'application de la loi de Bruun, par la longueur du segment, on obtient la superficie des terrains susceptibles d'être perdus par érosion côtière et ceci pour chacun des scénarios d'élévation du niveau marin et pour chaque profondeur de fermeture ($d_{L,1}$ donnant l'estimation basse et $d_{L,100}$ l'estimation haute).

c. Estimation des pertes de terrain dues à l'inondation

Sont ici concernées les zones très basses, essentiellement le "delta" du Sénégal et les estuaires du Saloum et de Casamance. Dans la mesure où l'on a affaire à des surfaces très plates et très étendues, on suppose qu'en cas d'élévation du niveau marin, il y aura simplement pénétration de la mer dans ces zones jusqu'à l'altitude correspondant à l'élévation du niveau marin considérée. Les estimations de surface ont donc consisté à identifier les courbes de niveau correspondant à + 1 et + 2 mètres, ceci à partir du niveau des hautes eaux. Ceci a été fait en utilisant les cartes topographiques et surtout les points cotés car, les zones estuariennes étant très basses, il était impossible de faire de tels repérages à partir de l'enregistrement vidéo. Pour les scénarios de 0,2 et 0,5 mètre d'élévation du niveau marin, les mesures de surface ont été déduites par interpolation linéaire à partir des mesures obtenues pour 1 mètre d'élévation du niveau marin.

Par contre, les enregistrements vidéo ont permis d'estimer les superficies occupées actuellement par la mangrove dans les zones vulnérables, les cartes, trop anciennes, ne rendant pas compte du recul de cet écosystème.

Le comportement des mangroves par rapport à une élévation du niveau marin est intéressant à considérer car il déterminera leur évolution future (réhaussement, disparition ou migration latérale). On sait qu'en présence d'une élévation du niveau marin, une mangrove peut se réhausser progressivement mais à condition qu'il y ait un taux de sédimentation compatible avec son maintien. Cependant, de nombreux autres facteurs gouvernent les processus d'adaptation des mangroves (Pernetta, 1993). Dans cette étude, l'hypothèse a été faite de l'existence de deux seuils : un seuil inférieur qui est le taux d'élévation du niveau marin au-dessous duquel il n'y a pas perte de la mangrove et un seuil supérieur qui est le taux d'élévation du niveau marin à partir duquel la destruction de la mangrove est totale (fig.104). Dans la mesure où il n'est pas signalé actuellement de perte de mangrove par élévation du niveau marin - les pertes actuelles sont dues essentiellement à la baisse de pluviométrie, à l'acidification des sols et aux actions de déboisement de l'homme (Sall, 1982 ; UNESCO, 1985 ; Barusseau et al., 1986; Diop, 1986; Marius et al., 1986; Paradis, 1986) - nous avons considéré que le seuil inférieur correspondait au taux actuel d'élévation du niveau marin (1,8 mm par an ou 0,2 m d'ici 2100). Quant au seuil supérieur, il a été choisi arbitrairement à environ 1 cm par an (1 m d'ici 2100) (Nicholls et al., 1995). Le pourcentage de perte de mangrove entre ces deux seuils est interpolé linéairement. Bien entendu, il s'agit là d'hypothèses de travail qui demandent à être vérifiées par des études du comportement

de la mangrove. Par ailleurs, n'a pas été considérée, par manque de données, la possibilité d'une migration latérale de la mangrove.



Figure 104 : Réponse des mangroves à une élévation du niveau marin en considérant l'existence de seuils (d'après Nicholls et al., 1995)

3. Estimation de la valeur économique des terrains vulnérables et de la population à risque

Il s'agit là de faire, pour chacun des scénarios d'élévation du niveau marin, une estimation de la valeur économique des terrains susceptibles d'être perdus et de la population présente dans ces zones vulnérables. Tous les coûts ont été calculés en dollars américains de 1990 (taux de change: 1 \$ U.S. = 282 F CFA). Le Produit Intérieur Brut (P.I.B.) est celui de 1990, soit 4071 millions de dollars américains.

Ayant localisé les zones susceptibles d'être érodées ou inondées pour chaque scénario, on utilise les enregistrements vidéo pour faire l'inventaire des types de bâtiments présents, des infrastructures mais aussi des terrains nus ou utilisés pour l'agriculture. Cependant, suite à un manque de données, seule la valeur des terrains bâtis a pu être estimée en utilisant le barême du tableau 36. Par ailleurs, la valeur particulière de zones écologiques telles que les mangroves n'est pas connue, si tant est qu'on puisse leur attribuer une valeur marchande. Quoiqu'il en soit la valeur économique des zones vulnérables ainsi calculée doit être considérée comme une estimation minimum. -

***7,7

Quant à l'évaluation des populations menacées, elle a été faite en supposant que 80% des bâtiments étaient à usage résidentiel, avec un taux d'occupation des maisons d'environ 10 personnes par 100 m². Les zones industrielles et touristiques ont été considérées comme ne comportant pas de population à risque.

4. Estimation du coût des réponses à une élévation du niveau marin

Face à une accélération de l'élévation du niveau marin mettant en danger les zones côtières, les sociétés humaines peuvent opter pour trois types de réponse (fig.105) (Misdorp *et al.*, 1990; Bijlsma *et al.*, 1992):

- le recul : les zones vulnérables sont abandonnées et les populations déplacées et relogées. On définit des limites d'installation ("setback lines") correspondant plus ou moins aux limites des zones vulnérables et à l'intérieur desquelles il est, soit interdit de construire, soit autorisé mais en sachant que cette zone peut être abandonnée à tout moment sans indemnisation ;

- l'accomodation (ou adaptation) : on continue à occuper les zones vulnérables mais en tenant compte de la possibilité d'un plus grand degré d'inondation, par exemple, en surélevant les bâtiments, en changeant d'activité agricole, etc;

- la protection : on protège les zones vulnérables, en particulier les grands centres urbains, les zones à forte activité économique et à importantes ressources naturelles, en utilisant des solutions techniques, structurales ou non, de façon à empêcher des phénomènes tels que les inondations, l'érosion côtière ou la salinisation des nappes.

Dans cette étude, trois possibilités de réponse ont été envisagées :

- pas de protection (recul) : on abandonne tout simplement les zones vulnérables qui sont perdues et dont la population doit être déplacée ;

- protection des zones importantes : on décide de protéger les zones moyennement à fortement développées et d'importance stratégique (zones urbanisées, industrialisées, touristiques), celles-ci étant identifiées sur les enregistrements vidéo comme ayant plus de 15% de leur surface occupée par des bâtiments. Les zones touristiques sont protégées par alimentation artificielle des plages, les ports sont réhaussés et ailleurs sont construits des murs de protection ;

- protection totale : il s'agit de protéger toutes les zones côtières présentant une densité de population supérieure ou égale à 10 habitants au km². Cette limite de densité est celle qui a été utilisée pour établir le premier rapport de l'I.P.C.C. sur les coûts de protection contre une élévation du niveau marin de 1 m des zones côtières de 181 pays (Misdorp *et al.*, 1990). Tous les ouvrages supplémentaires, par rapport à l'option précédente, sont des murs de protection.



Habitats

فعيفهن الخالولة لمماحا حاجات



Etablir des lignes de recul ("setback lines")



Réglementer le développement des constructions

PROTECTION



Protéger les zones côtières développées

Zones humides



Permettre la migration des zones humides



Etablir un équilibre entre conservation et développement



Créer un habitat de zones humides ou de mangroves en amendant et en plantant

Cultures



Déplacer les zones de culture



Passer à l'aquaculture



Protéger les terres agricoles

Figure 105 : Réponses possibles à une élévation du niveau marin (d'après Bijlsma et al., 1992)

Afin de calculer les coûts engendrés par chacune de ces réponses, les coûts linéaires de chaque type de protection ont d'abord été estimés. Pour les murs de protection, on a pris l'option de simples murs en enrochements d'une largeur au sommet de 2 m avec des pentes de 1/2. Selon le degré d'exposition de la côte aux houles, trois types de murs de protection ont été retenus (fig. 106).



Pour les côtes exposées aux houles, deux types ont été proposés selon le degré d'érosion prévu de la plage : des murs de protection à faible coût dans les cas où la plage est supposée ne pas s'éroder et dont la fonction sera simplement de protéger le littoral contre un climat de houles plus sévères et des murs de protection à coût élevé dans les cas où l'on suppose que la plage sera complètement érodée d'où la nécessité de protéger leur base contre les phénomènes d'affouillement. Pour ce deuxième type de murs, on a fait une distinction géographique. En effet, la côte nord étant soumise à des houles plus fortes et présentant des plages plus larges, les murs de protection y seront plus coûteux. Enfin, pour les côtes protégées de l'action directe des houles, il a été proposé des murs de protection plus bas. Par ailleurs, le coût pour surélever un mur de protection déjà existant a été considéré comme équivalant au coût de mise en place d'un nouveau mur. A été ensuite calculé, pour chaque type de mur, le volume d'enrochements nécessaire par kilomètre qui a été multiplié par le coût unitaire du mètre cube d'enrochements (75 \$ U.S. par m³). Pour l'alimentation artificielle des plages, préconisée pour préserver les plages à usage touristique, le coût a été estimé sur la base d'analyses faites aux Etats-Unis (Leatherman, 1989), qu'il fallait apporter une couche de sable d'une épaisseur égale à l'élévation du niveau marin considérée, ceci sur toute l'étendue du profil actif dont la limite extérieure (côté mer) est la profondeur de fermeture. Le volume à déposer par kilomètre de plage est ensuite calculé pour les deux profondeurs de fermeture et multiplié par le coût unitaire (6 \$ U.S. par m³). A ces coûts, il faut ajouter celui d'une construction d'épis à chaque extrémité de la plage à alimenter artificiellement, ceux-ci étant supposés limiter les pertes sédimentaires parallèlement à la côte (Dean et Yoo, 1993; Leidersdorf et al., 1993; Truitt et al., 1993). Ces épis s'étendent entre le pied des dunes (ou du cordon littoral) et la profondeur de fermeture. Ils ont les dimensions suivantes : 2 m de hauteur au-dessus du niveau marin ; 4 m de largeur au sommet et des pentes de 1/2. Les coûts linéaires sont calculés de la même façon que pour les murs de protection. Ils augmentent les coûts des travaux d'alimentation artificielle des plages d'un facteur de 2,3 mais cette solution semble moins onéreuse qu'une réalimentation périodique des plages. Néanmoins, ils pourraient induire d'autres effets et des coûts supplémentaires, tels que l'érosion de la plage située en aval de l'épi par rapport à la dérive littorale, qui n'ont pas été envisagés ici (Nicholls et al., 1995).

Le tableau 39 donne les coûts unitaires pour ces deux solutions de protection.

Tableau 39: Coûts des solutions de protection des côtes par kilomètre et pour les différents scénarios d'élévation du niveau marin (coûts en millions de dollars U.S. de 1990)

	Elévation de	u niveau mari	n d'ici 2100
Types de protection	0,,5 m	1 m	2m
Murs de protection			
- de côte protégée	0,12	0,33	1,07
- de côte ouverte à faible coût	0,16	0,44	1,35
- de côte ouverte à coût élevé (côte nord)	2,00	2,30	3,10
- de côte ouverte à coût élevé (côte sud)	1,40	1,70	2,60
Alimentation artificielle des plages	5,3 - 21,9	8,8 - 33,2	15,4 - 53,7

En ce qui concerne la protection du port de Dakar, l'estimation faite dans le rapport de Misdorp *et al.* (1990) a été reprise. Elle suggère que, pour une élévation du niveau marin de 1 m, il faudrait surélever les zones basses du port de 1 m, renforcer les quais et relever ou construire des digues, ce qui correspond à un coût unitaire de 15 millions de dollars américains (de 1990) par km². La superficie du port a été déterminée indirectement à partir du trafic, en considérant qu'il fallait 1 km² de surface pour manipuler 3.10⁶ tonnes par an d'équivalent cargo. C'est ainsi que le coût de protection du port de Dakar, pour une élévation du niveau marin de 1 m, a été estimé à 43 millions de dollars américains. Pour les autres scénarios d'élévation du niveau marin, on a interpolé linéairement.

C. LIMITES DE LA METHODOLOGIE

1.2.2.2.2.2

Cette étude de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération de l'élévation du niveau marin présente un certain nombre de limites qui doivent être prises en considération dans la lecture des résultats. Elles concernent essentiellement les estimations faites sur la valeur économique et la population des zones vulnérables qui doivent être considérées comme des valeurs minimales. Certaines limites sont dues à la non disponibilité de données de base telles que la valeur économique des terres agricoles ou la population de la région du delta du fleuve Sénégal - qui n'a pu être estimée suite à l'absence d'enregistrement vidéo de cette zone. Des études ultérieures pourront corriger ces insuffisances. D'autres incertitudes seront beaucoup plus difficiles à lever. C'est le cas notamment de la valeur spécifique (en plus de la valeur des terrains qu'elles occupent) de zones écologiques telles que les mangroves. Cette valeur peut difficilement être estimée et pourtant devrait être prise en considération dans la mesure où la disparition, par inondation, des mangroves, outre les pertes de terrain qu'elle représente, aura des conséquences liées à leurs fonctions écologiques (rôle protecteur des zones situées en arrière, mais surtout lieux de vie, de reproduction et de nidation de certaines espèces animales qui entrent dans l'alimentation de base des populations ou qui sont importantes pour le maintien de la biodiversité). Enfin, les estimations de la valeur économique des terrains et de la population dans les zones vulnérables n'ont tenu compte ni du développement futur de la zone côtière, ni de son évolution démographique, ni même des modifications de la valeur de l'argent. En effet, il est raisonnable de penser que la zone littorale continuera à se développer économiquement et donc constituera toujours un pôle d'attraction pour les populations de l'intérieur du pays, entretenant ainsi de très forts taux de croissance démographique. Mais il est bien difficile de prévoir à long terme les taux et les rythmes de cette croissance. Quant à l'évolution de la valeur monétaire de l'argent, aucun spécialiste ne peut se hasarder à prédire ce qu'elle sera en l'an 2100.

Les limites qui ont été décelées posent notamment le problème de la validité des études coûts-bénéfices préconisées pour mener les études d'impact socio-économique des changements climatiques. C'est l'objet d'un débat très âpre qui se mène actuellement dans le groupe III de l'I.P.C.C., chargé des aspects socio-économiques des changements climatiques, entre les partisans d'une approche strictement économique et ceux favorisant une approche plus écologique.

II. RESULTATS

Seront successivement présentés ici, pour chaque scénario d'élévation du niveau marin, les estimations des superficies des zones vulnérables ainsi que leur valeur économique et leur population, puis les coûts de protection pour les différentes réponses sélectionnées. Ces données seront utilisées pour estimer la vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération de l'élévation du niveau marin. Puis, ces résultats seront comparés avec d'autres études du même type. Enfin, seront envisagés d'autres impacts possibles de l'élévation du niveau marin.

۰.

A. SUPERFICIES DES ZONES COTIERES VULNERABLES A L'ELEVATION DU NIVEAU MARIN

Le tableau 40 donne les pertes potentielles de terrains pour les différents scénari d'élévation du niveau marin choisis.

 Tableau 40 : Superficies (en km²) des zones vulnérables à différents scénarios

 d'élévation du niveau marin

(les deux chiffres donnés pour les pertes dues à l'érosion côtière correspondent aux estimations basse et haute, basées respectivement sur les profondeurs de fermeture $d_{L,I}$ et $d_{L,100}$)

	Elévat	tion du nivea	u marin d'ic	i 2100
Processus	0,2m	0,5m	<u>1m</u>	2m
Inondation des mangroves	0	806	2149	2149
Inondation des autres surfaces	338	1113	3838	4240
Inondation totale	338	1919	5987	6389
Erosion côtière	11 - 18	28 - 44	55 - 86	105 - 157
Total	349-356	1947-1963	6042-6073	6494-6546
% de la superficie du pays	0,2	0,9	3,1	3,4

Ces résultats montrent d'abord que l'inondation est responsable de plus de 95% des pertes potentielles de terrain dues à une élévation du niveau marin. Autrement dit, les zones les plus vulnérables à une élévation du niveau marin sont les zones estuariennes, principalement celles du Sénégal, du Saloum et de la Casamance. Bien que relativement peu peuplées, ces zones sont des terres agricoles importantes pour la couverture des besoins alimentaires du pays, raison pour laquelle elles sont ou vont êrre aménagées, notamment par la construction de barrages, pour favoriser leur exploitation. Par ailleurs, c'est là où sont situées toutes les mangroves qui sont indispensables au maintien de certaines espèces animales très recherchées. Les taux de disparition de ces mangroves dépendent bien sûr de l'hypothèse proposée, à savoir une disparition totale à partir d'un taux d'élévation du niveau marin de 1 cm par an (1 m d'ici 2100). De plus, la possibilité d'une migration latérale des mangroves n'a pas été considérée bien que l'examen de la topographie de ces zones estuariennes montre de toute façon que les surfaces disponibles pour une telle migration sont insuffisantes pour compenser entièrement les pertes par inondation. Un autre facteur qui devrait être considéré dans l'étude du comportement des mangroves est l'évolution de la sédimentation dans les zones estuariennes. En effet, si la pluviométrie devait s'améliorer suite au réchauffement atmosphérique, il pourrait y avoir plus de dépôts sédimentaires qui constitueraient alors de nouvelles terres colonisables par la mangrove. Un autre constat

est que l'érosion côtière ne détermine, en termes de surface, que de faibles pertes. Enfin, on remarque que même avec de faibles taux d'élévation du niveau marin (0,2 et 0,5 m d'ici 2100), les pertes de terrain sont importantes (respectivement 349 - 356 km² et 1678 - 1694 km²). Mais, elles augmentent brutalement (6042 - 6073 km², soit un coefficient multiplicateur de 3,6) dès que l'on arrive à une élévation du niveau marin de 1 m d'ici 2100.

B. VALEUR ECONOMIQUE DES ZONES COTIERES VULNERABLES ET POPULATION A RISQUE

Le tableau 41 donne, pour les superficies vulnérables, une estimation de leur valeur économique ainsi que des populations qui s'y trouvent et qui sont donc considérées comme des populations à risque. Il faut rappeler ici que, suite au manque de données, notamment sur la valeur économique des terres à usage agricole - qui constituent la majorité des zones menacées par les inondations - et des ports, les valeurs économiques ainsi déterminées concernent essentiellement les zones affectées par l'érosion côtière et sont donc des valeurs minimales.

Tableau 41: Valeur économique des zones vulnérables (à l'exception des terres agricoles et des infrastructures) et population à risque (les deux valeurs données correspondent aux estimations basse et haute de l'érosion côtière ; P.I.B. : Produit Intérieur Brut de 1990)

Elévation du	Valeur à risque	%P.I.B.	Population à	%Population de
niveau marin	(millions de \$ U.S.)	(1990)	risque (milliers)	1990
0,2m	142-228	4-6	30-55	0,4-0,7
0,5m	345-464	9-11	69-104	0,9-1,3
lm	499-707	12-17	112-183	1,4-2,3
2m	752-1101	19-27	193-310	2,5-4

Ce tableau montre qu'en termes de valeur économique des zones vulnérables, les pertes pourraient être considérables : de 142 à 1101 millions de dollars américains, soit 4 à 27% du produit intérieur brut. De plus, ces calculs mettent en évidence l'importance économique des zones vulnérables à l'érosion côtière, seules considérées ici, alors que leur poids en termes de surface est négligeable. En considérant séparément la valeur économique des zones touristiques (tableau 42), il apparaît que, à elles seules, elles peuvent représenter 6 à 35% de la valeur économique de l'ensemble des zones vulnérables à l'érosion côtière. De plus, leur part respective est d'autant plus importante que les élévations du niveau marin sont faibles, ce qui s'explique par le fait que la plupart des installations touristiques sont très proches de la mer et donc sont vulnérables à de très faibles remontées du niveau marin. Par ailleurs, dans la mesure où les activités touristiques sont concentrées sur la côte sud, celle-ci apparaît très vulnérable aux effets de l'érosion côtière, induite par une accélération de l'élévation du niveau marin, et ceci sur une longueur totale de côte qui ne dépasse pas 22 km (fig. 107). On peut comparer cette situation à celle observée dans la banlieue sud de Dakar (région 2) avec ses 26 km de côtes à forte concentration industrielle représentant une valeur économique de 76 à 192 millions de dollars américains qui est malgré tout inférieure à la valeur des zones touristiques de la côte sud.

		·		
	Elévat	tion du nivea	u marin d'ic	i 2100
Types de zones à risque	0,2m	0,5m	1m	2m
Zones touristiques	40-53	122-141	145-156	159-171
Autres zones	102-175	223-323	354-551	593-930
Total	142-228	345-464	499-707	752-1101
% des zones touristiques	28-30%	35-30%	29-22%	21-6%

Tableau 42 : Valeur des zones touristiques vulnérables par rapport aux autres types dezones à risque (en millions de dollars américains)



Si l'on considère les populations à risque, c'est-à-dire les personnes à déplacer en cas d'élévation du niveau marin, on obtient des chiffres variant entre 30 000 et 310 000 personnes selon les scénarios (0,4 à 4% de la population de 1990). Il faut toutefois noter que la population de Saint-Louis de même que celle occupant les estuaires n'ont pas été prises en considération suite à l'insuffisance des données. Par ailleurs, les pêcheurs migrants n'ont pas été inclus dans la mesure où ils sont installés temporairement et sont supposés se déplacer d'eux-mêmes en cas d'élévation du niveau marin. On a donc là également des valeurs minimales. L'étude de la répartition géographique de la population à risque montre qu'elle est surtout présente sur la côte au Sud de Rufisque (fig. 108).



C. ESTIMATION DES COUTS DES DIFFERENTS TYPES DE REPONSE ENVISAGES

Dans un premier temps, ont été estimés les coûts de protection du littoral pour chacune des réponses envisagées (pas de protection, protection des zones importantes et protection totale). Pour ce faire, la longueur des côtes à protéger, dans les deux cas où l'on envisage une protection, a été déterminée et la solution de protection la plus adéquate a été choisie (tableau 43).

Type de côte à protéger	Longueur (km)	Type de protection
PROTECTION DES ZON	ES IMPORTANTE	S
Villes	34	Mur de protection de côte exposée
Zones industrielles	3	Mur de protection de côte exposée
Villes à mur de protection		
exposées à l'océan	2	Réhaussement du mur
protégées de l'océan	5	Réhaussement du mur
Zones touristiques	22 .	Alimentation artificielle de plage
Port	4	Réhaussement
Total	70	
PROTECTION TOTALE	(murs de protection :	supplémentaires)
Zones à faible développemer	nt	
et faible population	313	Mur de protection de côte exposée
Côtes adjacentes à des zones		
humides	1680	Mur de protection de côte abritée
Total	2063	

 Tableau 43 : Longueurs de côte à protéger et techniques de protection proposées dans

 Les cas d'une protection des zones importantes et d'une protection totale

Ainsi, dans le cas de la protection des zones importantes, il faut protéger 70 kilomètres de côtes, soit environ 14,5% du littoral ouvert à l'océan, alors qu'avec l'option protection totale, on passe à 2063 kilomètres de côtes à protéger, en majeure partie des côtes bordant les zones estuariennes.

Ensuite, pour chacune des deux options de protection et pour chaque type de solution technique choisie, les coûts linéaires ont été multipliés par la longueur de côte à protéger. Le tableau 44 donne les résultats obtenus.

Réponse	Elévat	ion du niveau marin	d'ici 2100
	0,5 m	1 m	2 m
PROTECTION DES ZONES IM	PORTANT	ES	
Alimentation artificielle			
Sable	67-206	135-413	270-825
Epis	49-274	55-301	68-357
Sous-total	116-481	190-714	338-1182
Murs de protection	8-73	22-88	68-132
Surélévation du port	21	43	86
Total	146-575	255-845	492-1401
%PIB (investissement sur 100 ans)	0,04-0,14	0,06-0,21	0,12-0,34
PROTECTION TOTALE			
Murs de protection supplémentaires	3 261-847	718-1311	2300-2869
Total	407-1422	973-2156	2792-4269
%PIB (investissement sur 100 ans)	0,1-0,35	0,24-0,53	0,69-1,05

Tableau 44: Coûts de protection des zones importantes et de la protection totale (en millions de dollars américains et en pourcentage du produit intérieur brut, en considérant un investissement sur 100 ans)

Dans le cas d'une protection des zones importantes, la majorité des coûts provient de l'alimentation artificielle des plages à vocation touristique (75 à 85% des coûts, dans le cas d'une élévation du niveau marin de 1 m). Avec l'option protection totale, les coûts les plus importants sont dûs aux murs de protection car ils doivent être installés sur 2037 km de côtes. Les figures 109 et 110 représentant la répartition des coûts de protection selon les secteurs géographiques montrent que, dans le cas d'une protection des zones importantes, les coûts de protection les plus élevés concernent la côte au Sud de Dakar, parce que c'est là que se trouvent les plages nécessitant une alimentation artificielle bien qu'elles ne représentent qu'une longueur totale d'environ 22 km. Avec une protection totale, les coûts de protection sont mieux répartis le long du littoral sénégalais mais avec toujours des coûts plus importants pour la côte sud.





Ont été également estimées les pertes de terrain pour les différents types de réponse (tableau 45).

Elévation	Pas de protection	Protection des zones	Protection totale
(m)		importantes	
0,2	349-356	347-353	338
0,5	1947-1963	1943-1956	1919
1	6042-6073	6035-6060	5987
2	6494-6546	6480-6519	5987

Tableau 45: Pertes de terrain (en km²) en fonction des options de réponse

Ce tableau met en évidence le fait que entre la protection des zones importantes et la protection totale, la réduction de la superficie des zones vulnérables perdues est relativement faible. Parallèlement, les coûts de protection sont multipliés par 2,5 à 5,7 quand on passe de l'option protection des zones importantes à la protection totale. On note par ailleurs que les zones basses estuariennes et les mangroves sont perdues dans tous les cas de protection.

D. DEGRE DE VULNERABILITE DES COTES SENEGALAISES A UNE ACCELERATION DE L'ELEVATION DU NIVEAU MARIN

Afin d'apprécier d'une manière relativement objective la sensibilité des côtes sénégalaises à une accélération du taux d'élévation du niveau marin, une classification s'inspirant des critères préconisés par le "Coastal Zone Management Subgroup" de l'I.P.C.C. a été utilisée (tab.46).

Catégories d'impact		Classes de vu	Inérabilité	
· ·	Faible	Moyenne	Elevée	Critique
Population à risque (x 1000)	<10	10-100	100-500	>500
Zones sèches vulnérables (en % de la superficie totale)	<3%	3-10%	10-30%	>30%
Zones humides vulnérables (en % de la superficie totale)	<3%	3-10%	10-30%	>30%
Valeur économique des zones vulnérables (en % du P.I.B.)	<1%	1-3%	3-10%	>10%
Coûts de protection (en % du P.I.B.)	<0,05%	0,05-0,25%	0,25-1%	>1%

Tableau 46: Classes de vulnérabilité par catégories d'impact (d'après Bijlsma et al., 1992, appendice D)

Les résultats obtenus pour les deux cas de figure les plus probables - 0,5 et 1 m d'élévation du niveau marin d'ici 2100 - (fig. 111) montrent que les zones côtières sénégalaises sont :

- faiblement vulnérables en terme de superficie des terrains susceptibles d'être perdus ;

- moyennement vulnérables en terme de population à risque ;

- très à extrêmement vulnérables si l'on considère la valeur économique des terrains vulnérables.

	Population	Zones sèches	Zones humides	Valeur économique	Coûts de	protection
Classes de vulnérabilité		perdues	perdues		Option 1	Option 2
Critique						* * • • • • • • • • • • • • • • • • • •
Elevée		••••••		V///////		9/////// /
Moyenne					<i></i>	
Faible		<i></i>	******			
b. Po Classes de rulnérabilité	our une élév	ation du nive	au marin de	1 m d'ici l'an	2100	
b. Po Classes de rulnérabilité Critique	our une élév	ation du nive	au marin de	1 m d'ici l'an	2100	
b. Po Classes de rulnérabilité Critique Elevée	our une élév	ation du nive	au marin de	1 m d'ici l'an	2100	
b. Po Classes de rulnérabilité Critique Elevée Moyenne	our une élév	ation du nive	au marin de	1 m d'ici l'an	2100	
b. Po Classes de rulnérabilité Critique Elevée Moyenne Faible	our une élév	ation du nive	au marin de	1 m d'ici l'an	2100	

Ces résultats traduisent parfaitement l'état de développement économique du Sénégal. Les zones côtières basses ne représentent effectivement qu'une faible partie du territoire national mais ce sont les zones les plus développées, où se concentrent la majeure partie des activités économiques et donc la population, d'où leur grande vulnérabilité à une accélération de l'élévation du niveau marin.

Quant à la vulnérabilité en termes de coûts de protection, elle est moyenne à élevée, mais toujours moindre que la vulnérabilité liée à la valeur économique des terrains. On peut donc conclure que, si les estimations de ces coûts de protection sont correctes, il sera possible de protéger les zones côtières, au moins celles qui sont lesplus importantes pour le devenir du pays.

D'un point de vue géographique, c'est la côte située au Sud de Dakar qui est la plus vulnérable, parce que c'est là que sont localisées la majorité des activités touristiques de même que la plupart des villes côtières.

E. COMPARAISON AVEC D'AUTRES ESTIMATIONS

1.1.1.1.1

Une première étude, très générale, avait classé le Sénégal parmi les 10 premiers pays les plus vulnérables à une accélération de l'élévation du niveau marin (U.N.E.P. et Delft Hydraulics, 1989). Par la suite, des estimations du degré de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une élévation du niveau marin de 1 m ont été faites dans le cadre d'études globales de vulnérabilité commanditées par l"Intergovernmental Panel on Climate Change" (I.P.C.C.). Le premier rapport a estimé les coûts de protection de toutes les zones côtières se situant à une altitude inférieure à 100 m et présentant une densité de population d'au moins 10 habitants au km² (Misdorp *et al.*, 1990, appendice D). De ce point de vue, le Sénégal a été classé en $45^{\text{ème}}$ position sur les 181 pays étudiés. Le deuxième rapport, plus complet, s'est intéressé en plus à la superficie des terres vulnérables, en particulier des mangroves, ainsi qu'aux populations côtières vulnérables (Hoozemans *et al.*, 1993). Il classe le Sénégal au 8^{ème} rang (sur 179 pays) des pays les plus vulnérables du point de vue de leur population côtière à risque. Le tableau 47 compare les estimations de ces rapports avec celles obtenues dans le cadre de cette étude, dans le cas d'une protection totale.

	Tableau 47: Comparaison des estimations de la vulnérabilité des côtes sénégalaises à
	une élévation de 1 m du niveau marin.
ļ	(1: Misdorp et al., 1990; 2. Hoozemans et al., 1993; 3: notre étude, protection totale)

Etudes	1	2	3
Longueur des côtes basses (km)	1345	1353	2065
Superficies vulnérables (km ²)	1	7450	6042-6073
Mangroves en danger (km ²)	1	3643	2149
Population à risque (x 1000)	1	1492	112-183
Coût unitaire des protections (millions de \$)	0,4-10	2,64	0,33-2,3
Coût total de protection (millions de \$)	1596	3623	973-2156

Ce tableau montre des différences plus ou moins importantes selon les éléments estimés. C'est ainsi que, alors que pour les superficies vulnérables, y compris les mangroves, les résultats ne sont pas trop divergents, les estimations des populations à risque sont très différentes (écart de 1 à 3,5 millions d'habitants environ), ceci ne pouvant s'expliquer par des différences de superficie. Quant aux coûts de protection, s'il y a une certaine coïncidence entre les estimations du premier rapport I.P.C.C. (Misdorp *et al.*, 1990, appendice D) et les résultats de cette étude, les estimations faites dans le deuxième rapport (Hoozemans *et al.*, 1993) sont nettement supérieures.

Comment expliquer ces différences ? Elles doivent être dues essentiellement aux méthodologies utilisées. Pour ce qui est des superficies, dans le rapport de Hoozemans

et al., elles sont mesurées entre la ligne de rivage actuelle et un niveau d'eau maximum, tenant compte de l'influence des tempêtes et estimé, pour le Sénégal, à 6 m d'altitude, alors que dans notre étude, la superficie a été calculée entre le niveau actuel de la mer et l'altitude de 1m. Ces différences de niveau de référence pour le calcul des superficies peuvent expliquer en grande partie les résultats différents obtenus. En ce qui concerne l'estimation de la population à risque, alors que dans le cas du rapport de Hoozemans et al., elle est basée sur la densité de population multipliée par la superficie de la zone côtière vulnérable, dans notre étude, cette population a été estimée directement à partir des enregistrements vidéo en affectant un taux d'occupation aux bâtiments à usage privé présents dans la zone vulnérable. Les importantes différences observées entre les estimations des populations à risque viennent d'une part du fait que les superficies des zones vulnérables ne sont pas les mêmes, mais aussi des données de densité de population utilisées. En effet, le rapport Hoozemans et al. considère une densité de la population côtière égale à 340 habitants par km². Or, les résultats du dernier recensement de 1988 (Direction de la prévision et de la statistique, 1992) montrent que les densités de population dans la zone côtière varient en général entre 35 et 175 habitants au km² : le chiffre de 2707 habitants au km² atteint dans la presqu'île du Cap Vert est exceptionnel. Malgré tout, il n'est pas à exclure que nos calculs de population, basés sur un taux arbitraire d'occupation des bâtiments, soient inférieurs à la réalité. Enfin, pour les différences concernant les coûts de protection, plusieurs explications peuvent être avancées. Pour cela, il faut tout d'abord préciser que les 3623 millions de dollars annoncés dans le rapport Hoozemans et al., correspondent à la protection de 1353 km de côte alors que les coûts de protection que nous avons établis (973 à 2156 millions de dollars) s'appliquent à une longueur de côte de 2063 km, c'est-à-dire un peu moins du double. Aussi, les différences observées peuvent-elles être ramenées principalement à des différences dans les coûts unitaires des solutions de protection préconisées, ceux-ci étant plus importants dans les deux rapports de Misdorp et al. (1990) et de Hoozemans et al. (1993). Ceci tient en partie aux caractéristiques différentes des ouvrages de protection puisque là où nous préconisons des murs en enrochements de pente 1/2 et de largeur de crête de 2 m, les rapports pré-cités proposent des murs de pente 1/5 à 1/3 avec une largeur de crête de 5 m. Quoiqu'il en soit, si l'on appliquait les coûts unitaires préconisés dans le rapport de Misdorp et al. (1990) à nos 2063 km de côtes à protéger, les coûts de protection passeraient à 2540 millions de dollars américains, soit 40% de plus que les estimations faites.

Cette comparaison montre l'importance de la méthodologie utilisée dans les estimations de vulnérabilité des zones côtières à une accélération de l'élévation du niveau marin. Elle indique la nécessité, si l'on veut 'aller au-delà d'estimations très grossières, d'affiner et d'harmoniser les outils méthodologiques mais aussi de réduire au minimum les hypothèses de travail par des études sur le terrain tant du point de vue

topographique (pour la détermination des superficies vulnérables) que de la population ou des aspects socio-économiques. De tels efforts seront l'étape ultérieure incontournable afin de parvenir à des estimations crédibles et fiables pouvant être prises en considération par les décideurs politiques.

F. AUTRES IMPACTS POSSIBLES DE L'ACCELERATION DE L'ELEVATION DU . NIVEAU MARIN

Dans cette étude, n'a été abordée qu'une des conséquences d'une accélération de l'élévation du niveau marin, à savoir les pertes de terres soit par érosion côtière, soit par inondation. Mais il existe par ailleurs d'autres impacts tout aussi lourds de conséquences sur le devenir socio-économique du pays (Niang, 1990). Il s'agit d'abord des risques d'une recrudescence de l'intrusion saline tant au niveau des eaux de surface que des aquifères. A la suite de la sécheresse sévère qui a affecté le Sénégal depuis la fin des années 60, les débits fluviaux ont été fortement réduits, induisant une intrusion de l'eau de mer de plus en plus loin en amont des fleuves (Olivry, 1983 ; Mahe, 1993). C'est ainsi qu'avant la construction du barrage de Diama, l'eau de mer remontait dans le fleuve Sénégal jusqu'à 230 km de l'embouchure (Kane, 1985 ; Gac et al., 1986 a et b). Dans des fleuves à débit très faible comme le Saloum et la Casamance, l'intrusion d'eau de mer est si importante qu'elle a transformé leur partie aval en estuaires inverses (Barusseau et al., 1985 et 1986) où la salinité augmente d'aval en amont. En juin 1986, le fleuve Casamance, à plus de 200 km de son embouchure, affichait des salinités de 170 pour mille (Pages et Debenay, 1987; Pages et al., 1987; Debenay et al., 1991). C'est dans le but de contrer cette intrusion saline qu'un certain nombre d'ouvrages de grande envergure (barrage de Diama sur le fleuve Sénégal) ou de plus petite taille (petits barrages en terre de la région de Casamance) ont été mis en place afin de pouvoir récupérer des terres de culture. Une élévation significative du niveau marin, accompagnée d'une intrusion saline pourrait remettre en question un certain nombre de ces barrages et donc les efforts de mise en valeur des terres qu'ils protègent. Quant à l'intrusion saline dans les aquifères, elle est déjà une réalité inquiétante qui fait l'objet d'études dans le cadre d'un projet "nappes salées" concernant la côte nord. Des mesures faites dans l'aquifère des sables infrabasaltiques de la presqu'île du Cap Vert ont déjà révélé un taux de progression de l'intrusion saline de l'ordre de 35 m par an entre 1973 et 1987 (Gaye et al., 1989). Une aggravation de ces phénomènes d'intrusion saline provoquera une diminution des capacités d'alimentation en eau potable de la ville de Dakar, ceci d'autant plus que la croissance démographique et le fort taux d'urbanisation détermineront une augmentation considérable de la démande. Enfin, il faut prévoir un réhaussement du niveau piézométrique ce qui devrait entraîner une modification de la superficie et de la répartition des niayes - qui sont des terres de culture où se pratique

l'essentiel de la production maraîchère. On prévoit ainsi une perte de 0,1 à 0,2 km² de ce type de terres (Dennis *et al.*, 1995).

III. DISCUSSION

L'étude présentée ici est la première étude de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération de l'élévation du niveau marin menée à l'échelle nationale. La lecture des résultats obtenus doit tenir compte des limites méthodologiques identifiées - qui certainement ne sont pas exhaustives - mais aussi du fait que d'autres impacts possibles de ce phénomène d'accélération de l'élévation du niveau marin - notamment le renforcement de l'intrusion saline dans les eaux de surface et les aquifères - n'ont pas été examinés. Pour toutes ces raisons, les résultats présentés ici doivent être considérés comme des estimations minimales des impacts d'une accélération de l'élévation du niveau marin.

Ceci dit, un certain nombre de points saillants se dégagent de cette étude. Ainsi, le Sénégal apparaît comme très vulnérable à une accélération de l'élévation du niveau marin, non pas tant parce qu'il présente de vastes zones côtières basses mais parce que, au même titre que d'autres pays sous-développés, il se caractérise par une très forte concentration des populations et des activités économiques dans la zone littorale. C'est ainsi que pour une élévation du niveau marin de 1 m d'ici 2100, le pays devrait faire face à une perte totale de ses mangroves (2149 km²), des pertes économiques de l'ordre de 500 à 700 millions de dollars (12 à 17% du produit intérieur brut) et un déplacement de 112 000 à 183 000 habitants, ceci pour la disparition de terrains ne représentant que 3% de la superficie totale du pays.

Les coûts de protection sont élevés mais inférieurs à la valeur économique des terrains qu'ils pourraient protéger, ce qui permet de considérer la protection des côtes comme une solution économiquement viable. Entre les deux options de protection envisagées, l'option protection des zones importantes semble être la plus appropriée. En effet, en cas de protection totale, seuls quelques kilomètres carrés supplémentaires de terres (15 à 532 km²), essentiellement des terres agricoles, sont gagnés par rapport à l'option de protection des zones importantes. Or, ces faibles gains de terre nécessitent un investissement 2 à 6 fois plus important qui serait difficilement supportable dans un contexte de sous-développement chronique.

Dans le cas d'une protection des zones importantes, la majorité des coûts (75 à 85% dans le cas d'une élévation du niveau marin de 1 m d'ici 2100) sera due à l'alimentation artificielle des plages touristiques. Le choix de cette solution de protection non structurale est justifié par le fait que c'est la seule technique permettant de maintenir une plage et cela est important puisqu'au Sénégal, le tourisme est avant tout un tourisme balnéaire nécessitant des plages acceuillantes. Cependant, même si

cette technique est proposée, un certain nombre de problèmes restent posés et pourraient entraîner des coûts supplémentaires. C'est ainsi que le lieu de prélèvement des sables devant alimenter les plages devra faire l'objet de recherches. Il faudra ensuite résoudre le problème de l'acquisition du matériel et de la technologie permettant de réaliser ce type de protection. En effet, au Sénégal, aucune expérience de ce type n'a encore été menée. Ce déficit technologique pourrait se traduire par une augmentation des coûts. Enfin, il faut rappeler que cette méthode de protection non structurale a fait l'objet d'une violente controverse aux Etats-Unis entre des universitaires qui mettaient en doute son efficacité, suite au grand nombre d'opérations de réalimentation nécessaires pour faire face à un départ rapide des sables déposés sur les plages et qui entraînent une augmentation excessive des coûts (Pilkey et Clayton, 1987; Pilkey, 1988 et 1989 ; Dixon et Pilkey, 1989 ; Pilkey, 1990 ; Leonard et al., 1990 ; Pilkey et Leonard, 1991) et des ingénieurs en génie côtier, en particulier ceux de l"U.S.Army Corps of Engineers" qui défendaient le contraire (Houston, 1990 et 1991 ; Bruun, 1990). La réalisation, postérieurement à cette polémique, de suivis de plages alimentées artificiellement devrait permettre de trancher définitivement ce débat et d'améliorer les techniques (Stauble et Kraus, 1993; Bodge et al., 1993). Malgré tout, une autre inconnue concerne les réajustements à faire pour qu'une plage alimentée artificiellement s'adapte progressivement à une élévation du niveau marin, la plupart des théories ne prenant pas encore en compte ce facteur (Stive et al., 1991).

Par ailleurs, cette étude est limitée aussi par le fait qu'elle ne considère que l'un des impacts identifiés du réchauffement global de l'atmosphère d'origine anthropique, l'accélération de l'élévation du niveau marin. Or, d'autres impacts du changement climatique pourront avoir des conséquences importantes sur les côtes sénégalaises, y compris sur les variations du niveau marin. Deux exemples peuvent permettre d'illustrer ce propos.

Mangroves et variations du niveau marin

Dans cette étude, n'ont été considérés que les impacts de l'accélération de l'élévation du niveau marin sur les mangroves, en considérant qu'à partir d'un certain taux de remontée du niveau marin (1 cm par an), les mangroves disparaissent. Afin de vérifier cette hypothèse, des données sur l'installation de la mangrove le long du littoral sénégalais, au cours de l'Holocène, ont été rassemblées (fig. 112). Il existe deux grandes périodes d'extension de la mangrove à l'Holocène (Lezine, 1987 ; Hooghiemstra, 1988). La première, entre 9500 et 8500 B.P. (Tchadien) correspond à une phase de stabilisation du niveau marin qui fait suite à une période de rapide remontée du niveau marin (= 1cm par an). La deuxième, entre 6000 et 4500 B.P. (Nouakchottien) se situe lors d'une période de haut niveau marin qui s'est maintenu pendant environ 1000 ans.

Ces phases de développement de la mangrove sont matérialisées par des dépôts argileux ou des tourbes contenant des pollens de palétuviers, notamment de Rhizophora sp. Au Tchadien sont attribuées des tourbes trouvées, d'une part dans des paléolagunes localisées entre -30 et - 20 m de profondeur au niveau du plateau continental, tant au Nord qu'au Sud de Dakar (Dumon et al., 1977; Peypouquet, 1977; Pinson-Mouillot, 1980; Riffault, 1980; datations comprises entre 9520 et 8150 B.P.) et d'autre part, dans le delta du Sénégal (Monteillet, 1977 et 1988 ; datations comprises entre 9000 et 8450 B.P.). Au Nouakchottien, la mangrove s'est développée dans tout le delta du Sénégal, tant au niveau de ses rives (Assemien et Michel, 1967; Assemien, 1969; Michel, 1973) que sur les bords des chenaux deltaïques (Monteillet, 1988) ou du lac de Guiers (Lezine, 1988), mais aussi sur les rives du lac Tanma au Nord de Dakar, entre 6400 et 4800 B.P. (Lezine et al., 1985). Postérieurement au Nouakchottien et dans un contexte de fluctuations mineures du niveau marin autour du zéro actuel (Faure et Hebrard, 1977; Giresse et al., 1988 b ; Barusseau et al., 1989), on note, au niveau du lac Tanma un deuxième épisode de développement de la mangrove entre 3600 et 2000 B.P. qui semble correspondre à la réouverture du lac Tanma à la mer, coïncidant avec une oscillation positive du niveau marin dans la presqu'île du Cap Vert (Dakarien). Par ailleurs, dans les estuaires méridionaux, les premières traces d'installation de la mangrove sont observées après la mise en place de cordons littoraux qui vont isoler des zones lagunaires dans lesquelles va s'effectuer un comblement de l'estuaire, à partir de 2000 BP dans l'estuaire du Saloum (Ausseil-Badie et al., 1991) et à partir de 3000 B.P. dans l'estuaire de Casamance (Kalck, 1978).



Figure 112 : Reconstitution des variations du niveau marin dans la région du lac Tanma depuis 10 000 B.P., avec indication des pourcentages de pollens de *Rhizophora* sp. dans les spectres polliniques (d'après Lezine *et al.*, 1985) A noter que Rossignol-Strick et Duzer (1979), grâce à l'étude de carottes prélevées au large du Sénégal, indiquent un pic des pollens de mangrove vers 12000 B.P. qu'ils attribuent à une forte alimentation du fleuve Sénégal par des précipitations abondantes sur les parties amont de son bassin versant. Par la suite, Medus *et al.* (1981) ont signalé, au niveau du lac Tanma, de forts pourcentages de pollens de *Rhizophora* dans des sédiments d'un âge inférieur à 10640 \pm 600 B.P., c'est-à-dire lors d'une période de rapide remontée du niveau marin. Cependant, pour ces deux études se pose le problème des datations. En effet, la stratigraphie utilisée par Rossignol-Strick et Duzer est basée sur l'étude des Foraminifères et non sur des datations absolues. Quant aux datations avancées par Medus *et al.*, Lezine (1985) en conteste l'exactitude en soulignant qu'elles n'ont pas été corrigées pour tenir compte des variations du taux de CO₂ dans l'atmosphère.

A ces exceptions près, il apparaît donc que les mangroves holocènes du Sénégal ne se sont pleinement développées que lors de phases de ralentissement de la remontée holocène du niveau marin ou lors de périodes prolongées de haut niveau marin. Après le Nouakchottien, et dans un contexte de fluctuations mineures du niveau marin autour du zéro actuel, le développement des mangroves, essentiellement dans les lacs côtiers et les estuaires, semble tributaire de la réalisation d'un environnement protégé de l'influence directe de la mer. Si donc, l'influence du taux d'élévation du niveau marin se trouve ici confirmée, les limites à partir desquelles la mangrove disparaît semblent être supérieures au taux proposé de 0,12 cm par an par Ellison et Stoddart (1991). Mais, de plus, d'autres facteurs environnementaux semblent être également déterminants. L'importance de la réalisation d'un environnement en relation avec la mer mais protégé de son influence directe laisse supposer qu'en cas de destruction, par recrudescence de l'érosion côtière, des cordons littoraux (flèches littorales) bordant les estuaires actuels, la destruction des mangroves s'accélèrera. Il serait très intéressant, dans ce cadre, de suivre l'évolution des mangroves des îles du Saloum situées en face de la nouvelle embouchure - qui s'est ouverte en 1987 par rupture de la Pointe de Sangomar - et qui donc ont été soumises à une brutale élévation du niveau de l'eau et à une influence directe de la mer, afin de voir comment elles réagissent à ces nouvelles conditions. De plus, il faudrait envisager un recensement des zones basses bordant intérieurement les zones de mangroves actuelles afin de pouvoir estimer les possibilités d'une migration latérale des mangroves en cas d'élévation du niveau marin, processus pouvant compenser en partie les pertes dues à l'ennoyage des palétuviers.

Enfin, il ne faut pas oublier que les facteurs contrôlant le développement des mangroves sont nombreux (Pernetta, 1993) et des études récentes indiquent que les effets négatifs d'une rapide élévation du niveau marin pourraient être compensés par une augmentation des précipitations (Intergovernmental Panel on Climate Change, 1992) qui non seulement aurait pour effet de contrecarrer l'augmentation de salinité mais aussi pourrait, par augmentation des apports fluviatiles, permettre à la mangrove de se réhausser en colonisant plus de sédiments. Or, la plupart des modèles climatiques globaux ne permettent pas de prévoir avec certitude l'évolution des précipitations à l'échelle régionale, même s'il y a une légère tendance à considérer qu'aux latitudes tropicales, les précipitations devraient augmenter, en particulier pendant l'hivernage, suite à un renforcement de la mousson (Mitchell *et al.*, 1990 ; Kalkstein ed., 1991). Les effets négatifs de l'accélération de l'élévation du niveau marin pourraient donc être infléchis par une évolution positive des précipitations et les résultats présentés ici devraient donc être nuancés.

Upwellings et changements climatiques

L'influence des upwellings côtiers sur le niveau marin a été mise en évidence dans le premier chapitre où l'on a indiqué qu'ils étaient responsables, par le biais des modifications de température, de la majeure partie des variations saisonnières du niveau marin, actuellement de l'ordre de 20 cm. Cette influence des upwellings n'a pas été considérée dans cette étude. Or, le phénomène de réchauffement de l'atmosphère induit par le rejet des gaz à effet de serre déterminera des modifications des circulations atmosphérique et océanique qui interviennent dans la genèse des upwellings. Les données paléoclimatiques existantes sur la région et concernant les périodes au cours desquelles l'atmosphère était plus chaude qu'actuellement et donc pouvant, en première approximation, être considérées comme des équivalents paléoclimatiques du climat qui résultera du réchauffement de l'atmosphère (Mitchell et al., 1990) montrent que lors de ces périodes, et notamment lors du dernier optimum climatique centré vers 6000 BP, l'upwelling côtier était affaibli, voire absent. Par contre, lors des périodes froides (glaciaires), il était renforcé (50% plus intense selon Stein et Sarnthein, 1984) (Diester-Haass et al., 1973; Gardner et Hays, 1976; Berger et al., 1978; Diestar-Haass et Schrader, 1979; Diester-Haass, 1980; Labracherie, 1980; Stein et Sarnthein, 1984). Ces variations de l'intensité des upwellings sont attribuées à des modifications des circulations atmosphérique et océanique : augmentation de la vitesse du courant des Canaries due à une réduction de la surface occupée par les océans (Diester-Haass, 1980), intensification des alizés de Nord-Est (Sarnthein, 1979; Sarnthein et al., 1981 et 1982 ; Stein et Sarnthein, 1984 ; Mix et al., 1986 ; Hooghiemstra et al., 1987 ; Hooghiemstra, 1988 ; Sarnthein et Tiedemann, 1988). On pourrait donc s'attendre à ce qu'un réchauffement global de l'atmosphère conduise à une diminution de l'intensité des upwellings et donc à des températures océaniques plus chaudes et moins variables saisonnièrement. Ceci déterminerait une élévation du niveau marin peut-être plus

importante que prévu, sans compter les conséquences de ces modifications sur la pêche maritime.

Cependant, les données climatiques actuelles semblent plutôt indiquer une intensification des alizés de Nord-Est au Sénégal qui se traduit par une avancée des dunes côtières vers l'intérieur des terres, une remobilisation ou une formation des dunes vives (Barbey et Guitat, 1968 ; Sall, 1982). Par ailleurs, des estimations de l'indice d'upwelling, basées sur des mesures de vent, ont mis en évidence, pour les derniers 40 ans, une légère tendance à l'intensification des upwellings présents le long des côtes de Californie, du Portugal, du Maroc et du Pérou que l'auteur attribue à l'augmentation du CO₂ atmosphérique (Bakun, 1990). Peut-être est exprimée ici la concurrence entre le forçage astronomique qui tend à l'installation de nouvelles conditions glaciaires - et qui expliquerait en partie le processus d'aridification de la zone sahélienne - et le forçage introduit par l'augmentation du taux de CO₂ atmosphérique qui tend à induire un réchauffement global de l'atmosphère (Petit-Maire, 1991 et 1993 ; Debenay et al., 1994). Ainsi, le climat futur, avec ses modifications des circulations atmosphérique et océanique, ne sera t'il certainement ni une répétition des périodes chaudes quaternaires, ni une prolongation des tendances climatiques actuelles. Autant dire que le degré d'incertitude quant aux conséquences du réchauffement climatique est important et il faut espérer que les nombreux programmes internationaux sur les différents éléments du climat et leurs interactions pourront permettre de réduire ces incertitudes d'une manière significative.

Enfin, il ne faut pas oublier que les zones littorales sénégalaises sont déjà confrontées à un ensemble de problèmes (érosion côtière, destruction des mangroves, salinisation des aquifères et des eaux de surface ; Niang, 1990) qui seront aggravés en cas d'accélération de l'élévation du niveau marin. Les résultats de cette étude de vulnérabilité ont montré qu'il serait possible de protéger les zones côtières importantes mais, compte tenu de l'importance des investissements requis, une telle option devra s'inscrire dans la durée et nécessiterait une mise en oeuvre rapide. De plus, ce type de réponse ne résoudra pas le devenir d'un grand nombre de terres agricoles, mais aussi des mangroves. D'où la nécessité de mettre sur pied dès maintenant une politique de gestion intégrée des zones côtières devant prendre en compte les problèmes actuels et préparer les réponses aux impacts des changements climatiques futurs, y compris l'accélération de l'élévation du niveau marin. Un certain nombre de propositions ont été faites dans ce sens (Niang-Diop, 1994). Elles s'appuient sur les orientations dégagées par les travaux du Sous-Groupe sur la Gestion des Zones Côtières qui ont fait l'objet de nombreuses discussions lors de la "World Coast Conference" (Bijlsma et al., 1994 : Nicholls et Leatherman, 1995). On peut citer quelques actions que devrait prendre en charge cette politique de gestion intégrée des zones côtières, à savoir :

- le suivi de l'évolution des zones côtières tant du point de vue physique (upwellings, niveau marin, érosion côtière, ...) qu'écologique (mangroves) ou socioéconomique (population, futurs développements économiques);

- la définition de réponses appropriées en fonction du degré de développement des côtes, de leurs caractéristiques physiques, des particularités ethnoculturelles des populations côtières mais aussi des contraintes financières ;

- la participation à l'élaboration de projets prospectifs et novateurs devant répondre à certaines questions incontournables telles que l'alimentation en eau potable des populations urbaines ou le surdéveloppement des zones côtières ;

- la mise sur pied d'un plan d'aménagement des zones côtières dont certains axes ont été déjà esquissés (Niang-Diop, 1994);

- l'information et la communication environnementale à l'endroit des populations.

CONCLUSIONS

L'étude de vulnérabilité des côtes sénégalaises à une accélération de l'élévation du niveau marin, suite à un réchauffement global de l'atmosphère, a montré la grande vulnérabilité du Sénégal à ce type de problème, non pas parce que les zones vulnérables représentent de vastes superficies mais plutôt parce que la zone littorale est le lieu privilégié - voire quasi-exclusif - du développement économique, favorisant ainsi de fortes concentrations humaines. Le taux actuel de croissance de la population indique que la pression démographique s'accentuera au cours des années à venir sans que l'on puisse savoir si le taux de croissance économique suivra. Quoiqu'il en soit, et à moins d'une inversion volontariste des tendances, les zones littorales seront de plus en plus peuplées et donc encore plus vulnérables à une accélération de l'élévation du niveau marin.

Aussi serait-il souhaitable d'envisager dès maintenant la mise en place d'une politique de gestion intégrée des zones côtières qui aurait pour buts d'approfondir les recherches scientifiques sur les zones littorales, de résoudre les problèmes actuels et de développer progressivement les moyens de faire face à une accélération de l'élévation du niveau marin.

۰.



SYNTHESE ET CONCLUSIONS

A travers l'exemple du littoral de Rufisque, les phénomènes d'érosion côtière, très sensibles sur la Petite Côte, ont été étudiés à différentes échelles de temps. Les principaux résultats peuvent être synthétisés comme suit.

1. EVOLUTION HISTORIQUE DE LA LIGNE DE RIVAGE

A Rufisque, les phénomènes de recul de la ligne de rivage s'établissent à partir de 1937, avec un taux de recul moyen, pour la période 1937-1980, de 1,30 m par an. Ce recul n'est cependant uniforme ni dans le temps, ni dans l'espace. Ainsi, des taux de recul importants (2,80 m par an en moyenne) ont été observés entre 1972 et 1976. De même, le secteur de Diokoul recule moins dans l'ensemble (- 0,70 m par an) que le secteur de Keuri Souf-Thiawlène où les taux peuvent varier entre 1,40 et 1,70 m par an.

Cette variabilité spatio-temporelle de l'évolution de la ligne de rivage indique que des caractéristiques locales et des fluctuations à court terme se superposent aux mécanismes globaux généralement invoqués pour expliquer les phénomènes d'érosion côtière.

Parmi ces mécanismes généraux, l'élévation du niveau marin n'expliquerait que moins de 20% du recul du littoral. Le fait que les baies de Hann et de Rufisque n'aient pas encore atteint leur forme d'équilibre est un facteur favorisant la tendance à l'érosion de ces côtes. Certains indices indirects laissent supposer que des modifications des caractéristiques de houle se seraient produites, bien que l'absence d'enregistrements réguliers des houles ne permette pas de confirmer cette hypothèse. Enfin, ce littoral serait soumis à des déficits sédimentaires d'origine naturelle - en liaison avec la sécheresse notamment - mais aussi d'origine humaine - activités de prélèvement de sables, ouvrages perpendiculaires à la côte, etc.

2. EVOLUTION MORPHOSEDIMENTOLOGIQUE ANNUELLE

Les plages du littoral rufisquois sont des plages réflectives modales caractérisées par la présence de morphologies particulières, telles que les croissants de plage, le talus de déferlement, l'absence de barre prélittorale et la faible largeur de la zone de surf. L'étude de l'évolution mensuelle des caractéristiques morphosédimentologiques de ces plages a mis en évidence des particularismes qui peuvent être attribués au fait que l'on a affaire d'abord à des baies, c'est-à-dire des environnements protégés de l'action des houles, mais qui, de plus, recoivent très peu de sédiments. C'est ainsi que :

- les profils de plage ne présentent pas de cycle saisonnier. Ils se caractérisent plutôt, encore une fois, par une **forte variabilité spatio-temporelle**. En fait, le profil de plage qui, d'ailleurs, semble répondre relativement vite à toute modification de l'environnement hydrodynamique, serait sous le contrôle de facteurs locaux tels que des "mers du vent" locales, se superposant à l'action des houles d'origine lointaine. Interviendraient également certaines particularités bathymétriques, telles que les haut-fonds ou les îlets qui, en déterminant des variations longitudinales de l'énergie de houle, expliqueraient la variabilité spatiale des évolutions des profils ;

- l'évolution mensuelle des caractéristiques sédimentologiques des plages, qui présente le caractère d'un véritable **cycle sédimentaire**, est inverse de celle normalement observée sur les plages. On observe en effet une diminution de la granulométrie des sédiments en période d'érosion et une tendance opposée en période d'engraissement. Différents indices ont permis de montrer que ceci était dû au fait que les houles ne brassent pas le même stock sédimentaire mais mobilisent, à la faveur de l'érosion, des couches sédimentaires normalement enfouies qui constituent le soubassement des plages. Une telle situation est possible parce que les sédiments de plage actuels constituent une couche très peu épaisse (inférieure à 1 m) qui est facilement enlevée par les mouvements d'érosion, même si ceux-ci sont de faible ampleur (en moyenne inférieurs à ± 0,30 m par mètre de plage et par mois).

Dans l'ensemble, les plages du littoral entre Mbao et Bargny présentent des bilans annuels négatifs, certes de faible importance (en général inférieur à - 0,30 m par m linéaire de plage et par an), mais qui, s'ils sont continus, peuvent expliquer la tendance érosionnelle à long terme de ce littoral. En effet, ces pertes sédimentaires ne sont compensées que de manière insuffisante par les apports sédimentaires, ceux-ci pouvant provenir de la zone prélittorale ou de la dérive littorale. C'est ainsi que l'on peut expliquer la disparition d'environ 4 à 5 mètres d'épaisseur de sable entre 1909 et 1990. Certains secteurs présentent une érosion annuelle plus importante (Mbao, secteur entre la centrale thermique du cap des Biches et Diokoul, Bargny). Cette intensification de l'érosion des plages serait due à des particularités locales : divergence de la dérive littorale, impacts des extractions de sable, etc. D'autres secteurs, par contre, ont tendance à s'accréter (centrale thermique du cap des Biches, extrémité de Diokoul, Mérina) également à la faveur de certaines particularités (convergence de la dérive littorale, influence positive d'ouvrages de protection, effet protecteur de certains hautfonds). Ainsi donc, même les bilans annuels sont loin d'être homogènes le long du littoral.

La majorité des échanges sédimentaires s'effectue entre le bas estran et une profondeur de 2 mètres environ, la profondeur de fermeture des profils devant se situer entre - 2 et - 4 mètres. Il serait intéressant de préciser la nature de ces échanges mais aussi d'examiner quels peuvent être les apports des sables de la plage sous-marine à l'équilibre des plages.

Les processus hydrodynamiques responsables de l'évolution du littoral rufisquois restent la grande inconnue. On a tout d'abord constaté que les phénomènes d'érosion verticale se produisent essentiellement en saison sèche, c'est-à-dire à une période où les houles de Nord-Ouest sont diffractées et donc peu énergétiques, et le niveau marin est bas, alors que les mouvements d'accumulation ont lieu surtout en fin de saison sèche quand commencent à apparaître des houles de Sud-Ouest non diffractées, donc a priori plus énergétiques. Or, les mouvements verticaux, parfois importants, nécessitent une énergie de houle certainement supérieure à celle amenée par les houles de Nord-Ouest diffractées. Se pose donc le problème des mécanismes par lesquels ces agents hydrodynamiques interviennent sur la morphosédimentologie des plages. La réponse devrait certainement être recherchée dans l'étude des transformations à la côte de ces houles et des rapports entre houles lointaines et "mers du vent" locales.

Quant au courant de dérive littorale, il semble bien qu'il ne circule pas dans un seul sens et qu'il y a en fait plusieurs courants de dérive littorale, déterminant ainsi des zones de convergence et de divergence, très importantes pour l'évolution morphosédimentaire des plages. Ces conclusions sont cependant déduites uniquement de l'étude des variations longitudinales des indices granulométriques. Compte tenu des incertitudes pesant sur les méthodologies utilisées, il serait souhaitable d'étudier les variations temporelles et spatiales de la dérive littorale mais aussi de quantifier les sédiments qu'elle transporte.

3. LA VULNERABILITE DES COTES SENEGALAISES A UNE ACCELERATION DE L'ELEVATION DU NIVEAU MARIN

Cette étude, la première de ce type menée au Sénégal, avait pour objectif de définir dans ses grandes lignes la vulnérabilité des côtes en cas d'accélération de l'élévation du niveau marin induite par un réchauffement global de l'atmosphère. Il apparaît ainsi que le Sénégal est très vulnérable à un tel phénomène, non pas tant parce qu'il présente, comme le Bangladesh ou plus près de nous la Guinée Bissau, de vastes zones basses mais parce que les zones côtières concentrent la plupart des activités économiques rentables et qu'elles sont le lieu d'accueil d'une importante population qui fuit les campagnes.

N'ont été considérés ici que certains aspects des impacts d'une élévation du niveau marin, à savoir l'inondation des zones basses et la recrudescence des processus

d'érosion côtière. La majeure partie des pertes de terres seront dues à l'inondation des zones estuariennes, alors qu'en terme de valeur économique, c'est l'érosion côtière qui aura les effets les plus négatifs, parce qu'elle mettra en danger des zones densément peuplées et surtout l'industrie touristique. Pour toutes ces raisons, la Petite Côte semble particulièrement vulnérable à une accélération de l'élévation du niveau marin. Les études de coût permettent de dire qu'il sera possible de protéger les zones qui présentent un intérêt économique important mais la majeure partie des zones vulnérables, essentiellement les zones estuariennes, seront perdues, de même que les mangroves. Or, ces zones estuariennes ont fait ou vont faire l'objet de travaux d'aménagement afin d'augmenter les capacités de production agricole. L'impossibilité de protéger ces terres face à une élévation du niveau marin pose le problème de leur devenir.

Il faut enfin rappeler deux problèmes posés par ce type d'études. Tout d'abord, la méthodologie utilisée est déterminante pour les résultats obtenus. C'est ainsi que peuvent être observées de profondes différences entre les études selon la méthodologie choisie. Des efforts ont été faits par l'Intergovernmental Panel on Climate Change afin de proposer une méthodologie commune. Mais cet outil demande à être amélioré. De plus, semble également entrer en ligne de compte les données de base utilisées. Cellesci sont souvent incomplètes, parfois peu fiables et posent la question de la nécessité de banques de données opérationnelles. Ensuite, d'autres impacts des changements climatiques globaux n'ont pas été considérés dans cette étude. Certains pourraient nuancer d'une manière significative les conclusions quelque peu pessimistes de notre étude. C'est ainsi qu'une augmentation des précipitations pourrait inverser complètement les données concernant l'évolution des mangroves et des zones estuariennes d'une manière générale. Des études complémentaires sont donc nécessaires.

QUELLES PERSPECTIVES ?

La fin d'une étude est souvent, on le souhaite en tout cas, le point de départ d'autres études. Ce travail n'échappe pas à cette règle. A cet égard, un certain nombre de perspectives peuvent être ouvertes. Il faudrait notamment envisager :

1 - de reprendre l'étude de l'évolution historique de la ligne de rivage à l'aide d'une technique plus précise (il existe des logiciels conçus à cet effet) afin de mettre en évidence les limites de la technique que nous avons utilisée. De même, il serait souhaitable de choisir un autre site comparable à celui de Rufisque et de faire les mêmes études afin de cerner les causes de l'évolution à long terme du littoral de la Petite Côte et de distinguer entre causes locales et causes globales.

2 - de faire une étude systématique des agents dynamiques intervenant dans la zone littorale. Celle-ci ne pourra se faire que par des mesures in situ des différents paramètres dynamiques qui devront être accompagnées de mesures rapprochées des évolutions morphologiques et sédimentologiques des plages. L'objectif sera de comprendre le fonctionnement de ce type de littoral caractéristique de la Petite Côte. Par ailleurs, compte tenu de la grande variabilité spatio-temporelle observée, il faudra procéder à l'extension de ce type d'études à d'autres baies de la côte sud qui peuvent ne pas présenter les mêmes caractères. Une modélisation du littoral de la Petite Côte est à ce prix. Et c'est d'ailleurs la perspective la plus fondamentale à mettre en oeuvre, faute de quoi on se contentera de disserter sur l'érosion côtière.

3 - l'étude de vulnérabilité devrait être complétée par des études plus précises de certaines zones particulièrement vulnérables (isthme de la presqu'île du Cap Vert, estuaires du Saloum et de la Casamance) en essayant d'intégrer l'ensemble des impacts des changements climatiques, l'étude d'un seul impact étant limitante et risquant de conduire à des conclusions hermétiques. A cet égard, il devient nécessaire de développer des modèles climatiques régionaux afin de réduire les incertitudes sur des paramètres climatiques fondamentaux tels que les précipitations. Nul doute que de telles études pourront aider à la définition de politiques adéquates de gestion durable des ressources côtières.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMBRASEYS, N.N., ADAMS, R.D. (1986) Seismicity of West Africa. Ann.Geophys., Berlin-Heidelberg, Ser.B, 4 (6), 679-702, 17 fig., 2 tab.
- ANDERS, F.J., BYRNES, M.R. (1991) Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. Shore and Beach, Berkeley (Cal.), 59 (1), 17-26, 1 fig., 1 tab.
- ANTIA, E.E. (1987) Preliminary field observations on beach cusp formation and characteristics on tidally and morphodynamically distinct beaches on the Nigerian coast. *Mar.Geol.*, Amsterdam, **78** (1/2), 23-33, 6 fig., 3 tab.
- ANTIA, E.E. (1989) Beach cusps and beach dynamics : a quantitative field appraisal. *Coastal Eng.*, Amsterdam, 13, 263-272, 3 fig., 3 tab.
- ANWAR, Y.M., GINDY, A.R., EL ASKARY, M.A., EL FISHAWI, N.M. (1979) -Beach accretion and erosion, Burullus-Gamasa coast, Egypt. Mar.Geol., Amsterdam, 30 (3/4), M1-M7, 7 fig., 2 tab.
- ARECCHI, A., VIRTANEN, P. (1984) Aménagement urbain participé. Diokoul face à la mer. ENDA ed., Dakar, 217, 18 p., 4 fig.
- ASSEMIEN, P. (1969) Pollen fossile de Rhizophora à Bogué (Basse vallée du fleuve Sénégal). Pollen et Spores, Paris, XI (1), 73-81, 2 fig., 2 pl.ph.
- ASSEMIEN, P., MICHEL, P. (1967) Etudes sédimentologique et palynologique des sondages de Bogué (Basse vallée du Sénégal) et leur interprétation morphoclimatique. *In : Actes VI Congrès Panaf.Préhist.Et.Quatern.*, Dakar, 319-327, 7 fig., 3 tab., 5 ph.
- AUSSEIL-BADIE, J., BARUSSEAU, J-P., DESCAMPS, C., DIOP, E.H.S., GIRESSE, P., PAZDUR, M. (1991) - Holocene deltaic sequence in the Saloum estuary, Senegal. *Quat.Res.*, Washington, 36, 178-194, 6 fig., 10 tab.
- AWASTHI, A.K. (1970) Skewness, as an environmental indicator in the Solani River System, Roorkee (India). Sediment.Geol., Amsterdam, 4 (2), 177-183, 2 fig., 1 tab.
- BACON, M., BANSON, J.K.A. (1979) Recent seismicity of southeastern Ghana. Earth Planet.Sci.Lett., Amsterdam, 44 (1), 43-46, 3 fig.
- BAKUN, A. (1990) Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, Washington, 247 (4939), 198-201, 4 fig.
- BARBEY, C. (1982) Les ergs du Sud-Ouest de la Mauritanie et du Nord du Sénégal. Thèse Etat Lettres, Univ.Paris VII, 2 tomes, 454 p., 68 fig., 14 tab., 16 ph., 4 ann., 8 pl.h.t.
- BARBEY, C. (1989) Etude chronologique de la sédimentation éolienne dans le Sud-Ouest de la Mauritanie et dans le Nord du Sénégal. Bull.Soc.Géol.France, Paris, (8), V (1), 21-24, 1 tab.
- BARBEY, C., DESCAMPS, C. (1967) Note sur les formations quaternaires de la Pointe de Fann (Dakar). Notes Afr., Dakar, 114, 48-54, 9 fig., 6 ph.
- BARBEY, C., GUITAT, R. (1968) Formation de dunes vives aux environs de Dakar. Notes Afr., Dakar, 119, 88-90, 6 ph.
- BARNETT, T.P. (1984) The estimation of "global" sea level change : a problem of uniqueness. J.Geophys.Res., Washington, 89 (C5), 7980-7988, 4 fig., 3 tab.
- BARNETT, T.P. (1990) Recent changes in sea level: a summary. In: National Research Council (ed.), Sea Level Change, Studies in Geophysics, Nat.Acad.Press, Washington D.C., 37-51, 11 fig., 2 tab.
- BARUSSEAU, J-P. (1980) Essai d'évaluation des transports littoraux sableux sous l'action des houles entre Saint-Louis et Joal (Sénégal). Ass.Sénég.Et.Quatern.Afr.Bull.liaison, Dakar, 58-59, 31-39, 2 fig., 3 tab.
- BARUSSEAU, J-P. (1984) Analyse sédimentologique des fonds marins de la "Petite Côte" (Sénégal). *Doc.Scient.*, C.R.O.D.T./I.S.R.A., Dakar, 94, 22 p., 8 fig., 1 carte h.t.
- BARUSSEAU, J-P. (1987) Phénomènes d'érosion des côtes en Afrique de l'Ouest (Sénégal et Mauritanie). Processus de sédimentation et d'érosion sur le littoral. In: Ceccaldi, H.J. et Champalbert, G. (eds) Actes du Colloque pluridisciplinaire franco-japonais d'océanographie, vie marine. Ann.Fondation Océanographique Ricard, Marseille, Fasc.1 : Océanographie physique et dynamique sédimentaire, 63-74, 3 fig.
- BARUSSEAU, J-P., DIOP, E.H.S., SAOS, J.L. (1985) Evidence of dynamics reversal in tropical estuaries, geomorphological and sedimentological consequences (Salum and Casamance rivers, Senegal). Sedimentol., Amsterdam, 32 (4), 543-552, 10 fig., 3 tab.
- BARUSSEAU, J-P., DIOP, E.H.S., GIRESSE, P., MONTEILLET, J., SAOS, J.L. (1986) Conséquences sédimentologiques de l'évolution climatique fini-Holocène (10²-10³ ans) dans le delta du Saloum (Sénégal). Oceanogr.Trop., Paris, 21 (1), 89-98, 8 fig.
- BARUSSEAU, J-P., GIRESSE, P., FAURE, H., LEZINE, A-M., MASSE, J-P.
 (1988) Marine sedimentary environments on some parts of the tropical and equatorial Atlantic margins of Africa during the Late Quaternary. *Cont.Shelf Res.*, Londres, 8 (1), 1-21, 13 fig.
- BARUSSEAU, J-P., DESCAMPS, C., GIRESSE, P., MONTEILLET, J., PAZDUR, M. (1989) - Nouvelle définition des niveaux marins le long de la côte nordmauritanienne (Sud du Banc d'Arguin) pendant les cinq derniers millénaires. C.R.Acad.Sci., Paris, II, 309, 1019-1024, 2 fig., 1 tab.
- BASCO, D.R. (1990) The effect of seawalls on long-term shoreline change rates for the Southern Virginia ocean coastline. In : Proceedings 22nd International Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York, 11, 1292-1305, 4 fig.
- BEARMAN, G. (ed.) (1989) -Waves, tides and shallow-water processes. Pergamon Press/ The Open University, Oxford/Milton Keynes, 187 p., 103 fig., 5 tab.

- BELLION Y.J.C. (1987) Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudenni, Iullemmeden, Tchad). Thèse Etat, Univ.Avignon et Pays du Vaucluse, 302 p., 125 fig., 13 tab., 1 pl., 1 ann.
- BELLION, Y., GUIRAUD, R. (1980) Tectonique intra-plaque : mise en évidence sur le littoral sénégalais de déformations liées à la phase tectorogénique pyrénéoatlasique. 8ème R.A.S.T., Marseille, 33.
- BELLION, Y., HEBRARD, L., ROBINEAU, B. (1984) Sismicité historique de l'Afrique de l'Ouest. Essai d'inventaire. Remarques et commentaires. Ass.sénégal.Et.Quatern.Afr.Bull.liaison, Dakar, 72-73, 57-71, 2 fig.
- BELLION, Y., ROBINEAU, B. (1986) Sismicité de l'Afrique de l'Ouest. In: Faure et al. (eds.), Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur., ORSTOM, Paris, Coll.Trav. et Doc., 197, 23-24, 1 fig.
- BELLION, Y., GUILLOU, J.J., HEBRARD, L. (1991) Paleogene karstification and concentration of iron micrometeorites (Horst of Ndiass, Cap-Vert, Senegal).
 J.Afr.Earth Sci., Oxford, 12 (1/2), Sp.Issue : "Sedimentary and diagenetic dynamics of continental Phanerozoïc sediments in Africa". 237-246, 4 fig., 1 tab., 7 ph.
- BERGER, W.H., DIESTER-HAASS, L., KILLINGLEY, J.S. (1978) Upwelling off North West Africa : the Holocene decrease in carbon isotopes and sedimentological indicators. *Ocean.Acta*, Paris, 1 (1), 3-7, 3 fig.
- BIJLSMA, L., O'CALLAGHAN, J., HILLEN, R., MISDORP, R., MIEREMET, B., RIES, K., SPRADLEY, J.R., TITUS, J. (1992) - Global climate change and the rising challenge of the sea. Intergovernmental Panel on Climate Change, Rijkswaterstaat, The Hague, 35 p., 8 fig., 5 app.
- BIJLSMA, L., CRAWFORD, M., EHLER, C., HOOZEMANS, F., JONES, V., KLEIN, R., MIEREMET, B., MIMURA, N., MISDORP, R., NICHOLLS, R., RIES, K., SPRADLEY, J., STIVE, M., DE VREES, L., WESTMACOTT, S. (1994) - Preparing to meet the coastal challenges of the 21st century. Conference Report, World Coast Conference. Intergovernmental Panel on Climate Change, Rijkswaterstaat, The Hague, 49 p., 6 fig., 2 tab., 3 app.
- BIRD, E.C.F. (1993) Submerging coasts. The effects of a rising sea level on coastal environments. John Wiley and sons, Chichester, 184 p., 88 fig., 2 tab.
- BLUNDELL, D.J. (1976) Active faults in West Africa. Earth Planet.Sci.Lett., Amsterdam, 31 (2), 287-290, 2 fig.
- BODGE, K.R. (1992) Representing equilibrium beach profiles with an exponential expression. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 8 (1), 47-55, 2 fig., 3 tab.
- BODGE, K.R., OLSEN, E.J., CREED, C.G. (1993) Performance of beach nourishment at Hilton Head Island, South Carolina. In : Stauble, D.K. et Kraus, N.C. (eds) Beach nourishment engineering and management considerations, ASCE, New York, 16-30, 9 fig., 2 tab.
- BOUET-VILLAUMEZ, E. (1846) Description nautique des côtes de l'Afrique Occidentale comprises entre le Sénégal et l'Equateur. Imprimerie Royale, Paris, 216 p., 3 tab.

- BOUQUET DE LA GRYE, A. (1886) *Etude de la barre du Sénégal.* Librairie Militaire L.Baudoin et Cie, Paris, 35 p., 5 fig., 2 cartes.
- BRAATZ, B.V., AUBREY, D.G. (1987) Recent relative sea-level change in Eastern North America. In : Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (eds) Sea-level fluctuation and coastal evolution, Soc.Econ.Paleont.Min., Tulsa (Okl.), Sp.pub. 41, 29-46, 8 fig., 2 tab.
- BRANCART, R.Y. (1975) Etude géologique des feuilles au 1/20 000^e de la presqu'île du Cap Vert: Rufisque - Bargny (Sénégal occidental). D.E.S., Lab.Sédimentologie Continentale, Univ.Aix-Marseille III.
- BRANCART, R.Y. (1977) Etude micropaléontologique et stratigraphique du Paléogène sur le flanc occidental du horst de Ndiass et dans la région de Taïba. Thèse 3ème cycle, Univ.Provence, 2 vol., 89 p., 21 fig., 5 tab., 3 h.t., 40 pl.
- BRENNINKMEYER, B. (1982) Major beach features. In : Schwartz, M.L. (ed.) The encyclopedia of beaches and coastal environments, Encyclopedia of Earth Sciences Series, XV, Hutchinson Ross Pub.Comp., Stroudsburg, 528-531, 2 fig.
- BRUUN, P. (1962) Sea-level rise as a cause of shore erosion. J.Waterways and Harbors Div., ASCE, New York, 88, 117-130, 4 fig.
- BRUUN, P. (1983) Review of conditions for use of the Bruun rule of erosion. *Coastal Eng.*, Amsterdam, 7, 77-89, 6 fig., 5 tab.
- BRUUN, P. (1988) The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large scale two- and three- dimensional usages. J.Coastal Res., Charlottesville (Virg.), 4 (4), 627-648, 9 fig., 6 tab.
- BRUUN, P. (1990) Discussion of : Leonard, L., Clayton, T., and Pilkey, O., 1990. An analysis of replenished beach design parameters on U.S.East coast barrier islands, Journal of Coastal Research, 6 (1), 15-36. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 6 (4), 1037-1039, 1 tab.
- BRUUN, P., SCHWARTZ, M.L. (1985) Analytical predictions of beach profile change in response to a sea level rise. Z. Geomorph., Berlin-Stuttgart, 57, 33-50, 4 fig., 2 tab.
- BRYANT, E. (1982) Behavior of grain size characteristics on reflective and dissipative foreshores, Broken Bay, Australia. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 52 (2), 431-450, 9 fig., 6 tab.
- BRYANT, E. (1983) Regional sea level, Southern Oscillation and beach change, New South Wales, Australia. *Nature*, Londres, **305**, 213-216, 3 fig., 1 tab.
- BRYANT, E. (1987) CO₂ warming, rising sea-level and retreating coasts : review and critique. Austr.Geogr., 18 (2), 101-113, 9 fig., 3 tab.
- BYRNES, M.R., McBRIDE, R.A., HILAND, M.W. (1991) Accuracy standards and development of a national shoreline change data base. *In: Coastal Sediments'91*, ASCE, Seattle, 1027-1042, 4 fig., 1 tab.
- CAMARA, A. (1977) Le Néolithique du Cap Manuel (Dakar). Mém.Maîtrise, Dpt Histoire, Fac.Lettr.Sci.Hum., Dakar, 97 p., 20 fig.

- CAMARA, C. (1968) Saint-Louis du Sénégal. Evolution d'une ville en milieu africain. Initiations et Etudes Africaines, Dakar, n°XXIV, 292 p., 21 fig., 64 ph., 1 pl.h.t.
- CANTAGREL J.M., LAPPARTIENT J.R., TESSIER F. (1976) Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme ouest africain. 4ème R.A.S.T., Paris, 13-16 Avril 1976, 93.
- CHAMARD, P., BARBEY, C. (1970) Contribution à l'étude de la côte occidentale de la presqu'île du Cap Vert. Indices morphométriques et morphoscopiques des galets de plage. *Bull.IFAN*, Dakar, (A), XXXII (4), 858-868, 3 fig.
- CHAPERON, P. (1976) Quatre années de sécheresse dans le Sahel. Données pluviométriques et hydrologiques en Mauritanie et au Sénégal. Extension géographique et perspectives. *In : La désertification au Sud du Sahara* Colloque de Nouakchott, N.E.A. ed., Dakar, 64-69, 2 tab.
- CHAPPELL, J., ELIOT, I.G. (1979) Surf-beach dynamics in time and space An Australian case study, and elements of a predictive model. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 32 (3/4), 231-250, 9 fig., 2 tab.
- CHAUHAN, O.S. (1992) Laminae and grain-size measures in beach sediments, East Coast Beaches, India. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 8 (1), 172-182, 9 fig., 3 tab.
- CHAUHAN, O.S., VERMA, V.K., PRASAD, C. (1988) Variations in mean grain size as indicators of beach sediment movement at Puri and Konarak beaches, Oressa, India. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 4 (1), 27-35, , 6 fig., 3 tab.
- CLARK, J.A., FARRELL, W.E., PELTIER, W.R. (1978) Global changes in postglacial sea level : a numerical calculation. *Quater Res.*, New York, 9 (3), 265-287, 23 fig.
- CLARKE, D.J., ELIOT, I.G. (1983) Mean sea-level and beach width variation at Scarborough, Western Australia. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 51, 251-267, 5 fig., 3 tab.
- COMBELLICK, R.A., OSBORNE, R.H. (1977) Sources and petrology of beach sand from southern Monterey Bay, California. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 47 (2), 891-907, 6 fig., 3 tab.
- CORNEN, G., GIRESSE, P., KOUYOUMONTZAKIS, G., MOGUEDET, G. (1977)-La fin de la transgression holocène sur les littoraux atlantiques d'Afrique équatoriale et australe (Gabon, Congo, Angola, Sao Thome, Annobon). Rôles eustatiques et néotectoniques. Ass.sénégal.Et.Quatern.Afr.Bull.liaison, Dakar, 50, 59-83, 9 fig.
- COUREL, A-M. (1985) Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir de mesures fournies par les satellites. Thèse Etat Lettres, Univ.Paris I, 407 p., 164 fig., 44 tab., 25 images, 7 pl.ph., 8 pl.h.t., 4 cartes h.t.
- CREVOLA, G. (1974) Les dépôts de déferlantes basales du volcan des Marnelles (Presqu'île du Cap Vert, Sénégal). Ann.Fac.Sci.,Univ.Dakar, 27, 99-129, 6 fig., 1 tab., 2 pl.ph.
- CREVOLA, G. (1978) Sills, dykes et pipes de tufs volcaniques bréchiques fluidifiés dans la presqu'île du Cap Vert (Sénégal). C.R.Somm.Soc.Géol.France, Paris, 3, 135-139, 3 fig.

Ŷ

- CREVOLA, G., GAYE, C.B. (1979) Interprétation géologique des coupes de six sondages réalisés au niveau de la tête de la presqu'île du Cap Vert. *Rapp.Dpt.Géol.*, Dakar, Nlle Ser, **1**, 16 p., 1 fig.
- CRONAN, D.S. (1972) Skewness and kurtosis in polymodal sediments from the Irish Sea. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 42 (1), 102-106, 5 fig.
- CROWELL, M., BUCKLEY, M.K. (1991) Guidelines and specifications for erosion studies. In: Proc.of the Fifteenth Annual Conference of the Association of State Floodplain Managers, 321-323.
- CROWELL, M., LEATHERMAN, S.P., BUCKLEY, M.K. (1991) Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), 7 (3), 839-852, 5 fig., 1 tab.
- CROWELL, M., BUCKLEY, M.K. (1993) Calculating erosion rates : using long term data to increase data confidence. *In:* Hughes, S.A. (ed.) *Coastal engineering considerations in coastal zone management*, ASCE, New York, 117-129, 2 fig., 2 tab.
- CROWELL, M., LEATHERMAN, S.P., BUCKLEY, M.K. (1993) Shoreline change rate analysis : long term versus short term data. *Shore and Beach*, Berkeley (Cal.), 61, 13-20, 5 fig., 2 tab.
- DALRYMPLE, R.A., LANAN, G.A. (1976) Beach cusps formed by intersecting waves. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, Boulder (Col.), 87, 57-60, 2 fig., 2 tab.
- DAVIES, J.L. (1964) A morphogenic approach to world shorelines. Z.Geomorph.N.F., Berlin-Stuttgart, 8, 127-142, 5 fig.
- DAVIS Jr, R.A. (1982) Beach. In : Schwartz M.L. (ed.) The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments, Encyclopedia of Earth Science Series, XV, Hutchinson Ross Pub.Comp., Stroudsburg, 140-141, 1 fig.
- DEAN, R.G., YOO, C. (1993) Predictability of beach nourishment performance. In : Stauble, D.K. et Kraus, N.C. (eds) Beach nourishment engineering and management considerations, ASCE, New York, 86-102, 7 fig., 1 tab.
- DEAN, R.G., MAURMEYER, E.M. (1983) Models for beach profile response. In: Komar, P.D.(ed.) Handbook of coastal processes and erosion, C.R.C.Press, Boca Raton (Flo.), 151-165, 9 fig., 1 tab.
- DEBANT, P. (1963) Les roches volcaniques récentes de la feuille au 1/20 000 de Ouakam (République du Sénégal). Ann.Fac.Sci., Univ.Dakar, 10, 79-154, 13 fig., 11 pl.h.t., 3 dépl.h.t.
- DEBAUD, E. (1950) La barre du Sénégal après l'hivernage 1945. In: 2ème Conf.Intern.Africanistes de l'Ouest, Bissau, 1947, Ministeres Colonias, Lisbonne, 1, 151-160, 1 tab., 2 pl.h.t.
- DEBENAY, J.P., GUILLOU, J.J., PAGES, J., BA, M., MOGUEDET, G., PERTHUISOT, J.P., PONTHOREAU-GRANET, C. (1991) - L'écosystème de la Casamance en mai 1990. Evolution de 1984 à 1990. *Rapp.EPEEC*, Dakar, UNESCO/PNUD, 75-99, 16 fig.

- DEBENAY, J.P., PAGES, J., GUILLOU, J.J. (1994) Transformation of a subtropical river into a hyperhaline estuary : the Casamance River (Senegal) Paleogeographical implications. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.,* Amsterdam, **107**, 103-119, 13 fig.
- DEMOULIN, D. (1967) Etude de la morphologie littorale de la Petite Côte de Bargny au marigot de la Nougouna (Sénégal). La côte basse de Bargny Guedj à Yène Tode. Dipl.Et.Sup., Fac.Lettres Sci.hum., Dakar, 122 p, 28 fig., 3 ann.
- DEMOULIN, D. (1970) Etude géomorphologique du massif de Ndias et de ses bordures. Thèse 3ème cycle, Fac.Lettres.Sci.Hum., Dakar, 228 p., 41 fig., 2 pl.h.t.
- DEMOULIN, D., MASSE, J-P. (1969) Grès de plage de la presqu'île du Cap Vert (Sénégal). Bull.I.F.A.N., Dakar, Ser.A, XXXI (3), 721-738, 2 fig., 2 ph.
- DENNIS, K.C., NICHOLLS, R.J., LEATHERMAN, S.P. (1991) U.S.Environmental Protection Agency coastal land loss studies. *Information Memorandum : Sea-level rise and coastal management*, NOS/NOAA, Washington Rijkswaterstaat, The Hague, 1, 16 p., 1 fig., 4 tab.
- DENNIS, K.C., NIANG-DIOP, I., NICHOLLS, R.J. (1995) Sea-level rise in Senegal : Potential impacts and consequences. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), Nicholls, R.J.et Leatherman, S.P. (eds) "The potential impacts of accelerated sea-level rise on developing countries", Sp.Issue 14, 13 fig., 8 tab.
- DESCAMPS, C., DEMOULIN, D. (1969) Stratigraphie du gisement préhistorique du Cap Manuel (Dakar). Bull.I.F.A.N., Dakar, Ser.A, XXXI (3), 739-751, 2 pl., 1 ph.
- DIA, A. (1980) Contribution à l'étude des matériaux volcaniques de la presqu'île du Cap Vert et du plateau de Thiès. Inventaire et étude préliminaire des sites. Mém.D.E.A., *Rapp.Dpt.Géol.*, Univ. Dakar, Nlle Ser, 6, 92 p., 22 fig., 10 tab., 6 pl.h.t
- DIA, A. (1982) Contribution à l'étude des caractéristiques pétrographiques, pétrochimiques et géotechniques des granulats basaltiques de la presqu'île du Cap Vert et du plateau de Thiès (carrière de Diack-Sénégal). Thèse 3ème cycle, Fac.Sciences, Univ.Dakar, 183 p., 41 fig., 28 tab., 4 pl.ph., 1 pl.h.t.
- DIALLO, S. (1982) Evolution géomorphologique du littoral sur la Petite Côte à Rufisque. Mém.Maîtr., Dpt Géogr., Fac Lettres Sci.hum., Dakar, 124 p., 33 fig.
- DIAW, A.T. (1984) Morphométrie du littoral sénégalais et gambien. Notes Africaines, Dakar, 183, 58-63, 5 fig., 1 tab.
- DIAW, A.T. (1989) Images d'une flèche décochée. La flèche littorale de Sangomar. Notes Biogéographie, Dakar, 4, 6-21, 43 ph.
- DIAW, A.T., MOUGENOT, B., THIAM, M.D., THOMAS, Y-F. (1988) Apports de l'imagerie Spot à la connaissance des milieux littoraux du Saloum (Sénégal). In: C.N.E.S. (ed.) Spot 1: utilisation des images, bilans, résultats, Cepadues ed., Toulouse, 1131-1141, 4 fig., 2 ph.h.t.

- DIAW, A.T., DIOP, N., THOMAS, Y-F. (1990) Rupture of the Spit of Sangomar. Estuary of the Saloum, Senegal. In : Shahrokhi, F., Jasentuliyana, N., Tarabzouni, N. (eds) Space commercialization : satellite technology, Am.Inst.Aeronautics and Astronautics (AIAA), Washington, Progress in Astronautics and Aeronautics, 128, 170-180, 3 fig., 4 tab.
- DIAW, A.T., DIOP, N., THIAM, M.D., THOMAS, Y-F. (1991) Remote sensing of spit development: a case study of Sangomar spit, Senegal. Z.Geomorph., Berlin-Stuttgart, 81, 115-124, 6 fig., 1 tab.
- DIESTER-HAASS, L. (1980) Upwelling and climate off Northwest Africa during the Late Quaternary. In: Sarnthein, M., Seibold, E., Rognon, P. (eds) Paleoecology of Africa, A.Balkema, Rotterdam, 12, 229-238, 4 fig.
- DIESTER-HAASS, L., SCHRADER, H.J., THIEDE, J. (1973) Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North West Africa. *Meteor Forsch.Ergebnisse*, Berlin, C, 16, 19-66, 28 fig., 8 tab.
- DIESTER-HAASS, L., SCHRADER, H.J. (1979) Neogene coastal upwelling history off Northwest and Southwest Africa. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 29 (1/4), 39-53, 5 fig.
- DIETZ, R.S., KNEBEL, H.J., SOMERS, L.H. (1968) Cayar submarine canyon. Geol.Soc.Amer.Bull., Boulder (Col.), 79, 1821-1828, 4 fig.
- DIOP, E.H.S. (1986) Estuaires holocènes tropicaux. Etude de géographie physique comparée des "Rivières du Sud" : du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (République de Guinée). Thèse Etat Lettres, Univ.L.Pasteur, Strasbourg, 2 tomes, 522 p., 118 fig., 72 tab., 20 ph., 4 pl.ph., 4 ann., 15 pl.h.t.
- DIOP, E.S., BA, M., DIOUF, B., BARUSSEAU, J.P., DESCAMPS, C., SOUMARE, A., CHEVILLOTTE, H., DIALLO, P.A. (1993) - Coastal and sand spit evolution from 1958 to 1992 : Saloum river mouth (Senegal, West Africa). In: Awosika L.E., Ibe A.C., Schroader P (eds) Coastlines of Western Africa, ASCE, New York, 239-252, 6 fig.
- DIOUF, M.B. (1989) Sédimentologie, minéralogie et géochimie des grès carbonatés quaternaires du littoral sénégalo mauritanien. Thèse Océanologie, Univ.Perpignan, 237 p., 70 fig., 46 tab., 8 pl.ph., 2 ann.
- DIOUF, B., GIRESSE, P., OCHIETTI, S., CAUSSE, C. (1993) La limite méridionale des grès calcaires du Pléistocène marin ouest-africain : étude pétrologique et géochimique d'après l'exemple du cap des Biches (Sénégal). In : Evolution côtière au Quaternaire, Réunion Intern.PIGC 274, O.R.S.T.O.M., Dakar, 6-7.
- DIRECTION DE LA PREVISION ET DE LA STATISTIQUE (1992) Population du Sénégal : structure par sexe et par âge en 1988 et projections de 1989 à 2015. Ministère Economie, Finances et Plan, Dakar, 30 p.
- DIXON, K., PILKEY, O.H. (1989) Beach replenishment along the U.S.Coast of the Gulf of Mexico. In : Magoon, O.T. et al. (eds) Coastal Zone'89, ASCE, New York, 2007-2020, 7 fig., 5 tab.
- DOLAN, R., HAYDEN, B.P., HEYWOOD, J. (1978) A new photogrammetric method for determination shoreline erosion. *Coastal Eng.*, Amsterdam, 2, 21-39, 8 fig., 1 tab.

 \mathcal{L}

- DOLAN, R., HAYDEN, B.P., MAY, P., MAY, S. (1980) The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach*, Berkeley (Cal.), 48 (4), 22-29, 4 fig., 2 tab.
- DOLAN, R., HAYDEN, B. (1983) Patterns and prediction of shoreline change. In: Komar P.D.(ed.) Handbook of coastal processes and erosion, CRC Press ed., Boca Raton (Flo.), 123-149, 14 fig., 6 tab.
- DOLAN, R., FENSTER, M.S., HOLME, S.J. (1991) Temporal analysis of shoreline recession and accretion. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 7 (3), 723-744, 14 fig., 2 tab.
- DOLAN, R., FENSTER, M.S., HOLME, S.J. (1992) Spatial analysis of shoreline recession and accretion. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 8 (2), 263-285, 14 fig., 5 tab., 1 app.
- DOLAN, T.J., CASTENS, P.G., SONU, C.J., EGENSE, A.K. (1987) Review of sediment budget methodology : Oceanside littoral cell, California. In: Coastal Sediments'87, ASCE, New York, 2, 1289-1304, 9 fig., 1 tab.
- DOMAIN, F. (1976) Les fonds de pêche du plateau continental ouest africain entre 17°N et 12°N. *Doc.CRODT/ISRA*., Dakar, **61**, 20 p., 3 fig., 1 ann., 2 pl.h.t.
- DOMAIN, F. (1977) Carte sédimentologique du plateau continental sénégambien. Extension à une partie du plateau continental de la Mauritanie et de la Guinée Bissau. ORSTOM ed., Paris, Notice explicative n°68, 17 p., 3 cartes.
- DONIOL, R. (1956) Les variations saisonnières du niveau moyen à Dakar. Bull.Inf.C.O.E.C., Paris, VII (5), 225-240, 11 fig., 3 tab.
- DOUGLAS, B.C.(1991) Global sea level rise. J.Geophys.Res., Washington, 96 (C4), 6981-6992, 11 fig., 11 tab.
- DROZ, L., BLAREZ, E., MASCLE, J., BOKO, S. (1985) The "Trou Sans Fond" deep-sea fan (off Ivory Coast, Equatorial Atlantic). *Mar.Geol.*, Amsterdam, 67, 1-11, 5 fig.
- DUANE, D.B. (1964) Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 34 (4), 864-874, 5 fig., 2 tab.
- DUBOIS, R.N. (1972) Inverse relationship between foreshore slope and mean grain size as a function of the heavy mineral content. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, Boulder (Col.), 83 (3), 871-876, 4 fig.
- DUBOIS, R.N. (1973) Seasonal variation of a limnic beach. Geol.Soc.Amer.Bull., Boulder (Col.), 84 (5), 1817-1824, 3 fig., 3 tab.
- DUBOIS, R.N. (1975) Support and refinement of the Bruun Rule in beach erosion. J.Geol., Chicago, 83 (5), 651-657, 2 fig., 1 tab.
- DUBOIS, R.N. (1976) Nearshore evidence in support of the Bruun rule on shore erosion. J.Geol., Chicago, 84 (4), 485-491, 3 fig., 1 tab.
- DUBOIS, R.N. (1977) Predicting beach erosion as a function of rising water level. J.Geol., Chicago, 85, 470-476, 4 fig., 1 tab.

- DUBOIS, R.N. (1978) Beach topography and beach cusps. Geol.Soc.Amer.Bull., Boulder (Col.), 89 (8), 1133-1139, 10 fig.
- DUBOIS, R.N. (1982) Relation among wave conditions, sediment texture, and rising sea level : an opinion. Shore and Beach, Berkeley (Cal.), 50 (2), 30-32, 1 fig.
- DUBOIS, R.N. (1988) Seasonal changes in beach topography and beach volume in Delaware. *Mar.Geol.*, Amsterdam, **81**, 79-96, 11 fig., 1 tab.
- DUBOIS, R.N. (1989) Seasonal variation of mid-foreshore sediments at a Delaware beach. Sediment.Geol., Amsterdam, 61 (1/2), 37-47, 6 fig., 5 tab.
- DUBOIS, R.N. (1992) A re-evaluation of Bruun's rule and supporting evidence. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 8 (3), 618-628, 7 fig.
- DUBRESSON, A. (1979) L'espace Dakar-Rufisque en devenir: de l'héritage urbain à la croissance industrielle. *Trav.Doc.ORSTOM*, Paris, **106**, 371 p., 29 fig., 109 tab.
- DUMON, J.C., FROIDEFOND, J.M., GAYET, J., NAUDIN, J.J., PEYPOUQUET, J.P., PRUD'HOMME, R., SAUBADE, A.M., TURON, J.L. (1977) - Evolution holocène de la couverture sédimentaire du proche plateau continental au Sud de Dakar (Sénégal). Bull.Soc.Géol.France, Paris, (7), XIX (2), 219-234, 8 fig.
- DURAND, A., LANG, J. (1991) Breaks in the continental environmental equilibrium and intensity changes in aridity over the past 20 000 years in the Central Sahel. J.Afr.Earth Sci., Oxford, 12 (1/2), Sp.Issue : "Sedimentary and diagenetic dynamics of continental Phanerozoïc sediments in Africa", 199-208, 2 fig., 1 tab.
- DWARS, HEEDERIK et VERHEY INGENIEURS CONSEILS (1979) Rapport sur l'étude de la protection du rivage de la Petite Côte. Ministère Equipement, Rép.Sénégal, 92 p., 24 fig., 5 tab., 28 ph., 2 ann.
- EL-ASHRY, M.T. (1971) Causes of recent increased erosion along United States shoreline. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, Boulder (Col.), 82 (7), 2033-2038, 4 fig., 1 tab.
- ELLISON, J.C., STODDART, D.R. (1991) Mangrove ecosystem collapse during predicted sea-level rise : Holocene analogues and implications. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 7 (1), 151-165, 3 fig., 3 tab.
- ELOUARD, P. (1980) Géomorphologie structurale, lithologique et climatique de la presqu'île du Cap Vert (Sénégal). Notes Africaines, Dakar, 167, 1-68, 7 fig.
- ELOUARD, P., TESSIER, F., HEBRARD, L. (1967) Les formations sédimentaires et volcaniques de la presqu'île du Cap Vert. Formations sédimentaires de la tête de la presqu'île. 6ème Cong. Panafr.Préhist.Et.Quatern., Dakar, 41-45, 2 fig., 1 tab.
- ELOUARD, P., BRANCART, R., HEBRARD, L. (1976 a) Notice explicative de la carte géologique de la presqu'île du Cap Vert au 1/20 000. Rufisque. Dir.Mines et Géologie, Min.Dév.Industr.Environ., Dakar, 35 p., 5 fig., 1 carte h.t.
- ELOUARD, P., BRANCART, R., HEBRARD, L. (1976 b) Notice explicative de la carte géologique de la presqu'île du Cap Vert au 1/20 000. Bargny. Dir.Mines et Géologie, Min.Dév.Industr.Environ., Dakar, 43 p., 8 fig., 1 carte h.t.

- ELOUARD, P., FAURE, H., HEBRARD, L. (1977) Variations du niveau de la mer au cours des 15 000 dernières années autour de la presqu'île du Cap Vert. Dakar-Sénégal. Bull.liaison Ass.Sénég.Et.Quatern.Afr., Dakar, 50, 29-49, 2 fig.
- EMERY, K.O. (1980) Relative sea levels from tide-gauge records. Proc.Natl.Acad.Sci.USA, 77 (12), 6968-6972, 2 fig.
- EMERY, K.O., AUBREY, D.G. (1991) Sea levels, land levels and tide gauges. Springer Verlag, New York, 237 p., 113 fig., 9 tab., 2 app.
- ENGSTROM, W.N. (1974) Beach foreshore sedimentology and morphology in the Apostle Islands of Northern Wisconsin. *J.Sedim.Petrol.*, Tulsa (Okl.), 44 (1), 190-206, 6 fig., 2 tab.
- ETKINS, R., EPSTEIN, E.S. (1982) The rise of global mean sea level as an indicator of climate change. *Science*, Washington, **215** (4530), 287-289, 1 fig., 1 tab.
- FAIRBRIDGE, R.W., JELGERSMA, S. (1990) Sea level. In : Paepe R., Fairbridge R.W., Jelgersma S. (eds) Greenhouse effect, sea level and drought, Kluwer Academic Press, Dordrecht, NATO ASI Series C, Vol.325, 117-143, 5 fig., 2 tab.
- FAURE, H. (1971) Relations dynamiques entre la croûte et le manteau d'après l'étude de l'évolution paléogéographique des bassins sédimentaires. C.R.Acad.Sci., Paris, D, 272 (26), 3239-3242, 1 fig.
- FAURE, H., ELOUARD, P. (1967) Schéma des 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), 265 (11), 784-787, 2 fig.
- FAURE, H., DEMOULIN, D., HEBRARD, L., NAHON, D. (1970) Données sur la néotectonique de l'extrême ouest de l'Afrique. Conf.on African Geology, Ibadan, 10 p., 2 fig.
- FAURE, H., HEBRARD, L. (1977) Variations des lignes de rivages au Sénégal et en Mauritanie au cours de l'Holocène. Studia Geologica Polonica, Varsovie, L11, 143-157, 3 fig.
- FAURE, H., FONTES, J.C., HEBRARD, L., MONTEILLET, J., PIRAZZOLI, P.A. (1980) - Geoidal change and shore-level tilt along Holocene estuaries: Senegal river area, West Africa. Science, Washington, 210 (4468), 421-423, 2 fig., 1 tab.
- FAYE, M. (1978) Monographie climatique d'une station synoptique: Dakar-Yoff (1947-76). Tr.Et.Rech., Dpt Géogr., Fac.Lett.Sci.Hum., Dakar, 118 p., 28 fig., 23 tab.
- FENSTER, M.S., DOLAN, R. (1993) Historical shoreline trends along the Outer Banks, North Carolina : processes and responses. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 9 (1), 172-188, 7 fig.
- FENSTER, M.S., DOLAN, R., ELDER, J.F. (1993) A new method for predicting shoreline positions from historical data. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), 9 (1), 147-171, 13 fig., 5 tab.
- FINKELSTEIN, K. (1982) Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska. Mar.Geol., Amsterdam, 47, 261-281, 12 fig., 1 tab.

- GORYCKI, M.A. (1973) Sheetflood structure: mechanism of beach cusp formation and related phenomena. J.Geol., Chicago, 81 (1), 109-117, 7 fig.
- GREENWOOD, B. (1969) Sediment parameters and environment discrimination : an application of multivariate statistics. *Can.J.Earth Sci.*, Ottawa, 6 (6), 1347-1358, 8 fig., 5 tab.
- GRÖGER, M., PLAG, H.-P. (1993) Estimations of a global sea level trend : limitations from the structure of the PSMSL global sea level data set. *Global Planet.Change*, Amsterdam, Sp.Issue : Pirazzoli, P.A., Plag, H.-P., Sabadini, R., Zerbini, S. (eds) "Vertical movements, earth rheology and sea level measurement", 8 (3), 161-179, 9 fig., 3 tab.
- GUILCHER, A., NICOLAS, J.P. (1954) Observations sur la Langue de Barbarie et les bras du Sénégal aux environs de Saint-Louis. *Bull.Inf.C.O.E.C.*, Paris, VI (6), 227-242, 9 pl.
- GUZA, R.T., DAVIS, R.E. (1974) Excitation of edge waves by waves incident on a beach. J.Geophys.Res., Washington, 79 (9), 1285-1291, 1 tab., 1 app.
- GUZA, R.T., INMAN, D.L. (1975) Edge waves and beach cusps. J.Geophys.Res., Washington, 80 (21), 2997-3012, 10 fig., 2 tab.
- GUZA, R.T., BOWEN, A.J. (1976) Finite amplitude edge waves. J.Mar.Res., New Haven, 34 (2), 269-293, 6 fig., 1 tab., 1 app.
- GUZA, R.T., BOWEN, A.J. (1981) On the amplitudes of beach cusps. J.Geophys.Res., Washington, 86 (C5), 4125-4132, 6 fig., 1 tab.
- HALL, M.J., PILKEY, O.H. (1991) Effects of hard stabilization on dry beach width for New Jersey. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 7 (3), 771-785, 8 fig., 4 tab.
- HALLERMEIER, R.J. (1981) A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Eng.*, Amsterdam, 4, 253-277, 1 fig., 3 tab.
- HANAMGOND, P.T., CHAVADI, V.C. (1992) Small-scale temporal variations in morphology and grain size characteristics of the sediments of Binge Beach, India. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 8 (1), 201-209, 7 fig., 2 tab.
- HANDS, E.B. (1983) The Great Lakes as a test model for profile responses to sea level changes. *In:* Komar, P.D.(ed.) *Handbook of coastal processes and erosion*, C.R.C.Press, Boca Raton (Flo.), 167-189, 15 fig., 2 tab.
- HATTORI, M., KAWAMATA, R. (1980) Onshore-offshore transport and beach profile change. In : Proceedings 17th Intern.Conf.Coastal Eng., ASCE, New York, 1175-1193, 13 fig., 1 tab.
- HAYES, M.O. (1984) Beach erosion. Res.Plan.Inst.Ed., Columbia, 130 p., 69 fig., 7 tab.
- HEALY, T. (1991) Coastal erosion and sea level rise. Z.Geomorph.N.F., Berlin-Stuttgart, 81, 15-29, 4 fig., 1 tab.
- HEBRARD, L. (1966) Les formations tertiaires et quaternaires de l'isthme de la presqu'île du Cap Vert (Feuille Thiaroye, Sénégal). Rapp. Lab. Géol., Fac. Sci., Univ. Dakar, 16, 68 p., 7 fig., 8 ann., 6 pl.h.t.

- HEBRARD, L. (1974) Découverte de la flore et de la végétation ensevelies sous les cinérites du volcan quaternaire des Mamelles de Dakar (Sénégal). Ass.Sénégal.Et.Quatern.Afr.Bull.liaison, Dakar, 42-43, 81-90, 4 fig.
- HEBRARD, L., FAURE, H., ELOUARD, P. (1969) Age absolu du volcanisme quaternaire de Dakar (Sénégal). Bull.Ass.Sénég.Et.Quatern.Ouest Afr., Dakar, 22, 15-19, 2 fig.
- HISARD, P. (1980) Observation de réponses de type "El Niño" dans l'Atlantique tropical oriental. Golfe de Guinée. Oceanol.Acta, Paris, 3 (1), 69-78, 9 fig.
- HOOGHIEMSTRA, H. (1988) Changes in major wind belts and vegetation zones in NW Africa 20 000 - 5 000 yr BP, as deduced from a marine pollen record near Cap Blanc. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, Amsterdam, 55 (1-3), 101-140, 13 fig., 4 tab.
- HOOGHIEMSTRA, H., BECHLER, A., BEUG, H.J. (1987) Isopollen maps for 18,000 years B.P. of the Atlantic offshore of Northwest Africa : evidence for paleowind circulation. *Paleooceanography*, Washington, 2 (6), 561-582, 13 fig., 2 tab.
- HOOZEMANS, F.M.J., MARCHAND, M., PENNEKAMP, H.A. (1993) Sea level rise. A global vulnerability assessment. Delft Hydraulics/Rijkswaterstaat, The Hague, 114 p., 16 fig., 27 tab., 6 app.
- HOREL, J.D., KOVSKY, V.E., KAGANO, M.T. (1986) Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984. Nature, Londres, 322, 248-251, 3 fig.
- HOUGHTON, J.T., JENKINS, G.J., EPHRAUMS, J.J.eds (1990) Climate change. The IPCC Scientific Assessment. WMO/UNEP, Cambridge University Press, Cambridge, 365 p., 138 fig., 38 tab., 1 ann., 8 app.
- HOUSTON, J.R. (1990) Discussion of : Pilkey, O.H.. A time to look back at beach replenishment (editorial), Journal of Coastal Research, 6 (1) iii-vii. And Leonard, L., Clayton, T., and Pilkey, O., 1990. An analysis of replenished beach design parameters on U.S.East coast barrier islands, Journal of Coastal Research, 6 (1), 15-36. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 6 (4), 1023-1036, 5 fig., 2 tab.
- HOUSTON, J.R. (1991) Beachfill performance. Shore and Beach, Berkeley (Cal.), 59 (3), 15-24, 8 fig.
- HSU, J.R.C., SILVESTER, R., XIA, Y-M. (1987) New characteristics of equilibrium shaped bays. *Proc.8th Austral.Conf.Coastal and Ocean Eng.*, Launceston, 140-144, 8 fig.
- HSU, J.R.C., EVANS, C. (1989) Parabolic bay shapes and applications. Proc.Instn.Civ.Engrs, Londres, Part 2, 87, 557-570, 8 fig., 2 tab.
- HSU, J.R.C., SILVESTER, R., XIA, J-M. (1989 a) Generalities on static equilibrium bays. *Coastal Eng.*, Amsterdam, 12, 353-369, 11 fig., 3 tab.
- HSU, J.R.C., SILVESTER, R., XIA, J-M. (1989 b) Static equilibrium bays: new relationships. J.Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng., ASCE, New York, 115 (3), 285-298, 10 fig., 2 tab.

- FITZGERALD, D.M., FINK, L.K.Jr. (1987) Sediment dynamics along an indented coast: Popham Beach-Kennebec River, Maine. In : Coastal sediments'87, ASCE, New York, 2047-2061, 12 fig.
- FLEMMING, N.C. (1964) Tank experiments on the sorting of beach material during cusp formation. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 34 (1), 112-122, 15 fig., 1 tab.
- FLOHN, H., KAPALA, A., KNOCHE, H.R., MÄCHEL, M. (1990) Changes of hydrological cycle and Northern Hemisphere circulation and their initiation at the tropical air-sea surface. In : International TOGA Scientific Conference Proceedings, Honolulu, 16-20 Juillet 1990, WMO ed., Genève, WCRP-43, 47-57, 6 fig., 1 tab., 1 app.
- FOLK, R.L. (1962) Of skewnesses and sands. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 32 (1), 145-146.
- FOLK, R.L. (1966) A review of grain-size parameters. Sedimentol., Amsterdam, 6 (2), 73-93, 1 fig., 3 tab.
- FOLK, R.L., WARD, W.C. (1957) Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 27 (1), 3-26, 19 fig.
- FOLLAND, C.K., KARL, T.R., VINNIKOV, K.Y.A. (1990) Observed climate variations and change. In: Houghton J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J.(eds) Climate change. The IPCC Scientific Assessment, WMO/UNEP, Cambridge University Press, Cambridge, 195-238, 25 fig.
- FOX, W.T., LADD, J.W., MARTIN, M.K. (1966) A profile of the four moment perpendicular to a shore line, South Haven, Michigan. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 36 (4), 1126-1130, 2 fig., 1 tab.
- FOX, W.T., DAVIS, Jr, R.A. (1978) Seasonal variation in beach erosion and sedimentation on the Oregon coast. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, Boulder (Col.), 89 (10), 1541-1549, 13 fig., 1 tab.
- FREIBURGHAUS P., GALIMONT G., PAYOT M., SCHIFFERLI R. (1981) -Diokoul 1981. Amélioration de l'habitat en milieux périurbains. Etudes préliminaires. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Dpt Architecture, 494 p.
- FRIEDMAN, G.M. (1961) Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 31 (4), 514-529, 8 fig., 2 tab., 1 app.
- FRIEDMAN, G.M. (1967) Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 37 (2), 327-354, 19 fig., 32 tab.
- FROIDEFOND, J.M. (1975) Analyse cartographique de la bathymétrie du proche plateau continental de la baie de Rufisque (Sénégal). Thèse 3ème cycle, Univ.Bordeaux I, n°1206, 97 p., 50 fig., 9 tab., 36 cartes, 1 ann.
- GAC, Y., KANE, A., MONTEILLET, J. (1982) Migrations de l'embouchure du fleuve Sénégal depuis 1850. *Cah.ORSTOM*, Paris, Ser.Géol., XII (1), 73-75, 2 fig., 1 tab.

- GAC, J.Y., CARN, M., SAOS, J.L. (1986a) L'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal. I. Période 1903-1980. *Rev.Hydrobiol.trop.*, Paris, 19 (1), 3-17, 10 fig., 5 tab.
- GAC, J.Y., CARN, M., SAOS, J.L. (1986b) L'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal. II. Période 1980-1983 : proposition d'un nouveau modèle d'intrusion continentale des eaux océaniques. *Rev.Hydrobiol.trop.*, Paris, 19 (2), 93-108, 11 fig., 3 tab.
- GAO, S., COLLINS, M. (1991) A critique of the "Mc Laren method" for defining sediment transport paths - Discussion. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 61 (1), 143-146, 3 fig.
- GARDNER, J.V., HAYS, J.D. (1976) Responses of sea surface temperature and circulation to global climate change during the past 200,000 years in the eastern equatorial Atlantic Ocean. In: Clines, R.M.et Hays, J.D. (eds) Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology, Geol.Soc.Am., Mem., New York, 145, 221-246, 9 fig., 5 tab.
- GAYE, C.B., BARUSSEAU, J.P. (1983) Contribution à l'étude des conditions de mise en place des sables infrabasaltiques (presqu'île du Cap Vert, Sénégal). In: Bassins sédimentaires en Afrique, Trav.Lab.Sci.Terre, Univ.St-Jérôme-Marseille, Ser.A, n°15, 67-68.
- GAYE, C.B., GELINAS, P.J., FAYE, A., OUELLET, M., THERRIEN, P. (1989) -Ground water planning and management in coastal areas. The case history of Dakar, Senegal. In : Moore, J.E., Zaporozec, A.A., Csallany, S.C., Varney, T.C. (eds) Recent advances in groundwater hydrology, Am.Inst.Hydrol., 238-245, 6 fig., 1 tab.
- GILL, A.E., CLARKE, A.J. (1974) Wind-induced upwelling, coastal currents and sealevel changes. *Deep Sea Res.*, Oxford, 21 (5), 325-345, 4 fig., 2 tab.
- GIRESSE, P., DIOUF, M., BARUSSEAU, J.P. (1988a) Lithological, mineralogical and geochemical observations of Senegalo-Mauritanian Quaternary shoreline deposits: possible chronological revisions. *Palaeogeogr.Palaeoclim.Palaeoecol.*, Amsterdam, 68, 241-257, 7 fig., 4 tab.
- GIRESSE, P., BARUSSEAU, J.P., DESCAMPS, C., MONTEILLET, J. (1988b) -Enregistrement sédimentologique et archéologique des oscillations climatiques récentes dans le domaine littoral de l'extrême ouest africain. Contribution à l'étude des aridifications. Rapport final. Lab.Rech.Sedim.marine, Perpignan, 133 p., 17 fig., 9 tab., 2 ann.
- GORNITZ, V. (1993) Mean sea level changes in the recent past. In : Warrick, R.A., Barrow, E.M. et Wigley, T.M.L. (eds) Climate and the sea level change : observations, projections and implications., Cambridge University Press, Cambridge, 25-44, 5 fig., 2 tab.
- GORNITZ, V., LEBEDEFF, S., HANSEN, J. (1982) Global sea level trends in the past century. Science, Washington, 215 (4540), 1611-1614, 2 fig., 1 tab.
- GORNITZ, V., LEBEDEFF, S. (1987) Global sea-level changes during the past century. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (eds), Sea-level fluctuations and coastal evolution, Soc.Econ.Paleontol.Mineral., Tulsa (Okl.), Sp.Pub., n°41, 3-16, 11 fig., 3 tab.

- HUBERT, P., CARBONNEL, J.-P. (1986) Approches statistiques de l'étude des séries pluviométriques de longue durée de l'Afrique de l'Ouest. In: Faure et al. (eds) Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. ORSTOM, Paris, Coll.Trav. et Doc., 197, 199-202, 1 fig.
- HUGHES, M.G., COWELL, P.J. (1987) Adjustment of reflective beaches to waves. J.Coastal Res., Charlottesville (Virg.), 3 (2), 153-167, 11 fig., 1 tab.
- HUNTLEY, D.A. (1976) Long-period waves on a natural beach. J.Geophys.Res., Washington, 81 (36), 6441-6449, 10 fig., 2 tab.
- HUNTLEY, D.A. (1980) Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems : Southeastern Australia - Comments. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 37 (3/4), 371-373.
- HUNTLEY, D.A., BOWEN, A.J. (1975) Field observations of edge waves and their effect on beach material. J.Geol.Soc.Lond., Londres, Part 1, 131, 69-81, 6 fig.
- IBE, A.C. (1988) Nigeria. In : Walker, H.J. (ed.) Artificial structures and shorelines, Kluwer Acad.Pub., Dordrecht, 287-294, 4 fig., 1 tab.
- IBE, A.C., QUELENNEC, R.E. (1989) Méthodologie d'inventaire et de contrôle de l'érosion côtière dans la région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. Rapports et Etudes mers régionales, PNUE, Nairobi, 107, 107 p., 55 fig., 5 tab.
- INMAN, D.L., NORDSTROM, C.E. (1971) On the tectonic and morphologic classification of coasts. J.Geol., Chicago, 79 (1), 1-21, 5 fig., 8 tab.
- INMAN, D.L., BRUSCH, B.M. (1973) The coastal challenge. Science, Washington, 181 (4094), 20-32, 13 fig., 3 tab.
- INMAN, D.L., GUZA, R.T. (1982) The origin of swash cusps on beaches. Mar.Geol., Amsterdam, 49 (1/2), 133-148, 5 fig., 2 tab.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE COASTAL ZONE MANAGEMENT SUBGROUP (1991) - The seven steps to the assessment of the vulnerability of coastal areas to sea level rise. A common methodology. IPCC, Response Strategies Working Group, The Hague, Revision 1, 27 p., 2 fig., 2 tab., 3 ann.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (1992) Climate change : The IPCC 1990 and 1992 assessments. WMO/UNEP, 168 p.
- JACOBSEN, E.E., SCHWARTZ, M.L. (1981) The use of geomorphic indicators to determine the direction of net shore-drift. Shore and Beach, Berkeley (Cal.), 49, 38-43, 2 fig.
- JENSEN, J., HOFSTEDE, J.L.A., KUNZ, H., RONDE, J.de, HEINEN, P.F., SIEFERT, W. (1993) - Long term water level observations and variations. In: Hillen, R., Verhagen, H.J. (eds), Coastlines of the Southern North Sea, ASCE, New York, 110-130, 17 fig., 5 tab.
- JOHNSON, D.R., BARTON, E.D., HUGHES, P., MOOERS, C.N.K. (1975) -Circulation in the Canary Current upwelling region off Cabo Bojador in August 1972. Deep Sea Res., Oxford, 22 (8), 547-558, 8 fig., 2 tab.

- KALCK, Y. (1978) Evolution des zones à mangroves du Sénégal au Quaternaire récent. Etudes géologiques et géochimiques. Thèse 3ème cycle, Univ.Strasbourg, 121 p., 28 fig., 10 tab., 13 ann.
- KALKSTEIN, L.S. (ed.) (1991) Global comparisons of selected GCM control runs and observed climate data. USEPA/OPE/CCD, Washington, 251 p., 80 fig., 75 tab.
- KANE, A. (1985) Le bassin du Sénégal à l'embouchure. Flux continentaux dissous et particulaires. Invasion marine dans la vallée du fleuve.(Contribution à l'hydrologie fluviale en milieu tropical humide et à la dynamique estuarienne en domaine sahélien). Thèse 3ème cycle, Nancy, 205 p., 75 fig., 52 tab.
- KANEKO, A. (1984) A laboratory experiment of beach cusps. In: Coastal Engineering Abstracts, 19th Int.Conf.Coastal Engineering, ASCE, New York, 90-91, 3 fig.
- KELLY, P.M., FARMER, G. (1991) Detecting global warming. In : Ominde, S.-H., Juma, C. (eds) A change in the weather. African perspectives on climatic change, ACTS. Press, Nairobi, 61-75, 7 fig.
- KERHALLET, C.P.de, LE GRAS, A. (1871) Instructions nautiques sur la côte occidentale d'Afrique comprenant le Maroc, le Sahara et la Sénégambie. A.Lainé imp., Paris, 364 p.
- KHATIB, R., LY, A., SOW, E.-H., SARR, R. (1990) Rythmes sédimentaires liés aux variations eustatiques globales au Campanien et Maastrichtien du Sénégal. Rév^{**} on stratigraphique de la série du Crétacé terminal du Cap de Naz. *C.R.c.ad.Sci.*, Paris, Ser.II, 311, 1089-1095, 5 fig., 2 pl.ph.
- KING, C.A.M., BARNES, F.A. (1964) Changes in the configuration of the inter-tidal beach zone of part of the Lincolnshire coast since 1951. Z.Geomorph.N.F., Berlin-Stuttgart, 8, 105-126, 12 fig.
- KOLDIJK, W.S. (1968) On environment-sensitive grain-size parameters. Sedimentol., Amsterdam, 10 (1), 57-69, 8 fig.
- KOMAR, P.D. (1971a) The mechanics of sand transport on beaches. J.Geophys.Res., Washington, 76 (3), 713-721, 3 fig.
- KOMAR, P.D. (1971b) Nearshore cell circulation and the formation of giant cusps. Geol.Soc.Amer.Bull., Boulder (Col.), 82 (9), 2643-2650, 5 fig., 2 tab.
- KOMAR, P.D. (1973) Observations of beach cusps at Mono Lake, California. Geol.Soc.Amer.Bull., Boulder (Col.), 84 (11), 3593-3600, 4 fig., 1 tab.
- KOMAR, P.D., ENFIELD, D.B. (1987) Short-term sea-level changes and coastal erosion. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (eds) Sea-level fluctuations and coastal evolution, Soc.Econ.Paleontol.Mineral., Tulsa (Okl), Sp.Pub., n°41, 17-27, 10 fig.
- KOMAR, P.D., McDOUGAL, W.G. (1988) Coastal erosion and engineering structures : the Oregon experience. J.Coastal Res., Charlottesville (Virg.), Sp.Issue 4, Kraus, N.C. et Pilkey, O.H. (eds) "The effects of seawalls on the beach." 77-92, 9 fig.
- KOMAR, P.D., McDOUGAL, W.G. (1994) The analysis of exponential beach profiles. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 10 (1), 59-69, 6 fig.

- KRAUS, N.C. (1988) The effects of seawalls on the beach : an extended literature review. J.Coastal Res., Charlottesville (Virg.), Sp.Issue 4, Kraus, N.C. et Pilkey, O.H. (eds) "The effects of seawalls on the beach." 1-28, 3 fig.
- KRAUS, N.C., LARSON, M., KRIEBEL, D.L. (1991) Evaluation of beach erosion and accretion predictors. In : Proc. Coastal sediments'91, ASCE, New York, 572-587, 10 fig., 1 app.
- KUENEN, P.H. (1948) The formation of beach cusps. J.Geol., Chicago, 56 (1), 34-40, 3 fig., 2 pl.ph.
- LABRACHERIE, M. (1980) Les Radiolaires témoins de l'évolution hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire au large du Cap Blanc (Afrique du Nord-Ouest). *Paleogeogr.Paleoclimatol.Paleoecol.*, Amsterdam, **32** (1/2), 163-184, 10 fig.
- LAFOND, E.C. (1939) Variations of sea level on the Pacific coast of the United States. J.Mar.Res., New Haven, 2, 17-29, 8 fig.
- LANG, J., KOGBE, C., ALIDOU, S., ALZOUMA, K., DUBOIS, D., HOUESSOU, A., TRICHET, J. (1986) - Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept de Continental terminal. *Bull.Soc.Géol.France*, Paris, (8), II (4), 605-622, 15 fig., 1 tab.
- LAPPARTIENT, J.R. (1971) Périodes de concrétionnement calcaire dans le Quaternaire récent de Dakar (Sénégal). Bull.Soc.Géol.France, Paris, (7), XIII (3/4), 409-415, 5 fig.
- LAPPARTIENT, J.R. (1972) Contribution à l'étude des sables argileux du Pléistocène récent de Dakar (Sénégal). *Trav Lab.Sci.Terre*, Univ.St-Jérôme-Marseille, (A), 5, 22 p., 10 fig.
- LAPPARTIENT, J.R. (1985) Le "Continental terminal" et le Pléistocène ancien du bassin sénégalo-mauritanien. Thèse Etat Sciences, Univ.Aix-Marseille III, 294 p., 120 fig.
- LARSON, M., KRAUS, N.C. (1994) Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 117, 75-94, 19 fig., 5 tab.
- LAWSON, E.B. (1970) Etude géomorphologique et biogéographique de la région de Mbao (Presqu'île du Cap Vert, Sénégal). Mém.Maîtr., Dpt Géogr., Fac Lettres Sci.hum., Dakar, 152 p., 34 fig., 11 tab., 8 ph.
- LEATHERMAN, S.P. (1983) Shoreline mapping : a comparison of techniques. Shore and Beach, Berkeley (Cal.), 51, 28-33, 4 fig.
- LEATHERMAN, S.P. (1989) National assessment of beach nourishment requirements associated with accelerated sea level rise. In : Smith, J.B. et Tirpak, D.A. (eds) The potential effects of global climate change on the United States. Appendix B. Sea level rise. EPA, Washington, 30 p., 15 tab.
- LEATHERMAN, S.P. (1992) Coastal erosion zone delineation and management implications. *Proc.National Conf.Beach Preservation Tech.*, 442-458.

- LEATHERMAN, S.P., NICHOLLS, R.J., DENNIS, K.C. (1995) Aerial videotapeassisted vulnerability analysis : a cost-effective approach to assess sea-level rise impacts. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), Nicholls, R.J.et Leatherman, S.P. (eds) "The potential impacts of accelerated sea-level rise on developing countries", Sp.Issue 14, 2 fig., 3 tab.
- LEE, P.Z-F. (1994) The submarine equilibrium profile : a physical model. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 10 (1), 1-17, 11 fig., 3 tab.
- LEIDERSDORF, C.B., HOLLAR, R.C., WOODELL, G. (1993) Beach enhancement through nourishment and compartmentalization: The recent history of Santa Monica Bay. *In* : Stauble, D.K. et Kraus, N.C. (eds) *Beach nourishment* engineering and management considerations, ASCE, New York, 71-85, 5 fig., 1 pl.ph.
- LEONARD, L.A., DIXON, K.L., PILKEY, O.H. (1990) A comparison of beach replenishment on the U.S.Atlantic, Pacific and Gulf coasts. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), Schwartz, M.L. et Bird, E.C.F. (eds) "Artificial beaches", Sp.Issue, 6, 127-140, 3 fig., 4 tab.
- LEROUX, M. (1977) Le climat. In: "Atlas National du Sénégal", I.G.N., Paris, 16-23, 4 pl.
- LEROUX, M. (1983) Le climat de l'Afrique tropicale. Champion ed., Paris/Genève, 1, 633 p., 350 fig., 2, 24 p., 250 fig.
- LEZINE, A-M. (1985) Commentaire sur l'Essai de reconstitution de la végétation et du climat holocènes sur la côte septentrionale du Sénégal' de J.Medus (Rev.Palaeobot.Palynol., 41, 31-38). Rev.Palaeobot.Palynol., Amsterdam, 45, 373-376.
- LEZINE, A-M. (1987) Paléoenvironnements végétaux d'Afrique nord-tropicale depuis 12 000 BP. Analyse pollinique de séries sédimentaires continentales (Sénégal-Mauritanie). Thèse Etat Sciences, Univ.Aix-Marseille III, 2 vol., 180 p., 53 fig., 7 tab., 2 pl.ph., 2 ann.
- LEZINE, A.M. (1988) New pollen data from the Sahel, Senegal. *Rev.Palaeobot.Palynol.*, Amsterdam, 55, 141-154, 6 fig., 1 tab.
- LEZINE, A.M. (1989) Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quat.Res.*, Washington, 32, 317-334, 11 fig.
- LEZINE, A-M, BIEDA, S., FAURE, H., SAOS, J-L. (1985) Etude palynologique et sédimentologique d'un milieu margino littoral : la tourbière de Thiaye (Sénégal). Sci.Géol.Bull., Strasbourg, 38 (1), 79-89, 4 fig.
- LEZINE, A-M., CASANOVA, J. (1989) Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene. *Quat.Sci.Rev.*, Londres, 8, 45-55, 7 fig., 1 tab.
- LEZINE, A.M., CHATEAUNEUF, J.J. (1991) Peat in the "Niayes" of Senegal : depositional environment and Holocene evolution. J.Afr.Earth Sci., Oxford, 12 (1/2), Sp.Issue "Sedimentary and diagenetic dynamics of continental Phanerozoic sediments in Africa", 171-179, 5 fig., 1 tab.
- LIGER J.L. (1980) Structure profonde du bassin côtier sénégalo-mauritanien. Interprétation de données gravimétriques et magnétiques. *Trav.Lab.Sci.Terre*, St-Jérôme-Marseille, Ser.B, 16, 158 p., 60 fig., 4 tab.

- LO, P.G. (1988) Le volcanisme quaternaire de Dakar (Sénégal occidental): particularités pétrographiques, caractères géochimiques. Implications pétrogénétiques. Thèse Université, Nancy I, 143 p., 62 fig., 8 tab.
- LO, P.G., DIA, A., KAMPUNZU, A.B. (1992) Cenozoic volcanism in Western Senegal and its relationship to the opening of the Central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, Amsterdam, 209, 281-291, 5 fig., 7 tab.
- LOMPO, M. (1987) Méthodes et étude de la fracturation et des filons. Exemple de la région du Cap Vert (Sénégal). Mém.D.E.A., Dpt Géologie, Univ.Dakar, 58 p., 16 fig., 2 ann.
- LOUISE, P. (1918) Considérations sur le littoral des environs de Saint-Louis du Sénégal. Bull.Com.Et.Hist.Scient.A.O.F., Paris, 1-16, 3 fig.
- MAHE, G. (1993) Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. ORSTOM ed., Paris, Coll.Etudes et Thèses, 438 p., 126 fig., 54 tab., 4 ann.
- MARIUS, C., LUCAS, J., KALCK, Y. (1986) Evolution du golfe de Casamance au Quaternaire récent et changements de la végétation et des sols de mangroves liés à la sécheresse actuelle. In : Faure et al. (eds.) Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. ORSTOM, Paris, Coll.Trav. et Doc., 197, 293-295, 2 fig., 1 pl.ph.
- MARSHALL, R.A. (1977) Description générale de l'expédition. In: Le Baffin. Levé au large. Sénégal et la Gambie., Vol.1, Min.Pêches Environ., Ottawa, 1-19, 9 fig., 3 tab., 2 app.
- MARTINS, L.R. (1965) Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 35 (3), 768-770.
- MASON, C.C., FOLK, R.L. (1958) Differenciation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 28 (2), 211-226, 11 fig., 2 tab.
- MASSE, J.P. (1968) Contribution à l'étude des sédiments actuels du plateau continental de la région de Dakar (République du Sénégal). *Rapp Lab.Géol.*, Fac.Sci., Univ.Dakar, 23, 81 p., 38 pl.
- MASSELINK, G. (1992) Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône delta, Southern France. A test of the "Mc Laren model". J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 8 (2), 286-291, 2 fig., 1 tab.
- MASSELINK, G. (1993) Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône delta, Southern France. A test of the "Mc Laren model". Reply. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 9 (4), 1142-1145, 1 fig.
- MASSELINK, G., SHORT, A.D. (1993) The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), 9 (3), 785-800, 7 fig., 1 tab.
- McCAVE, I.N. (1978) Grain-size trends and transport along beaches : example from eastern England. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 28 (1/2), M43-M51, 4 fig.

į

Mc LAREN, P. (1981) - An interpretation of trends in grain size measures. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 51 (2), 611-624, 7 fig., 5 tab.

- McLAREN, P. (1993) Discussion of Masselink G., 1992. Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône delta, Southern France. A test of the "Mc Laren model". J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 9 (4), 1136-1141, 5 fig., 1 tab.
- McLAREN, P., BOWLES, D. (1985) The effects of sediment transport on grain-size distributions. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 55 (4), 457-470, 12 fig., 9 tab., 1 app.
- McLAREN, P., BOWLES, D. (1991) A critique of the "Mc Laren method" for defining sediment transport paths - Reply. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 61 (1), 147.
- Mc LAREN, P., COLLINS, M.B., GAO, S., POWYS, R.I.L. (1993a) Sediment dynamics of the Severn Estuary and inner Bristol Channel. J.Geol.Soc., Londres, 150, 589-603, 11 fig., 4 tab.
- Mc LAREN, P., CRETNEY, W.J., POWYS, R.I. (1993b) Sediment pathways in a British Columbia Fjord and their relationship with particle associated contaminants. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), 9 (4), 1026-1043, 10 fig., 2 tab.
- Mc LEAN, R.F., KIRK, R.M. (1969) Relationship between grain size, size-sorting and foreshore slope on mixed sand-shingle beaches. *New Zealand J.Geol.Geophysics*, Wellington, 12 (1), 138-155, 7 fig., 2 tab.
- MEAGHER, L.J., RUFFMAN, A.S., STEWART, J.McG., ZUKAUSKAS, W., VAN DER LINGEN, W.J.M. (1977) - C.S.S.Baffin offshore survey: Senegal and the Gambia. Vol.2: A contribution to the geophysics and geology of the continental shelf and margin of Senegal and the Gambia, West Africa. Dpt.Fisheries Environ.Energy Mines and Resources, Ottawa, 83 p., 16 fig., 2 tab., 3 app., 13 pl., 3 cartes.
- MEDUS, J. (1984) Essai de reconstitution de la végétation et du climat holocènes de la côte septentrionale du Sénégal. *Rev.Palaeobot.Palynol.*, Amsterdam, 41, 31-38, 3 fig.
- MEDUS, J., LAPPARTIENT, J.R., FLICOTEAUX, R. (1981) Faune, palynoflore et argiles du Quaternaire du lac Tanma (Sénégal, Cap Vert). Oceanis, Paris, 7 (4), 431-438, 5 fig.
- MEEUWIS, J., VAN RENSBURG, P.A.J. (1986) Logarithmic spiral coastlines: the Northern Zululand coastline. South Afr.Geogr.J., Johannesburg, 68 (1), 18-44, 14 fig., 1 tab.
- MEIER, M.F. (1984) Contribution of small glaciers to global sea level. Science, Washington, 226 (4681), 1418-1421, 2 fig., 1 tab.
- -MEIER, M.F. (1990) Role of land ice in present and future sea-level change. In: National Research Council (ed.), Sea Level Change, Studies in Geophysics, Nat.Acad.Press, Washington D.C., 171-184, 10 fig., 3 tab.
- MERLE, J. (1980) Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique équatorial est. L'hypothèse d'un "El Niño" atlantique. *Oceanol.Acta*, Paris, 3 (2), 209-220, 14 fig.
- MICHEL P. (1973) Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. ORSTOM ed., Paris, 3 tomes, 752 p., 170 fig., 37 tab., 91 ph., 9 pl. h.t., 6 cartes.

i

- MIGNIOT, C., BOULOC, J. (1981) Erosion et sédimentation en mer et en rivière. In: Filliat G. (ed.) La pratique des sols et fondations, Ed.du Moniteur, Paris, 627-731, 191 fig.
- MILLER, J.R., ORBOCK MILLER, S.M., TORZYNSKI, C.A., KOCHEL, R.C. (1989) - Beach cusp destruction, formation and evolution during and subsequent to an extratropical storm, Duck, North Carolina. J.Geol., Chicago, 97 (6), 749-760, 10 fig.
- MILLER, R.L., ZEIGLER, J.M. (1958) A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore. *J.Geol.*, Chicago, **66** (4), 417-441, 22 fig., 3 tab.
- MISDORP, R., DRONKERS, J., SPRADLEY, J.R. (1990) Strategies for adaptation to sea level rise. Intergovernmental Panel on Climate Change/Response Strategies Working Group, Rijkswaterstaat, The Hague, 122 p., 4 fig., 6 tab., 5 app.
- MITCHELL, J.F.B., MANABE, S., MELESHKO, V., TOKIOKA, T. (1990) -Equilibrium climate change - and its implications for the future. In : Houghton J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J.(eds) Climate change. The IPCC Scientific Assessment, WMO/UNEP, Cambridge University Press, Cambridge, 131-170, 8 fig., 1 tab.
- MITTELSTAEDT, E. (1983) The upwelling area off Northwest Africa A description of phenomena related to coastal upwelling. *Prog.Oceanogr.*, Oxford, 12, 307-331, 17 fig.
- MIX, A.C., RUDDIMAN, W.F., McINTYRE, A. (1986a) Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, 1: spatial variability of annual mean sea surface temperatures, 0-20,000 years B.P. *Paleoceanography*, Washington, 1 (1), 43-66, 8 fig., 5 tab.
- MIX, A.C., RUDDIMAN, W.F., McINTYRE, A. (1986b) Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, 2: the seasonal cycle of sea surface temperatures, 0-20,000 years B.P. *Paleoceanography*, Washington, 1 (3), 339-353, 8 fig., 2 tab.
- MOIOLA, R.J., WEISER, D. (1968) Textural parameters: an evaluation. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 38 (1), 45-53, 8 fig.
- MONTEILLET, J. (1977) Tourbes de l'Holocène inférieur (Tchadien) dans le nord du delta du Sénégal. Ass.Sénég.Et.Quat.afr.Bull.liaison, Dakar, 50, 23-28, 3 fig.
- MONTEILLET, J. (1988) Environnements sédimentaires et paléoécologie du delta du Sénégal au Quaternaire. Thèse Etat, Univ.Perpignan, 267 p., 143 fig., 8 tab., 2 ann.
- MORIN, S. (1973) Le plateau de Bargny (Sénégal occidental) et son évolution au Quaternaire récent. Bull.I.F.A.N., Dakar, Ser.A, XXXV (4), 764-811, 11 fig., 1 ann.
- MORIN, S., SEURIN, M. (1974) Concrétions et encroûtements calcaires de la presqu'île du Cap Vert (Sénégal occidental). Ass.sénégal.Et.Quatern.Afr.Bull.liaison, Dakar, 42-43, 63-79, 3 fig.
- MÖRNER, N-A. (1976) Eustasy and geoid changes. J.Geol., Chicago, 84 (2), 123-151, 17 fig., 1 tab.

- MORTON, R.A. (1979) Temporal and spatial variations in shoreline changes and their implications, examples from the Texas Gulf Coast. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 49 (4), 1101-1112, 4 fig.
- MORTON, R.A. (1988) Interactions of storms, seawalls and beaches of the Texas coast. *J.Coastal Res.*, Charlottesville (Virg.), Sp.Issue 4, Kraus, N.C. et Pilkey, O.H. (eds) "The effects of seawalls on the beach." 113-134, 12 fig.
- MORTON, R.A. (1991) Accurate shoreline mapping: past, present and future. In: Coastal Sediments'91, ASCE, New York, 1, 997-1010, 5 fig.
- MURDAY M. (1986) Beach erosion in West Africa. Research Planning Institute Inc., Columbia (South Carol.), 101 p, 38 fig., 4 tab.
- NAHON, D., DEMOULIN, D. (1971) Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal occidental (pétrographie, morphologie et stratigraphie relative). *Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn.*, Paris, (2), XIII (1), 35-53, 6 fig.
- NARDARI, B. (1993) Analyse de la houle sur les côtes du Sénégal. Application à la pointe de Sangomar. Rapport stage U.T.I.S., ISRA/ORSTOM., Dakar, 31 p., 26 fig., 5 ann.
- NIANG, I. (1990) Responses to the impacts of greenhouse-induced sea level rise on Senegal. In: Titus, J.G. (ed.) Changing climate and the coast. Volume 2: Western Africa, the Americas, the Mediterranean basin and the rest of Europe. EPA, Washington, 67-87, 2 fig., 1 app.
- NIANG, I. (1991) Littoral placers in Senegal. In: Stow, D.A.V., Laming, D.J.C.(eds) Geosciences in development, A.A.Balkema, Rotterdam, 191-195, 2 fig., 3 tab.
- NIANG-DIOP, I. (1994) Les problèmes environnementaux de la côte du Sénégal. *Ecodécision*, Montréal, 11, 40-43, 3 fig., 1 tab.
- NICHOLLS, R.J., DENNIS, K.C., VOLONTE, C.R., LEATHERMAN, S.P. (1993) -Methods and problems in assessing the impacts of accelerated sea-level rise. In : Bras, R. (ed.) The world at risk : natural hazards and climate change, Am.Inst.Physics, New York, 193-205, 3 fig., 3 tab.
- NICHOLLS, R.J., LEATHERMAN, S.P. (1995) The implications of accelerated sealevel rise for developping countries : a discussion. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), Nicholls, R.J.et Leatherman, S.P. (eds) "The potential impacts of accelerated sea-level rise on developing countries", Sp.Issue 14, 8 fig., 6 tab.
- NICHOLLS, R.J., LEATHERMAN, S.P., DENNIS, K.C., VOLONTE, C.R. (1995) -Impacts and responses to sea-level rise: qualitative and quantitative assessments. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), Nicholls, R.J.et Leatherman, S.P. (eds) "The potential impacts of accelerated sea-level rise on developing countries", Sp.Issue 14, 26-43, 8 fig., 3 tab.
- NICOLAS, J.P. (1953) Note sur l'importance relative des divers facteurs agissant sur la morphologie de la Langue de Barbarie. M.A.S.Bull., Saint-Louis, 8 p.
- NIEDORODA, A.W., SWIFT, D.J.P., HOPKINS, T.S., MA, C-M. (1984) Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 60 (1/4), Sp.Issue : Greenwood B., Davis Jr R.A. (eds) "Hydrodynamics and sedimentation in wave-dominated coastal environments", 331-354, 14 fig.

- NORDSTROM, K.F. (1977 a) The use of grain size statistics to distinguish between high- and moderate-energy beach environments. *J.Sedim.Petrol.*, Tulsa (Okl.), 47 (3), 1287-1294, 6 fig., 4 tab.
- NORDSTROM, K.F. (1977 b) Bayside beach dynamics : implications for simulation modeling on eroding sheltered tidal beaches. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 25 (1/3), Sp.Issue : Hayes, D.E. (ed.) "Circum-Atlantic marine geology.", 333-342, 1 fig., 5 tab.
- OLIVRY, J.C. (1983) Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux îles du Cap Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cah.ORSTOM*, Paris, Ser.Hydrol., XX (1), 47-69, 9 fig., 7 tab.
- OLIVRY, J.C., CHASTANET, M. (1986) Evolution du climat dans le bassin du fleuve Sénégal (Bakel) depuis le milieu du XIX^{ème} siècle. (Essai d'extension de la période d'observations hydropluviométriques à partir de données historiques). In: Faure et al. (eds) Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. ORSTOM, Paris, Coll.Trav. et Doc., 197, 337-342, 5 fig.
- O.N.U. (1983) Technologies pour la lutte contre l'érosion des côtes. Nations Unies Pub., New York, ST/ESA/116, 143 p., 54 fig., 4 tab.
- ORME, A.R. (1980) Energy-sediment interaction around a groin. Z.Geomorph.N.F., Berlin-Stuttgart, Suppl.Bd. 34, Orme, A.R., Prior, D.B., Psuty, N.P., Walker, H.J. (eds) "Coasts under stress.", 111-128, 9 fig., 2 tab.
- OTVOS Jr, E.G. (1964) Observation of beach cusp and beach ridge formation on the Long Island Sound. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 34 (3), 554-560, 9 fig.
- OWENS, E.H. (1977) Temporal variations in beach and nearshore dynamics. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 47 (1), 168-190, 15 fig., 9 tab.
- OYEGUN, C.U. (1991) Spatial and seasonal aspects of shoreline changes at Forcados Beach, Nigeria. *Earth Surf.Process.Landforms*, New York, 16 (4), 293-305, 7 fig., 6 tab.
- PAGES, J., DEBENAY, J.P. (1987) Evolution saisonnière de la salinité de la Casamance. Description et essai de modélisation. *Rev.Hydrobiol.Trop.*, Paris, 20 (3/4), 203-217, 12 fig., 1 tab.
- PAGES, J., DEBENAY, J.P., LEBRUSQ, J.Y. (1987) L'environnement estuarien de la Casamance. *Rev.Hydrobiol.Trop.*, Paris, 20 (3/4), 191-202, 14 fig.
- PARADIS, G. (1986) Rôle de l'homme dans les changements du paysage tropical : les mangroves ouest africaines. In : Faure et al. (eds) Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur., ORSTOM, Paris, Coll.Trav. et Doc., 197, 357-362, 2 fig.
- PASKOFF, R. (1983) L'érosion des plages. La Recherche, Paris, 14 (140), 20-28, 11 fig.
- PASSEGA, R. (1964) Grain size representation by CM patterns as a geological tool. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 34 (4), 830-847, 11 fig.
- PASSEGA, R., BYRAMJEE, R. (1969) Grain size image of clastic deposits. Sedimentol., Amsterdam, 13, 233-252, 5 fig.

- PEDERSEN, A.E., TARBOTTON, M.R. (1985) Sedimentation study for the proposed new port of Saint-Louis, Senegal. In: Forbes, D.L. (ed.) Proceedings of the Canadian Coastal Conference", N.R.C., Ottawa, 459-473, 11 fig.
- PELTIER, W.R. (1990) Glacial isostatic adjustment and relative sea-level change. In: National Research Council (ed.) Sea Level Change, Studies in Geophysics, Nat.Acad.Press, Washington D.C., 73-87, 11 fig.
- PERNETTA, J.C. (1993) Mangrove forests, climate change and sea level rise : hydrological influences on community structure and survival, with examples from the Indo-West Pacific. IUCN ed., Cambridge, 46 p., 7 fig., 7 tab.
- PETERSON, C.D., JACKSON, P.L., O'NEIL, D.J., ROSENFELD, C.L., KIMERLING, A.J. (1990) - Littoral cell response to interannual climatic forcing 1983-1987 on the central Oregon coast, USA. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 6 (1), 87-110, 15 fig., 2 tab.
- PETIT-MAIRE, N. (1991) Recent Quaternary climate change and man in the Sahara. J.Afr.Earth Sci., Oxford, 12 (1/2), 125-132, 4 fig.
- PETIT-MAIRE, N. (1993) Les variations climatiques au Sahara : du passé au futur. In : La religione della sete. Centro Studi Archeologia Africana, Milan, 7-21, 4 fig., 7 pl.ph.
- PEYPOUQUET, J.P. (1977) Les ostracodes, indicateurs paléoclimatiques et paléogéographiques du Quaternaire terminal (Holocène) sur le plateau continental sénégalais. In: Loffler H. et Danielopol W. (eds) Sixth Intern.Ostracod Symp. Ecology and zoogeography of recent and fossil Ostracoda, Jung Publ., La Hague, 369-394, 16 fig.
- PILKEY, O.H. (1988) A "thumbnail method" for beach communities : estimation of long-term beach replenishment requirements. Shore and Beach, Berkeley (Cal.), 56, 23-31, 3 fig., 2 tab.
- PILKEY, O.H. (1989) Testimony of Orrin H.Pilkey, Jr before the Environment, Energy and Natural Resources subcommittee of the House committee on government operations, April 28, 1989. 17 p., 3 fig., 2 tab., 1 app.
- PILKEY, O.H. (1990) A time to look back at beach replenishment. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 6 (1), iii-vii, 1 fig.
- PILKEY, O.H. (1991) Coastal erosion. Episodes, Ottawa, 14 (1), 46-51, 11 fig.
- PILKEY, O.H., CLAYTON, T.D. (1987) Beach replenishment : the national solution ? In : Coastal Sediments'87, ASCE, New York, 1408-1419, 2 fig.
- PILKEY, O.H., WRIGHT III, H.L. (1988) Seawalls versus beaches. J.Coastal Res., Charlottesville (Virg.), Sp.Issue 4, Kraus, N.C. et Pilkey, O.H. (eds) "The effects of seawalls on the beach." 77-92, 9 fig., 41-64, 12 fig., 2 tab.
- PILKEY, O.H., LEONARD, L.A. (1991) Reply to Houston (1991)
 [Journal of Coastal Research, 7 (1) 565-577], Re : Discussion of Pilkey and Leonard (1990) [Journal of Coastal Research, 6 (4), 1023 et seq.] and Houston
 [Journal of Coastal Research, 6 (4), 1047 et seq.]. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 7 (3), 879-894, 5 fig., 2 tab.

:

- PILKEY, O.H., YOUNG, R.S., RIGGS, S.R., SMITH, A.W.S., WU, H., PILKEY, W.D. (1993) The concept of shoreface profile of equilibrium : a critical review. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), 9 (1), 255-278, 21 fig.
- PINO, M., JARAMILLO, E. (1992) Morphology, texture and mineralogical composition of sandy beaches in the South of Chile. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo.), 8 (3), 593-602, 4 fig., 2 tab.
- PINSON-MOUILLOT, J. (1980) Les environnements sédimentaires actuels et quaternaires du plateau continental sénégalais (Nord de la presqu'île du Cap Vert). Thèse 3ème cycle, Univ. Bordeaux I, n°1554, 106 p., 74 fig., 4 tab., 5 pl., 6 ann.
- PIRAZZOLI, P.A. (1977) Les variations des lignes de rivage depuis 2000 ans et leurs causes possibles. Ass.sénégal.Et.Quatern.Afr.Bull.liaison, Dakar, 50, 95-105, 3 fig.
- PIRAZZOLI, P.A. (1986) Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *J.Coastal Res.*, Fort Lauderdale (Flo), Sp.Issue, n°1, 1-26, 13 fig., 1 tab.
- PIRAZZOLI, P.A. (1989 a) Present and near-future global sea-level changes. Palaeogeogr.Palaeoclim.Palaeoecol., Amsterdam, 75, 241-258, 6 fig., 5 tab.
- PIRAZZOLI, P.A. (1989 b) Recent sea-level changes in the North Atlantic. In : Scott, D.B. et al. (eds) Late Quaternary sea-level correlation and applications, Kluwer Acad.Pub., Dordrecht, NATO ASI C 256, 153-167, 6 fig., 2 tab.
- PNUE/UNESCO/ONU-DAESI (1985) Erosion côtière en Afrique de l'Ouest et du Centre. Rapports et Etudes mers régionales, PNUE, Nairobi, 67, 248 p., 80 fig., 9 tab., 3 ann.
- QUEVAUVILLER, P. (1987) Etude géomorphologique, sédimentologique et géochimique du littoral de Galé et de l'estuaire du Sado (Portugal). Thèse 3ème cycle, Bordeaux I, n°2188, 256 p., 117 fig., 25 tab., 5 cartes h.t.
- QUEVAUVILLER, P. (1988) Equilibrium conditions for curved shape bays with application to an ancient coast. *Geo-Marine Letters*, New York, 8, 41-47, 7 fig., 1 tab.
- QUINN, W.H., NEAL, V.T., ANTUNEZ DE MAYOLO, S.E. (1987) El Niño occurences over the past four and a half centuries. J.Geophys.Res., Washington, 92 (C13), 14449-14461, 3 fig., 2 tab.
- REA, C.C., KOMAR, P.D. (1975) Computer simulation models of a hooked beach shoreline configuration. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 45 (4), 866-872, 7 fig.
- REBERT, J.P. (1983) Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. *Doc.Scient.*, CRODT/ISRA, Dakar, **89**, 99 p., 47 fig.
- REGAMEY J.M. (1984) Diokoul, Sénégal. Digues anti érosives. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, 12 p., 2 fig., 2 ann.
- REINECK, H.E., SINGH, I.B. (1975) Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics., Springer-Verlag, Berlin, 439 p., 579 fig., 23 tab.

- RICHARD (Capitaine de frégate) (1955) Contribution à l'étude de la stratigraphie du Quaternaire de la presqu'île du Cap Vert (Sénégal). Bull.Soc.Préhist.France, Paris, LII (1), 80-88, 2 fig., 3 ann.
- RIFFAULT, A. (1980) Les environnements sédimentaires actuels et quaternaires du plateau continental sénégalais (Sud de la presqu'île du Cap Vert). Thèse 3ème cycle, Univ. Bordeaux I, n°1561, 145 p., 57 fig., 7 tab., 2 ph., 1 pl., 4 ann.
- ROSEN, P.S. (1978) Predicting beach erosion as a function of rising water level: discussion. J.Geol., Chicago, 86 (6), 763-764.
- ROSSI, G. (1989) L'érosion du littoral dans le Golfe du Bénin, un exemple de perturbation d'un équilibre morphodynamique. Z.Geomorph.N.F., Berlin-Stuttgart, Suppl.Bd.73, Bremer, H. et Clayton, K.M. (eds) "Coasts : erosion and sedimentation", 139-165, 8 fig., 8 ph., 1 tab.
- ROSSIGNOL-STRICK, M., DUZER, D. (1979) West African vegetation and climate since 22,500 BP from deep-sea cores palynology. *Pollens et Spores*, Paris, XXI (1/2), 105-134, 3 fig.
- ROY, C. (1989) Fluctuations des vents et variabilité de l'upwelling devant les côtes du Sénégal. Oceanol.Acta, Paris, 12 (4), 361-369, 12 fig.
- ROY, C. (1992) Réponse des stocks de poissons pélagiques à la dynamique des upwellings en Afrique de l'Ouest : analyse et modélisation. ORSTOM ed., Paris, Coll.Etudes et Thèses, 146 p., 45 fig., 7 tab., 1 ann.
- RUFFMAN, A., MEAGHER, L.J., STEWART, J.Mc 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. Sénégal et la Gambie., Vol.1, Min.Pêches Environ., Ottawa, 23-90, 1 fig., 9 pl., 2 tab., 1 app., 1 carte h.t.
- SAHU, B.K. (1964) Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 34 (1), 73-83, 1 fig.
- SALL, M. (1982) Dynamique et morphogenèse actuelles au Sénégal Occidental. Thèse Etat Lettres, Univ.Strasbourg, 604 p., 138 fig., 21 pl.h.t., 5 ann.
- SALLENGER Jr, A.H. (1979) Beach-cusp formation. Mar.Geol., Amsterdam, 29 (1/4), 23-37, 7 fig., 1 tab.
- SALLENGER Jr, A.H., HOLMAN, R.A., BIRKEMEIER, W.A. (1985) Storminduced response of a nearshore-bar system. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 64 (3/4), 237-257, 8 fig.
- SARNTHEIN, M. (1979) Indicators of continental climates in marine sediments. A discussion. *Meteor Forsch.Ergebn.*, Berlin, C, 31, 49-51, 1 fig.
- SARNTHEIN, M., TETZLAFF, G., KOOPMANN, B., WOLTER, K., PFLAUMANN, U. (1981) - Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North West Africa. *Nature*, Londres, 293 (5829), 193-196, 2 fig.
- SARNTHEIN, M., THIEDE, J., PFLAUMANN, U., ERLENKEUSER, H.,
 FÜTTERER; D., KOOPMANN, B., LANGE, H., SEIBOLD, E. (1982) Atmospheric and oceanic circulation patterns off northwest Africa during the past
 25 million years. In: Von Rad U. et al (eds) Geology of the Northwest African
 continental margin .Springer Verlag, Berlin, 545-604, 26 fig., 2 tab.

- SARNTHEIN, M., TIEDEMANN, R. (1988) The monsoonal signal in the Neogene of the central-east Atlantic. *Mem.Soc.Geol.It.*, Rome, 44, 29-33, 4 fig.
- SASAKI, T. (1983) Three-dimensional topographic changes on the foreshore zone of sandy beaches. *Sci.Rept.Inst.Geosc.*, Univ.Tsukuba, Sect.A, 4, 69-95, 17 fig., 1 tab.
- SCHWARTZ, M.L. (1965) Laboratory study of sea level rise as a cause of shore erosion. J.Geol., Chicago, 73 (3), 528-534, 1 fig., 2 tab.
- SCHWARTZ, M.L. (1967) The Bruun theory of sea level rise as a cause of shore erosion. J.Geol., Chicago, 75 (1), 75-92, 9 fig., 1 tab., 1 pl.ph.
- SCHWARTZ, M.L. (1968) The scale of erosion. J.Geol., Chicago, 76 (5), 508-517, 2 fig., 1 tab.
- SECK, A. (1990) Etude des caractéristiques techniques des ouvrages de protection du littoral à Rufisque. Mémoire I.S.T., Fac.Sci., Univ.Dakar, n° 021, 47 p., 39 fig., 9 tab., 1 ann.
- SERVAIN, J. (1991) Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. J.Geophys.Res., Washington, 96 (C8), 15137-15146, 7 fig., 3 tab.
- SERVAIN, J., PICAUT, J., MERLE, J. (1982) Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. J.Phys.Oceanogr., Boston, 12, 457-463, 9 fig.
- SERVAIN, J., MERLE, J. (1993) Interannual climate variations over the tropical Atlantic Ocean. In : Shukla, J. (ed.) Prediction of interannual climate variations, NATO ASI Series, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 16, 153-172, 17 fig., 1 tab.
- SHEPARD, F.P., YOUNG, R. (1961) Distinguishing between beach and dune sands. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 31 (2), 196-214, 17 fig., 3 tab.
- SHORT, A.D. (1979) Three dimensional beach-stage model. J.Geol., Chicago, 87 (5), 553-571, 7 fig., 1 tab.
- SHORT, A.D. (1980) Beach response to variations in breaker height. In: Proceedings 17th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York, 1016-1035, 9 fig., 2 tab.
- SHORT, A.D., HESP, P.A. (1982) Wave, beach and dune interactions in Southern Australia. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 48, 259-284, 9 fig., 4 tab.
- SILVESTER, R. (1970) Growth of crenulate shaped bays to equilibrium. J.Waterways Harbors Division, ASCE, New York, 96 (WW2), 275-287, 13 fig.
- SILVESTER, R., HSU, J.R.C. (1991) New and old ideas in coastal sedimentation. *Reviews in Aquatic Sciences*, CRC ed., Boca Raton (Flo.), 4 (4), 375-410, 37 fig.
- SILVESTER, R., HSU, J.R.C. (1993) Coastal stabilization. Innovative concepts. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 578 p., 405 fig., 32 tab., 1 app.
- SMITH, G.L., ZARILLO, G.A. (1990) Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 6 (1), 111-120, 4 fig., 2 tab.

- SOGREAH INGENIEURS CONSEILS (1981a) Etude de la houle et du vent sur le site de Bargny (République du Sénégal). MIFERSO, Dakar, Rpt R 35 1160b, 34 p., 23 pl.
- SOGREAH INGENIEURS CONSEILS (1981b) Etude de la houle, du vent, du courant sur le site de Port Sedar (République du Sénégal). MIFERSO, Dakar, Rpt R 35 1160a, 47 p., 38 pl.
- SONU, C.J. (1972) Bimodal composition and cyclic characteristics of beach sediment in continuously changing profiles. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 42 (4), 852-857, 5 fig.
- SONU, C.J., VAN BEEK, J.L. (1971) Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina. J.Geol., Chicago, 79 (4), 416-425, 10 fig.
- SONU, C.J., JAMES, W.R. (1973) A Markov model for beach profile changes. J.Geophys.Res., Washington, 78 (9), 1462-1471, 6 fig., 3 tab.
- SOW, E.H. (1992) Etude sédimentologique et révision chronostratigraphique du Crétacé terminal du horst de Ndiass (Sénégal occidental). Thèse 3^{ème} cycle, Univ.Dakar, 145 p., 40 fig., 11 tab., 9 pl.ph., 1 ann.
- SPENCER, N.E., WOODWORTH, P.L. (1991) Data holdings of the Permanent Service for Mean Sea Level (January 1991). PSMSL ed., Merseyside, 136 p., 5 app.
- SPENGLER A. de, CASTELAIN J., CAUVIN J., LEROY M. (1966) Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In: Reyre D. (ed.) Bassins sédimentaires du littoral africain. 1^{ère} partie: littoral atlantique. Assoc.Serv.Géol.Afr., Paris, 80-94, 3 fig.
- STAUBLE, D.K., KRAUS, N.C. (1993) Project performance : Ocean City, Maryland beach nourishment. In : Stauble, D.K. et Kraus, N.C. (eds) : Beach nourishment engineering and management considerations, ASCE, New York, 1-15, 12 fig.
- STEIN, R., SARNTHEIN, M. (1984) Late Neogene events of atmospheric and oceanic circulation offshore northwest Africa : high resolution record from deep sea sediments. *In* : Coetzee, J.A. et Van Zinderen Bakker, E.M. (eds) *Paleoecology* of Africa and surrounding islands, Vol.16, 9-36, 8 fig., 2 tab.
- STIVE, M.J.F., NICHOLLS, R.J., DE VRIEND, H.J. (1991) Sea-level rise and shore nourishment : a discussion. *Coastal Eng.*, Amsterdam, 16, 147-163, 5 fig., 1 tab.
- STIVE, M.J.F., DE VRIEND, H.J., NICHOLLS, R.J., CAPOBIANCO, M. (1992) -Shore nourishment and the active zone : a time scale dependant view. In : Proceedings of 23rd Coastal Engineering Conference, ASCE, New York, 2464-2473, 2 fig., 2 tab.
- STREET, F.A., GROVE, A.T. (1976) Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa. *Nature*, Londres, 216 (5559), 385-390, 6 fig.
- STURGES, W. (1990) Large-scale coherence of sea level at very low frequencies. In: National Research Council (ed.) Sea Level Change, Studies in Geophysics, Nat.Acad.Press, Washington D.C., 63-72, 6 fig.

- SUNAMURA, T. (1988) Beach morphologies and their change. In: Horikawa K.(ed.) Nearshore dynamics and coastal processes, Univ.Tokyo Press, Tokyo, 136-157, 21 fig., 2 tab.
- SUNAMURA, T. (1989) Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling. In: Laklan U.C. et Trenhaile A.S. (eds) Applications in coastal modeling, Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, 49, 159-213, 27 fig., 1 tab.
- SUNAMURA, T., HORIKAWA, K. (1974) Two-dimensional beach transformation due to waves. In: Proceedings 14th Coastal Engineering Conference, ASCE, New York, 920-938, 12 fig., 1 tab.
- SWIFT, D.J.P., SANFORD, R.B., DILL Jr, C.E., AVIGNONE, N.F. (1971) -Textural differenciation on the shore face during erosional retreat of an unconsolidated coast, Cape Henry to Cape Hatteras, Western North Atlantic shelf. Sedimentol., Amsterdam, 16 (3/4), 221-250, 16 fig., 1 tab., 1 app.
- SY, A. (1982) Etude géomorphologique des flèches sableuses du littoral sénégalais: Langue de Barbarie (Nord Sénégal), Pointe de Sangomar (Saloum), Presqu'île aux Oiseaux (Casamance). Trav.Et.Rech., Dpt Géogr., Univ.Dakar, 103 p., 38 fig.
- TAMAI, S. (1981) Study on the mechanism of beach cusp formation. *Coastal Eng.in* Japan, 24, 195-213, 17 fig., 1 tab.
- TERPSTRA, P.D., CHRZASTOWSKI, M.J. (1992) Geometric trends in the evolution of a small log-spiral embayment in the Illinois shore of Lake Michigan. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 8 (3), 603-617, 11 fig., 2 tab.
- TESSIER, F. (1970) Première datation de concrétions calcaires dans le Quaternaire de Dakar (Sénégal). Ass.sénégal.Et.Quatern.Ouest Afr.Bull.liaison, Dakar, 26, 5-9, 1 fig.
- TESSIER, F., LAPPARTIENT, J. (1967) Observations sur la latérite récente des environs de Dakar (République du Sénégal). Bull.Soc.Geol.France, Paris, (7), IX (3), 455-466, 4 fig., 1 tab.
- TESSIER, F., HEBRARD, L., NAHON, D. (1969) Nouveaux vestiges du niveau latéritique fini Tertiaire près de Dakar (République du Sénégal). C.R.Acad.Sci., Paris, 269, 123-126, 2 fig.
- TESSIER F., FLICOTEAUX R., LAPPARTIENT J.R., NAHON D., TRIAT J.M. (1975) - Réforme du concept de continental terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'ouest africain. *IXème Congr Intern.Sedim.*, Nice, Thème 1, 207-217, 3 fig.
- THOM, B.G., HALL, W. (1991) Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surf.Process.Landforms*, New York, 16 (2), 113-127, 11 fig., 3 tab.
- TITUS J.G. (ed.) (1990) Changing climate and the coast. U.S.Govnt Printing Office, Washington, Vol.1 : 396 p., 65 fig., 16 tab. ; Vol.2 : 508 p., 97 fig., 34 tab., 9 app.
- TOURE, 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. *Doc.Sci.*, CRODT/ISRA, Dakar, 93, 186 p., 54 fig., 4 tab.

- TOURRE, Y.M., MERLE, J., QUILFEN, Y. (1987) A sea-level pressure index and the warm events in the tropical Atlantic Ocean. *Geodynamique*, Paris, 2 (2), Sp.Issue "Paléolacs et paléoclimats en Amérique latine et en Afrique (20 000 ans B.P. - Actuel)., 161-162, 2 fig.
- TRUITT, C.L., KRAUS, N.C., HAYWARD, D. (1993) Beach fill performance at the Lido Beach, Florida, groin. In : Stauble, D.K. et Kraus, N.C. (eds) Beach nourishment engineering and management considerations, ASCE, New York, 31-42, 7 fig.
- UNEP, DELFT HYDRAULICS (1989) Criteria for assessing vulnerability to sea-level rise : a global inventory to high risk areas. Delft Hydraulics, Delft, 51 p., 5 fig., 14 tab., 5 app.
- UNESCO (1985) L'estuaire et la mangrove du Sine Saloum. Résultats d'un atelier régional UNESCO-COMAR tenu à Dakar (Sénégal) du 28 février au 5 mars 1983. Rapport UNESCO sur les Sciences de la Mer, Paris, 32, 139 p., 56 fig., 36 tab., 1 carte h.t.
- U.S.ARMY CORPS OF ENGINEERS (1984) Shore Protection Manual. Coastal Eng.Res.Cent., U.S.Gov.Printing Office, Washington, 2 Vol., 1226 p., 507 fig., 68 tab., 4 app.
- VAN DE GRAAFF, J., NIEMEYER, H.D., VAN OVEREEM, J. (1991) Beach nourishment, philosophy and coastal protection policy. *Coastal Eng.*, Amsterdam, 16 (1), Sp.Issue : Van de Graaff, J., Niemeyer, H.D., Van Overeem, J. (eds) "Artificial beach nourishments", 3-22, 14 fig.
- VAN DER LINDEN, W.J.M. (1981) The crustal structure and evolution of the continental margin off Senegal and the Gambia, from total-intensity magnetic anomalies. *Geol.Mijnb.*, Amsterdam, 60 (2), 257-266, 4 fig.
- VANNEY, J-R. (1991) Introduction à la géographie de l'océan. Oceanis, Paris, 17 (1/2), 214 p., 191 fig.
- VERGER, F., AUPHAN, E., MONIOT, Q. (1972) La carte géomorphologique conçue comme un modèle dynamique. Mémoires et Documents Serv.Doc.cartogr.géographiques, CNRS, 12, 223-263, 19 fig., 2 pl.ph., 1 carte h.t.
- VERSTRAETE, J.M. (1985) Contre-courants équatoriaux et variations saisonnières du contenu thermique et du niveau moyen dans l'Atlantique tropical Est. Oceanol.Acta, Paris, 8 (3), 249-261, 13 fig., 1 ann.
- VERSTRAETE, J.M. (1986) Variations saisonnières et interannuelles du niveau moyen dans l'Atlantique équatorial et tropical en 1983-1984. In : Faure et al. (eds) Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. ORSTOM, Paris, Coll.Trav. et Doc., 197, 481-482.
- VERSTRAETE, J.M. (1989) -Le niveau de la mer le long des côtes de l'Afrique de l'Ouest et à l'équateur. Hausse probable du niveau marin à l'échelle séculaire. *COMARAF Pub.*, Sér.Documentaire, Dakar, 4, 5-43, 8 fig.
- VILLENEUVE, M., ROCHET, J., FAYE, M. (1993) Héritages structuraux panafricains et hercyniens sur la marge africaine de l'Océan Atlantique, entre la Mauritanie et le Libéria. *Bull.Soc.Geol.France*, Paris, **164** (6), 851-860, 9 fig.

- VOITURIEZ, B., CHUCHLA, R. (1978) Influence of the Southern Atlantic Central Water on the distribution of salinity and oxygen in the northeast tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Res.*, Oxford, 25 (1), 107-117, 9 fig.
- WARRICK, R., OERLEMANS, J. (1990) Sea level rise. In: Houghton J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J.(eds) Climate change. The IPCC Scientific Assessment, WMO/UNEP, Cambridge University Press, Cambridge, 257-281, 8 fig., 10 tab.
- WATANABE, A., RIHO, Y., HORIKAWA, K. (1980) Beach profiles and onoffshore sediment transport. *In : Proc.17th Int.Conf.Coastal Eng.*, ASCE, New York, 1106-1121, 7 fig., 1 tab.
- WEBER, O. (1978) Evolution morphologique, granulométrique d'un profil littoral de la dune à la plage sous-marine à La Salie (Gironde) en fonction des saisons. Bull.Inst.Geol.Bassin Aquitaine, Bordeaux, 23, 39-54, 11 fig., 1 tab.
- WIGLEY, T.M.L., RAPER, S.C.B. (1992) Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios. *Nature*, Londres, 357, 293-300, 5 fig., 1 tab.
- WILKINSON, B.H., McGOWEN, J.H. (1977) Geologic approaches to the determination of long-term coastal recession rates, Matagorda Peninsula, Texas. *Env.Geol.*, New York, 1, 359-365, 7 fig.
- WILLIAMS, A.T. (1973) The problem of beach cusp development. J.Sedim.Petrol., Tulsa (Okl.), 43 (3), 857-866, 4 fig., 2 tab.
- WMO, UNEP (1987) The global climate system. Autumn 1984 Spring 1986. World Climate Data Programme, Genève, CSM R84/86, 87 p., 67 fig.
- WOODWORTH, P.L. (1990) A search for accelerations in records of European mean sea level. *Int.J.Climatol.*, Chichester, 10 (2), 129-143, 2 fig., 5 tab.
- WOODWORTH, P.L. (1991) The Permanent Service for Mean Sea Level and the Global Sea Level Observing System. J.Coastal Res., Fort Lauderdale (Flo.), 7 (3), 699-710, 7 fig.
- WOOSTER, W.S., BAKUN, A., McLAIN, D.R. (1976) The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J.Mar.Res.*, New Haven, 34 (2), 131-141, 6 fig.
- WORRALL, G.A. (1969) Present-day and subfossil beach cusps on the West African coast. J.Geol., Chicago, 77 (4), 484-487, 2 pl.ph.
- WRIGHT, L.D. (1980) Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems : southeastern Australia - Reply. Mar.Geol., Amsterdam, 37 (3/4), 373-376.
- WRIGHT, L.D., CHAPPELL, J., THOM, B.G., BRADSHAW, M.P., COWELL, P. (1979) - Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southern Australia. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 32 (1/2), 105-140, 15 fig., 3 tab.
- WRIGHT, L.D., SHORT, A.D. (1983) Morphodynamics of beach and surf zones in Australia. In : Komar P.D.(ed.) Handbook of coastal processes and erosion, CRC Press, Boca Raton (Flo.), 35-64, 17 fig., 1 tab.
- WRIGHT, L.D., SHORT, A.D. (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Mar.Geol.*, Amsterdam, 56 (1/4), 93-118, 12 fig., 1 tab.

.

VOLUME II : ANNEXES

.........

TABLE DES MATIERES

ANNEXE A : DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES ET
PHOTOGRAPHIQUES UTILISES
ANNEXE R • APPLICATION DE LA LOI DE BRIIIN 7
ANNEXE C : DETERMINATION DE LA FORME
D'FOULLIBRE DES PLACES LIMITEES
PAR DES CAPS
ANNEXE D : DONNEES GRANULOMETRIQUES15
ANNEXE E : RESULTATS MORPHOLOGIQUES ET
SEDIMENTOLOGIQUES DE LA PREMIERE
PERIODE D'ETUDE (JUILLET 87 A
11111 LET 88)
ANNEXE F : RESULTATS MORPHOLOGIQUES ET
SEDIMENTOLOGIOUES DE LA DEUXIEME
DEDIADE DISTUDE (ACTORDE 89.4
PERIODE D'ETODE (OCTOBRE 89 A
AOUT 90) 101

4.

Pages

ANNEXE A DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES ET PHOTOGRAPHIQUES UTILISES

DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES ET PHOTOGRAPHIQUES UTILISES

I. DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES

Ces documents sont de deux types : les cartes marines du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M.) de France et les cartes topographiques produites par le Service Géographique de l'Afrique Occidentale Française, puis par l'Institut Géographique National (I.G.N., France) et qui sont disponibles au Service Géographique National du Sénégal. Une autre carte topographique provient des Archives Nationales du Sénégal.

A. CARTES MARINES

Il s'agit de :

- La carte n°3592 du S.H.M., intitulée "Côte occidentale d'Afrique. Carte particulière de la baie de Gorée" au 1/39 900 avec encart "Mouillage de Rufisque" au 1/20 000. Edition de 1929.

La carte bathymétrique a été levée pour la première fois en 1875-1876 par Besson, lieutenant de vaisseau à bord de la "Vénus" et a été éditée en 1877. D'autres levés bathymétriques ont été réalisés en 1883-1884 par la "Résolue" et l'"Oriflamme" (zone du banc de la Résolue essentiellement) puis en 1915 par Lebail dans la rade de Dakar et ont fait l'objet d'une nouvelle édition en Juin 1915. L'édition de 1929 a bénéficié de corrections topographiques d'après des photographies aériennes prises en 1928 par l'escadrille de l'aviation maritime française.

- La carte n°5842 du S.H.O.M., intitulée "Côte ouest d'Afrique- Sénégal. Rade de Rufisque" au 1/20 000. Edition de 1937. Cette carte a été levée en 1935 par Bonnin sur le "Séminole". On a également utilisé l'édition de 1946.

B. CARTES TOPOGRAPHIQUES

Ont été utilisées les cartes suivantes :

- "Extrait du plan de Rufisque" au 1/10 000 dressé par le commis conducteur Papot, Avril 1917. Dossier P317 des Archives Nationales.

- "Carte topographique de Rufisque au 1/20 000". Editée en 1941 par le Service Géographique de l'A.O.F.

Pour cette première édition, les levés topographiques ont été effectués en 1931-1932 pour les secteurs Diokoul et Mérina-Thiawlène et en 1938 pour le secteur Keuri Souf-Keuri Kao.

Nous avons également utilisé la troisième édition de février 1968 réalisée par l'Institut Géographique National. Cette édition a utilisé des levés aériens qui ont été corrigés sur le terrain de 1964 à 1966.

II. DOCUMENTS PHOTOGRAPHIQUES

Les missions aériennes suivantes ont été utilisées :

Pour Rufisque :

- Mosaïque du 16 mai 1959 au 1/5 000 ;
- Mission 68-69 AO 816-150 du 1 novembre 1968 au 1/15 000 ;
- Mission 72- SEN O57-100 de 1972 au 1/10 000 ;
- Mission 76- SEN 26-150 du 22 novembre 1976 réduite au 1/20 000 ;
- Mission SEN 66-200 du 18 février 1980 agrandie au 1/5 000 ;
- Mission B.C.G. du 6 juillet 1989 au 1/6 000.

Pour Cambérène :

- Mission 68-69 AO 816-150 du 27 octobre 1968 au 1/15 000 ;
- Mission Airmaps 001-60 de 1973 au 1/6 000 ;
- Mission SEN 66-200 du 18 février 1980 agrandie au 1/5 000. Pour Saint-Louis :
 - Mission 1954 A.O.087 de 1954 au 1/50 000 ;
 - Mission 75- SEN 21/150 du 13 septembre 1975 au 1/15 000 ;
 - Mission JK 89 de 1989 au 1/60 000, agrandie au 1/30 000.

Pour Joal:

Mosaïque du 9 mars 1960 à l'échelle 1/6 000 ;

- Mission 72- SEN 05/100 de 1972 au 1/10 000 ;

- Mission 78- SEN 47/60 de 1978 au 1/6 000 ;

- Mission JK 89 de 1989 au 1/60 000, agrandie au 1/30 000.

Le tableau A-1 contient les mesures de distances utilisées pour établir la carte d'évolution du littoral rufisquois entre 1917 et 1980 (fig.38).
				r								4000	
		1917			1928		1937		<u>1959</u>			1980	
Repères	Lo	Lr	Le	Lo=Le	Lr	Lo=Le	Lr	Lo	Lr	Le	Lo	Lr	Le
••			··			Diokou	1						
A						0.29	58	0.57	29,64	0,15	0,22	11,3	0,06
								3.15	163.8	0.82	2.7	138.3	0.69
				1	200	0.87	174	3 03	1576	0.79	264	1353	0.68
				0.02	104	0.07	150	2,05	1520	0.76	264	125 2	0.68
4				0,92	104	0,13	1.10	2,74	102,7	-0.70	752	121.2	0,00
<u> </u>				0,9	180	0,74	148	2,01	138,8	0,09	2,30	131,2	0.00
C				0,87	174	0,7	140	2,54	132,1	0,66	2,5	128,1	0,64
7				0,84	168			2,5	130	0,65	2,36	120,9	0,6
8				0.82	164	0,69	138	2,42	121	0,61	2,27	113,5	0,57
9				0.86	172	0.64	128	2.32	116	0.58	2.18	109	0,55
<u>6</u>				0.50	118	0.38	76	125	625	031	0.94	47	0.24
				0.57	126	0,50	- 92	1 52	765	0.38	100	54.5	0.27
				0.05	120	0,45	101	1,55	70,5	0,00	1.00	545	0.27
12				0,68	130	0,52	104	1,40		0,37	1,29	04,5	0,32
(1)					<u> </u>	nd de b	aie						
E								1,3	67,2	0,34	1,06	23,88	0,27
14								0.77	30,66	0,15	0,52	20,2	0,1
F							•	3.12	124.4	0,62	2,79	108,2	0,54
16								2.9	144	0.72	2.47	119.5	0.6
<u>⊢ ~~</u>								55	1301	07	2.66	1287	0.64
	L	L	L	I	011-1	and V a	anni V.a	<u> </u>	1.77,1	0,1	2,00	,/	0,04
······		000		1 100	Venul 9	our-re		0		1 2 7	777	1 702 1	
18	3,95	395	1,98	1.89	5/8	1,79	328	0,4	514.0	1,57	20.22	000	1,33
19	2,65	265	1,33	1,28	256	1,2	240	4,06	199,6	1	3,87	187,1	0,94
20	2.25	225	1,13	1,19	238	1,09	218	3,65	179,4	0,9	3,4	164,4	0,82
Н	1.83	183	0.92	1.1	220			3.2	157.3	0,79	2,94	142,1	0,71
22	115	315	158	177	354	1.56	312	57	280.2	1.4	5.4	261	1.31
	20	200	1 47	161	328	1 44	288	525	256	1.28	507	248.7	1.24
<u> </u>	517	517	2:50	2 70	502.1	7 67	524	0.04	1865	2 43	015	458 7	2.20
<u> </u>	3.17	317	2,39	2.19	202,4	2,02	324	7,24	400.5	2,45	3,35	214 4	107
	2,07	207	1,34	1.30	312	1,32	204	4,95	242,3	1,21	4.57	214,4	1,07
26	2,77	277	1.39	1,65	330	1,39	278	5,05	247,2	1,24	4,45	217,5	1,09
27	3,15	315	1,58	1,8	360	1,64	328	5,86	286,8	1,43	5,35	262,5	1.31
	4.35	435	2.18	2.31	483	2,2	440	8	400,8	2	7,5	368	1,84
29	2.6	260	13	1.43	286	1.29	258	4.5	225.5	1.13	3.9	191.3	0.96
30	161	163	082	0.08	106	0.82	164	287	1478	0.72	225	110.4	0.55
1	1,05	02	0.02	0.57		0.02	- 20		- 65	0.11	0.67	110	016
	0.03	0.0	0,42	0.57	720	-0,4	220	207	100 2	7,00	2.20	161 4	0.10
32	2.32	232	1,10	1.5	200	1,15	230	3.97	190.5	0,99	3,39	101.4	0.01
33	2	200		1.1/	234	1,02	204	3,12	120	0,78	3,05	145,2	0.73
K	1.03	103	0,52	0,74	161,9	0,59	118	1,76	88	0,44	1,13	53,8	0.27
35	2	200	1	1.13	226	1,01	202	3,55	177,5	0.89	2,92	139,1	-0,7
36	0.9	90	0.45	0.6	120	0.41	82	1.36	68	0.34	0.81	38.6	0.19
1 27								630	3383	1 69	5.95	310.4	1.55
<u>⊢ - ;′</u>				<u> </u>		0.05	100	111	1616	0.82	265	128 1	0.60
L	L		I	l	L	0,75	2010	3,11	107.0	0,04	2,05		0.07
	······				1416	11112 - 1	Data	1 7 0	170 51	771	<u></u>	וכברר	<u> </u>
39				0.91	182	0,8	100	2.8	148,2	0,74	2,21	112.2	0.30
40				0,88	176	0,75	150	2.67	141,4	0.71	2,05	103.9	0.23
M				0,84	168	0.7	140	2,4	127,1	0,64	1.81	94,43	0,47
42				0,83	166	0,67	134	2,25	119,T	0,6	1.62	84,52	0,42
43				0.8	160	0.65	130	2.17	114.9	0.57	1.53	79.82	0.4
44	<u>├</u> ──┤							33	166.5	0.83	2.61	134	0.67
N								775	1850	101	601	13550	178
				 					00.10	6.35	1777	517	1 1 2 2 2
40				ļ				1,0	20.19	0,43	1,04	103.4	0.21
4/				ļ				1./1	00,23	0,45	0.94	40,2	0,24
48								1,63	82,22	0,41	0,79	40,6	0,2
49								4,12	207,8	1,04	3,12	160,2	0,8
50								3,93	198.2	0,99	3.11	159.7	0,79
51								3.91	197.2	0.99	3.13	160.7	0.8
<u>⊢</u>								67	220	07 1	30	101	137
<u> </u>	├ ──-							-72-	1752	0.67		1052	672
<u>۲</u>								4,2	142.2	0.03	1,1	0.0	0,43
54				L			[<u>1,41</u>	3/1,8	1,80	0,04	1334.5	1,0/
Q								3.2	160,6	0,8	2,33	117,3	0.59
56								3,25	163,1	0,82	2,36	118,8	0,59

Tableau A-1 : Evolution du littoral de Rufisque entre 1917 et 1980 (Lo : longueur sur la carte ; Lr : longueur réelle ; Le : longueur à l'échelle 1/20 000)

÷

ANNEXE B

APPLICATION DE LA LOI DE BRUUN

3

APPLICATION DE LA LOI DE BRUUN

Pour déterminer le recul de la ligne de rivage à Rufisque dû à l'élévation du niveau marin pour la période 1959-1980, la formule simple de Bruun a été utilisée parce que les corrections introduites dans la formule de Hands (1983) ne sont pas nécessaires, ceci pour deux raisons :

1. le matériel susceptible d'être érodé est du sable, donc FA est égal à 1 ;

 le secteur côtier est ouvert et donc la quantité de sable pouvant être transportée par la dérive littorale ne fait que transiter le long du secteur côtier considéré.
 On a donc utilisé la formule (1)

$$R = \frac{L}{(B + d)} s$$
(1)

Cette formule a été appliquée pour 9 profils sensés représenter toutes les zones du littoral rufisquois, à savoir : le cimetière musulman de Diokoul, la partie centrale de Diokoul, le cimetière chrétien de Diokoul, le fond de la baie de Rufisque, Keuri Souf, Keuri Kao, Mérina, Thiawlène et Bata.

Détermination des paramètres

- s, l'élévation du niveau marin a été déterminée en utilisant le taux d'élévation du niveau marin déduit des données du marégraphe de Dakar, à savoir 1,4 mm par an, ce qui donne, pour la période 1959-1980, une élévation de 29,4 mm, soit 0,0294 m;

- B, l'altitude du cordon littoral a été estimée à environ + 3 mètres à partir des mesures de profils de plage et des levés topographiques réalisés lors de la construction des ouvrages de protection ;

- d, la profondeur de fermeture, a été déterminée en utilisant les formules de Hallermeier (1981) et de Bruun et Schwartz (1985).

* Les formules de Hallermeier donnent une profondeur minimum d_l et une profondeur maximum d_i avec :

$$\mathbf{d}_{\mathbf{I}} = 2 \ \overline{\mathbf{H}_{\mathbf{s}}} + 11 \ \sigma \tag{2}$$

$$\mathbf{d}_{i} = (\overline{\mathbf{H}_{s}} - 0.3 \sigma) \overline{\mathbf{T}_{s}} \left(\frac{\mathbf{g}}{5000 \mathbf{D}}\right)^{0.5}$$
(3)

 $\overline{H_s}$ est la hauteur significative moyenne de houle ; σ l'écart-type de la hauteur significative de houle; $\overline{T_s}$ la période significative moyenne de houle ; D le diamètre moyen des sédiments à une profondeur égale à 1,5 d₁ et g l'accélération de la pesanteur. Les données de houle sont celles mesurées in situ, par 13 m de profondeur, au large de Bargny entre mai et octobre 1981, par la SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a). Ces données ont nécessité quelques transformations dans la mesure où le houlographe donnait la hauteur maximum H₁ et la période moyenne T_m. Les équations de correspondance préconisées par le "Shore Protection Manual" (U.S.Army Corps of Engineers, 1984) ont été utilisées :

$$H_s = 0,599 H_1$$
 (4)

$$T_s = 0.95 T_m$$
 (5)

Ces formules ont été appliquées à toutes les valeurs de hauteurs maxima (732 observations) et de période moyenne (718 observations) disponibles, ce qui a permis d'obtenir la hauteur et la période significatives moyennes ainsi que l'écart-type pour les hauteurs.

$$\overline{H_s} = 0.43 \text{ m} \qquad \sigma = 0.19$$
$$\overline{T_s} = 7.08 \text{ s}$$

Ensuite, a été calculée la profondeur minimum :

$$d_1 = 2,95 m$$

Pour le calcul de la profondeur maximum d_i, il fallait déterminer D. Pour cela, on a considéré les résultats concernant la sédimentologie de la plage sous-marine de Rufisque. La profondeur 1,5 d_l étant de 4,4 m, il a été procédé à la détermination de la moyenne des diamètres moyens des sédiments prélevés par 4 m de profondeur dans la zone de Rufisque (34 échantillons) et on a obtenu D = 86 μ m, soit 86. 10⁻⁶ m, ce qui a permis de déterminer la profondeur maximum.

$$d_i = 12,62 m$$

* La formule de Bruun et Schwartz est basée sur la hauteur maximale de la houle cinquantennale $H_{max 50}$:

$h_{*} = 2 H_{max} 50$

On a encore une fois utilisé les données du rapport de SOGREAH Ingénieurs Conseils (1981a) qui indique que la houle cinquantennale a une hauteur de 4,60 m, ce qui donne :

$$h = 9,2 m$$

- L est la largeur du profil actif qui est compris entre la base du cordon littoral et la profondeur de fermeture du profil. Pour la largeur de la plage aérienne, les données de terrain ont été utilisées, ce qui a permis de définir les largeurs suivantes : Diokoul, 20 m ; cimetière chrétien de Diokoul, 15 m ; fond de la baie à Keuri Kao, 20 m ; Mérina, 25 m ; Thiawlène, 24 m ; Bata, 23 m. Pour la largeur de la plage sous-marine, la carte du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine n° 5842 ("Rade de Rufisque" au 1/20 000, édition 1946) a été utilisée. Pour chaque profil sélectionné, la distance de la côte à la profondeur de fermeture choisie a été mesurée. Dans la mesure où les cartes marines ont leur zéro (zéro hydrographique) situé à - 0,98 m par rapport au zéro de l'Institut Géographique National (zéro I.G.N.) des cartes topographiques, il a fallu soustraire 0,98 m à la profondeur de fermeture cherchée. Les largeurs ont été mesurées pour les trois profondeurs de fermeture déterminées auparavant.

Il a été ainsi possible de calculer, pour les 9 secteurs choisis, le recul de la ligne de rivage dû à l'élévation du niveau marin (cf. tab 18).

10

ANNEXE C DETERMINATION DE LA FORME D'EQUILIBRE DES PLAGES LIMITEES PAR DES CAPS

DETERMINATION DE LA FORME D'EQUILIBRE DES PLAGES LIMITEES PAR DES CAPS

C'est la démarche préconisée par Hsu *et al.* (1989 b) et Silvester et Hsu (1993) qui a été suivie. Pour la baie de Hann, on a utilisé la carte S.H.O.M. n°5852 "Baie de Gorée", édition 1946 au 1/50 000 et pour la baie de Rufisque, la carte topographique I.G.N. de la presqu'île du Cap Vert au 1/20 000, feuille de Rufisque, édition 1968. Pour chacune des deux baies, les étapes suivantes ont été suivies :

1. On considère que les crêtes des houles dominantes sont parallèles à la portion rectiligne de chaque baie. En effet, même si une baie n'est pas complètement stable, l'orientation de la portion rectiligne est atteinte avant que la baie ne parvienne à sa forme d'équilibre (Silvester et Hsu, 1993). Pour la baie de Hann, cette orientation est N291°; pour la baie de Rufisque, deux orientations ont été considérées : la première, N288°, est présente entre Keuri Souf et Keuri Kao ; la deuxième, N295°, s'observe entre Keuri Kao et Bata. On trace selon cette orientation une droite représentant une crête de houle que l'on fait passer par le point de diffraction qui peut être un cap ou un haut-fond situé en avant. Ce point de diffraction est le premier point qui intercepte la ligne représentant la crête de houle (Silvester et Hsu, 1993) ;

2. Il faut ensuite tracer le segment reliant le point de diffraction à l'extrémité rectiligne de la plage. Déterminer cette extrémité est facile dans le cas d'une baie limitée par deux caps (cas de la baie de Hann), mais pose problème dans un cas comme celui de la baie de Rufisque où la limite du segment rectiligne oscille entre la fin de Keuri Kao et Mérina Pouyène. Aussi, pour cette baie de Rufisque, ces deux limites ont été considérées. Hsu *et al.* (1989 b) préconisent que les profondeurs entre ce segment et la côte soient assez uniformes. Si cela est vérifié pour la baie de Rufisque où les profondeurs sont inférieures à 3 mètres, pour la baie de Hann, par contre, on note la présence de nombreux haut-fonds, le plus important étant le banc de la Résolue, qui déterminent de fortes variations de profondeur (0 à 14 m). Le segment entre le point de diffraction et l'extrémité de la baie, appelé ligne de contrôle, est mesuré : c'est R_o. On détermine ensuite β . Puis on utilise l'abaque de la figure 41 c pour connaître la valeur de R/R_o pour différentes valeurs de l'angle θ ;

3. A partir du point de diffraction, on construit les rayons R pour les différentes valeurs de θ . On s'est arrêté ici à 150° puisque la partie circulaire n'est pas réalisée : dans la baie de Hann, parce que c'est une zone qui a été aménagée en port de

plaisance et qui est donc en grande partie artificielle ; dans le cas de la baie de Rufisque, parce que le cap n'est pas perpendiculaire aux crêtes de houle et qu'il n'est pas étroit (Silvester, 1970). En joignant les extrémités des rayons, on obtient la forme d'équilibre de la plage ;

4. On a également déterminé, pour chaque cas, les valeurs du rapport d'indentation maximum a/R_o , a étant la distance entre la ligne de contrôle et la tangente à la partie la plus indentée de la baie. Normalement, il y a érosion potentielle quand la valeur de a/R_o est située au-dessous de la courbe de la figure 44.

. Résultats :

 Pour la baie de Hann, on a considéré que les houles dominantes étaient parallèles à la portion rectiligne de la baie entre Mbao et le cap de Diokoul, c'est-à-dire N291° et deux lieux de diffraction ont été envisagés : la pointe de Bel Air et l'extrémité de la digue de Bel Air.

- Diffraction sur la pointe de Bel Air (fig.42 a)

 $R_o = 17.6 \text{ cm}$ $\beta = 23^{\circ}$ a = 4.3 cm $a/R_o = 0.24$

θ	30°	45°	60°	75°	90°	120°	150°
R/Ro	0,79	0,56	0,45	0,39	0,33	0,27	0,22
R (cm)	13,9	9,90	7,90	6,86	5,80	4,80	3,90

- Diffraction sur la digue de Bel Air (fig.42b)

 $R_o = 17.5 \text{ cm}$ $\beta = 22^\circ$ a = 4 cm $a/R_o = 0.23$

θ	30°	45°	60°	75°	90°	120°	150°
R/Ro	0,77	0,54	0,43	0,35	0,31	0,24	0,21
R (cm)	13,5	9,45	7,53	6,30	5,43	4,20	3,68

2. Pour la baie de Rufisque, on a considéré deux possibilités pour la direction des houles dominantes : soit une houle parallèle au secteur rectiligne entre Keuri Souf et Mérina, c'est-à-dire N198° ; soit une houle parallèle au secteur rectiligne entre Mérina et Bata, c'est-à-dire N205°. Pour chacun de ces deux cas, deux possibilités ont été envisagées quant à la limite du secteur rectiligne : l'extrémité de Keuri Kao ou celle de Mérina Pouyène. En effet, il est difficile de situer avec précision cette position et il est préférable de considérer deux valeurs extrêmes. Le point de diffraction est constitué par le cap de Diokoul.

a. Houles dominantes de direction N198° (fig.43 a)

a = 1,65 cm

- extrémité du secteur rectiligne à la fin de Keuri Kao

 $a/R_{o} = 0,25$

θ	30°	45°	60°	75°	90°	120°	150°
R/R _o	0,60	0,44	0,35	0,27	0,30	0,21	0,17
R (cm)	3.96	2,90	2.31	1.98	1.55	1.39	1,12

 $\beta = 17^{\circ}$

 $R_o = 6,6 \text{ cm}$

- extrémité du secteur rectiligne à la fin de Mérina Pouyène

 $R_o = 9.1 \text{ cm}$ $\beta = 13^\circ$ a = 1.75 cm $a/R_o = 0.19$

θ	30°	45°	60°	75°	90%	120°	150°
R/R _o	0,47	0,34	0,27	0,23	0,19	0,16	0,14
R (cm)	4,28	3,09	2,46	2,09	1,73	1,50	1,27

b. Houles dominantes de direction N205° (fig.43 b)

- extrémité du secteur rectiligne à la fin de Keuri Kao

$R_0 = 6.6 \text{ cm}$ $\beta = 25^{\circ}$ $a = 1.6 \text{ cm}$ a/R_0	= 0.24
--	--------

θ	30°	45°	60°	75°	909	120°	150°
R/Ro	0,85	0,61	0,49	0,41	0,35	0,29	0.24
R (cm)	5,60	4,00	3,20	2,71	2,30	1,90	1,60

- extrémité du secteur rectiligne à la fin de Mérina Pouyène

$R_0 = 9.1 \text{ cm}^3$	β = 19°	a = 1,8 cm	$a/R_{o} = 0,20$

θ.	- 30°	45°	60°	75°	90°	120°	150°
R/Ro	0,67	0,49	0,38	0,33	0,28	0,23	0,19
R (cm)	6,10	4,46	3,50	3,00	2,55	2,10	1,73

On constate donc que les formes d'équilibre obtenues varient peu selon le point choisi pour représenter l'extrémité du secteur rectiligne, ce qui est conforme à ce qu'ont observé Silvester et Hsu (1993).



DONNEES GRANULOMETRIQUES

Ech : Echantillon (position sur la plage par rapport au repère, en m) Un.Morpho. : Unité morphologique

> HP : haute plage ; HE : haut estran ; ME : mi estran ; BE : bas estran ; Def : déferlement.

Croissants de plage

TC : tête de croissant ; FC : flanc de croissant ;

CC : creux de croissant

Mode(s) : en micromètres

Mz : Moyenne en micromètres

Sigma : indice de classement

SK : skewness

K : kurtosis

M.T.: mode de transport

R : roulement ; S: saltation ; SG : suspension graduée ;

SU: suspension uniforme

P1 - CAP DES BICHES - 87/88

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Jui-87		<u> </u>			1
<u>5m</u>	HP	8,16	200	237	0,41	0,06	1	SG
10	HE(TC)	10,26	250	250	0,44	0,08	0,98	SG
20	BE	12,01	160	209	0,47	-0,12	0,98	SG
	BE	50,81	160	179	0,51	-0,24	1,31	S
			Sep-87					
<u>lm</u>	HP	11,67	200	230	0,44	0,04	0,95	SG
5	HE	8	160	199	0,36	-0,01	0,98	SG
10	HE	7,33	200	212	0,38	0,07	0,93	SG
15	BE	11,33	125	173	0.5	-0,15	0,9	SG
20	BE	14,67	160	196	0,39	-0.06	0,86	
25	BE	16,07	125	1/2	0,57	-0,30	1,01	50
30	BE	15,55	125.215	108	0.57	-0,33	1,00	1-20
	DE	20	Nov-87	191	0,71	0,34	0,84	
1	UD	11 22	200	222	0.42	0.05	0.06	Tec
5		11,35	200	200	0.45	0.03	0.90	1 50
10		11.67	160	104	0.45.	-0.03	0.95	1 50
15		12.22	160	190	0,40	-0,17	0.93	1 50
15		13,55	100	191	0.32	-0.19	1.25	1 50
20		13,07 _	125	147	0.33	-0,14	1.33	
2.5		15	125	140	0.29	-0,01	1.27	
30		29.67	125	140	0.51	0.04	1.20	1 50
	DE	38,07	120 Jan-88	105	0,43	-0,29	1,24	1 30
1m	Цр	12 22	200	225	0.45	0.02	0.01	Tscl
5		13.33	160	210	0.45	0.03	0.91	
10		8.67	160	170	0,40	-0,14	1.02	1 50
15	HE	11.67	125	174	0.33	-0.23	1.02	
20	HE	10.67	125	162	0.4	-0.28	12	
25	BE	13 33	125	145	0.28	-0.1	1.54	
30	BE	15.55	125	131	0.26	0.7	1.1	50
35	BE	19.67	125+315	145	0.47	-0.32	2.04	SG
		17,01	Mar-88	145	0,47	0,52	2.04	
Im	НР	12.33	200	227	0.45	-0.01	0.92	SG
5	НР	11	250	220	0.46	0.07	0.92	SG
10	HE(EC)	13	160	203	0.5	_0.17	0.93	SG
15	HE	11 33	160	209	0.47	-0.14	0.93	SG
20	BE	12	160	176	0.44	-0.23	1.21	SG
25	BE	12	125	157	0.34	-0.18	1.25	SG
30	BE	12.67	125	142	0.25	0.01	1.4	SU
			Mai-88					
lm	HP	13.33	200	229	0.45	0.01	1.01	SG
5	· HP·	10,67	200	202	0,44	-0,08	1,04	SG
10	HE(CC)	12.67	160	179	0,38	-0.06	1.03	SG
15	HE	10	160	176	0,39	-0.13	1.06	SG
20	HE	10	200	173	0,39	-0.12	1,16	SG
25	BE	11.33	125	156	0,33	-0,17	1.15	SG
30	BE	12	125	154	0.28	-0.08	1.03	SU
35	BE	12	125	157	0.32	-0,09	1.13	SG
		·····	Jui-88					ليشيعه
1m	HE	8,7	200	229	0,44	-0,03	0.99	SG
5	HE	8,7	200	235	0,47	0,02	0,93	SG
10	HE(CC)	8	200 ·	218	0,46	-0,01	0.94	SG
15	HE	9,3	200	225	0,45	0,01	1.02	SG
20	BE	12	200	229	0.52	-0,03	0,86	SG
25	BE	11	200	205	0,5	-0,03	1,02	SG
30	BE	11,3	200	221	0,49	-0,01	0,93	SG

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	K	M.T.
<u> </u>			Jui-87					
5m	HP	27,09	200	225	0,46	-0,04	1	SG
15	HP	22,49	200	225	0,46	-0,06	1,01	SG
20	HE	19,78	200	229	0,45	-0,05	0,95	SG
25	HE	21,8		222	0,45	-0.09	0,98	SG
			Sep-87					
<u>5m</u>	HP	24,33	250	224	0,45	0,06	0,92	SG
10	HE	10.67	250+160	193	0,52	0.05	0,8	50
15		10	200	195	0.36	-0,04	1 1 06	50
20	BE	15 33	160	183	0.30	0.05	1.00	50
30	BE	20	160	103	0.48	-0.02	1.05	SG
35	BE	20	160+250	202	0.51	-0.01	0.94	SG
	1		Nov-87	1				
5m	HP	10,67	125	166	0,5	-0,08	0,96	SG
10	HP	12.67	160	203	0,38	-0,09	0,98	SG
15	HP(TC)	14	160	207	0,38	-0,09	1,05	SG
20	HE	14,33	160	206	0,39	-0,1	1,06	SG
25	HE	17,33	160	188	0,42	-0,1	1,06	SG
30	BE	20,33	160	168	0,43	-0,06	1,18	SG
35	BE	39,33	125+315	168	0,57	-0,16	1,25	SG
		·	Jan-88	····	+			
<u>5m</u>	HP	17,33	160	176	0,48	-0,03	1	SG
10	HP	20	160	198	0,47	-0.02	1.03	SG
15	HP	14,33	160	190	0.37	-0.07	1,07	SG
20	HE(FC)	12.67	160	179	0,34	-0.08	1,10	50
25	HE	21,33	160	174	0.41	-0,05	1.10	1 20
30		15.33	160	174	0.41	-0.01	1.22	
40		15,33	160	167	0.41	-0,05	1.21	1 30
40	BE	17 33	160	170	0.45	0.04	1.08	130
L			Mar-88				4,00	1.001
5m	HP	14	160	191	0.51	0.04	1.04	SG
10	HP	13.67	160	190	0.42	0.03	1.13	SG
15	HP	15,67	160	191	0.36	-0,1	1,14	SG
20	HP	19,33	160	206	0,4	-0,15	1,08	SG
25	HE .	15	160	173	0,36	-0,02	1,17	SG
30	HE(CC)	16	125	159	0.35	-0,05	1.08	SG
35	HE(CC)	17,33	125	146	0,42	-0,01	1.09	SG
45	BE	16	160	160	0,48	0,23	1.08	SG
50	BE	24,67	160	177	0.55	-0,03	1,1	SG
	1		Mal-88		0.55			
<u>5m</u>	HP	16	200	196	0.52	0.13	1,05	SG
10		20	160	187	0.46	0,04	1,16	
13		18,0/	160	198	<u>۲۵۵</u>		1,13	1 30
25	HECCO	14	160	170	0.20	-0,07	1.07	1 50
20		12.07	160	179	0.34	-0,03	1.02	30
35	НЕ	15.33	160	163	0.34	0.02	1,02	SG
40	BE	16	125	154	034	-0.05	1,00	
45	BE	14	125	163	0.35	-0.05	1.05	SG
L <u>'`</u>	1		Jui-88		L			
lm	HP	11.3	160	181	0,53	-0.02	1,26	SG
5	HP (CC)	19,3	200	213	0,4	0,02	1,23	SG
10	HE	12,7	200	188	0,45	0,14	1,17	SG
15	HE	11,3	160	171	0,5	0,07	1,05	SG
20	HE	13,3	160	192	0.33	-0.07	1,08	SG
25	HE	12	160	178	0,29	0,01	1,29	SG
30	BE	12.7	160	184	0,33	-0,02	1,03	SG
35	BE	14.7	160	196	0,33	-0,06	1,07	SG
I 40	I BE I	32.7	160	207	0.49	-0.17 I	1.11	ISGE

P2 - CENTRALE THERMIQUE DU CAP DES BICHES - 87/88

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Jui-87					
5m	HP	20,67	160	213	0,4	-0,09	1,07	SG
10	HP	25	160	222	0,41	-0,09	0,95	SG
15	HP(TC)	14,8	200	216	0,38	-0,09	1.03	SG
20	HE	· 14,8	160	191	0,38	-0,06	1,1	SG
25	BE	18,67	160	182	0,42	-0,1	1,13	SG
<u></u>			Sep-87		• <u> </u>	•		
<u>lm</u>	HP	16,33	200	205	0,42	0,04	1,08	SG
5	HE	11,33	160	191	0,48	0,01	0,92	SG
10	HE	13,33	200	222	0,39	-0,01	0,93	SG
15	HE	16	160	205	0.41	-0,11	1	SG
20	BE	13,33	160	174	0,39	0,02	1,12	SG
25	BE	12,67	160	171	0,4	0,12	0,98	SG
			<u>Nov-87</u>		·····			·····
<u>lm</u>	HP	21,33	200	203	0,6	-0,01	0,86	SG
5	HE	12,67	160	184	0.46	0,02	1,02	SG
10	HE (CC)	12,33	160	178	0,38	0	1.1	SG
20	HE	18,67	160	188	0,46	-0,09	1,09	SG
25	BE	14.67	125	147	0,34	0.04	1.07	SG/SU
30	BE	17,33	125	135	0,33	0,1	1.19	SU
	·····		Jan-88	r	·····			·
<u>5m</u>	HP	22	160	190	0,48	0	1,06	SG
10	HP	16,67	160	192	0,38	-0,08	1.11	SG
15	HE (CC)	12,67	160	183	0,35	-0,11	1.24	SG
20	HE	12,33	160	171	0,35	0,06	1,15	SG
25	HE	10,67	160	173	0,38	0,01	1,25	SG
30	HE	15,67	160	162	0,37	0,02	1.17	SG
35	BE	24	125	125	0.27	0,24	0,93	SU
			Mai-88		·			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
<u>5m</u>	HP	24	160	198	0,44	-0,06	1,11	SG
10	HE (CC)	13,33	160	183	0,33	-0.01	1.13	SG
15	HE	13,33	160	186	0,34	-0,06	1,11	SG
20	HE	14,67	160	179	0,37	-0,04	1.09	SG
25	BE	12,33	160	167	0,31	0,11	1.13	SG
30	BE	13	160	166	0,3	0,14	1.14	SG
35	BE	13.33	160	160	0,28	0,15	1.05	SG
			Jui-88		<u> </u>			
<u>2m</u>	HP	37,3	200	232	0,47	-0,08	1.11	S
5	HE	9,3	160	181	0,46	-0,03	0,98	SG
10	HE	13,3	200	207	0,46	0,01	1,04	SG
15	<u>HE</u>	14,7	200	216	0,39	0	1,09	SG
20	BE	14,7	160	187	0,36	-0,05	1,05	SG
25	BE	16	160	188	0,35	-0.09	1,11	SG
30	BE	17,3	160	184	0,35	-0.08	1,16	SG
35	BE	26	200	200	0,37	-0,04	1,13	SG

۰.

P3 - SECTEUR CENTRALE THERMIQUE-DIOKOUL - 87/88

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode	Mz	Sigma	SK	K	M.T.
·	-y.		Jui-87					
Sm	HE	23,2	200	227	0,47	-0,02	0,96	SG
10	HE(CC)	12	160	167	0,31	0.05	1.12	SG
15	BE	18,67	160	186	0,39	-0,1	1,12	SG
			Sep-87		<u></u>	·		
<u>1m</u>	HP	27,33	200	238	0,51	0,01	0,88	SG
5	HE	11,33	160	199	0,33	-0,08	1	SG
10	HE	11,33	160	198	0,33	-0,07	1	SG
15	HE	11.33	200	202	0.32	0,13	1,05	SG
20	HE	. 14	160	172	0,39	0,02	1,12	SG
25	BE	16,67	160	177	0,46	0,01	1,04	SG
30	BE	18,67	160	187	0.5	0,02	1	SG
35	BE	19,33	160	173	0,56	0.09	1,05	SG
<u></u>			<u>Nov-87</u>	·······				
<u>1m</u>	HP	18	200	225	0,41	-0,03	0,98	SG
5	HE	13,67	160	192	0.37	-0,06	1,06	SG
10	HE	15	160	173	0.43	-0,09	1,16	SG
15	HE	14,67	160	165	0,36	0,01	1,1	SG
20	BE	14.33	125	153	0.36	-0,09	1.14	SG
25	BE	16	125	141	0.37	0,05	1.12	SU
	BE	18	125	137	0.28	0,05	1,24	SU
		•····	Jan-88					
<u>5m</u>	HP	19.33	200	219	0.43	-0,07	0.99	SG
10	HE (CC)	17.33	160	165	0.35	0,04	1.15	SG
15	HE	24,67	160	172	0.39	0,02	1,24	SG
20	HE	17	160	165	0.39	-0.03	1,17	SG
· 25	BE	16.67	125	142	0.38	0,01	1.31	SG
	BE	19.33	125	136	0.37	0,07	1.11	SU
35	BE	21.33	125	137	0.38	-0.02	1.31	SG
	- <u>, </u>	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	<u>Mar-88</u>					
<u>lm</u>	НР	22.67	200	222	0,46	-0.03	1	SG
5	HE	14.67	160	192	0,43	-0.04	1,12	SG
10	HE	17	160	187	0,43	-0,04	1,19	SG
15	HE	19,33	160	186	0.45	-0.06	1.19	SG
20	HE	16.67	160	173	0,43	-0,11	1,17	SG
25	BE	18.67	125	138	0,41	0,05	1.32	SG
30	BE	17,33	125	122	0.35	0.19	0.95	SU
35	BE	18,67	80	102	0,33	-0.11	0.95	SU
-	.		<u>Mai-88</u>					
<u>3m</u>	HP	44	160	218	1,08	-0,48	3.51	
5	HE	25,33	160	171	0,45	-0,03	1.2	SG
10	HE(CC)	15,33	160	183	0.35	-0,07	1.1	SG
15	HE	12,67	160	170	0,29	0,1	1,21	SG
20	HE	15,33	160	165	0,3	0,13	1,14	SG
25	BE	16	125	152	0,28	0,06	0,97	SU
30	BE	15	125	154	0,28	-0,03	1,03	SU
35	BE	20,67	125	156	0,3	-0,1	1,11	SG
	·		Jui-88					
<u>1m</u>	HP	27.3	200	222	0.44	0,03	1,06	SG
5	HE	13.3	200	221	0,34	0.07	1,11	SG
10	HE	14	160	193	0.34	-0,03	1,07	SG
15	HE	13,3	200	198	0,38	0,1	1,09	SG
20	BE	14	160	176	0,34	0,08	1,26	SG
25	BE	16	160	178	0,33	-0.03	0.99	SG
30	BE	28.3	200	198	0.38	-0.04	1.11	SG

P4 - SECTEUR CENTRALE THERMIQUE-DIOKOUL - 87/88

ĉ

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode	Mz	Sigma	SK	К	M.T.	
			Jui-87						
5m	HP	15.33	125	156	0,31	-0,04	1,06	SG	
10	HP(TC)	16,67	160	160	0,31	-0,03	1,06	SG	
15	HE	14,67	125	152	0,32	-0,07	1,07	SG	
			Sep-87						
5m	HP	11,67	160	166	0,29	0,09	1,07	SG	
10	HE	12,67	160	163	0,34	0,06	1,06	SG	
15	HE	13,33	160	156	0,36	0,03	1,03	SG	
20	HE	14	125	152	0,38	0,02	1,03	SG	
25	BE	18	160	163	0,5	0,02	1,16	SG	
30	BE	14,33	160	156	0,47	0,08	1,13	SG	
35	BE	34,67	160	179	0,47	-0,19	1,28	SG	
			Nov-87						
5m	HP	17,33	160	182	0,39	-0,07	1,24	SG	
10	HE	16,67	160	171	0,37	0,02	1,21	SG	
15	HE(CC)	11,33	160	155	0,32	0,14	1	SG	
20	HE	13,33	160	163	0,34	0,19	1,22	SG	
25	BE	18	160	170	0,42	-0,02	1,23	SG	
30	BE	16	125	141	0,32	0,09	1.31	SU	
35	BE	22	125	133	0,35	0,12	1.14	SU	
			Jan-88						
<u>5m</u>	HP	16	160	190	0,38	-0,11	1.12	SG	
10	HE	16	125	151	0,36	-0,03	1.07	SG	- ,
15	HE(CC)	16,67	125	156	0.35	-0,02	1.06	SG	
20	HE	15.33	125	147	0,4	0,07	1.18	SG	
25	BE	20	125	129	0.37	0,16	1,09	SU	
30	BE	20	100	108	0.34	0,03	1.01	SU	à. 1.
35	BE	22.33	80	99	0,31	-0,13	1,05	SU	
			Mar-88						
<u>5m</u>	HP	16	160	193	0,36	-0,12	1.14	SG	•
10	HE	15,33	160	172	0,35	0,05	1,15	SG	
15	HE	14,67	160	167	0.34	0,03	1.09	SG	
20	HE	25.33	160	174	0,47	-0,11	1,22	SG	
25	BE	26	125	139	0,42	0 -	1,48	SG	
30	BE	26,67	80	105	0,36	-0.15	1.03	SU	
	······		Mai-88					· · · · · · ·	
<u>1m</u>	<u>HP</u>	14	160	188	0,38	0	1,1	SG	
5	HE	19,33	160	173	0,4	-0,05	1,11	SG	
10	HE(CC)	19,33	160	176	0,42	-0,04	1,1	SG	
15	HE	16	160	156	0,38	0,1	1.1	SG	
20	BE	18,33	125	149	0,38	-0,02	1,15	SG	
25	BE	18	125	129	0,31	0.11	<u>1.13 ·</u>	SU	
30	BE	39,33	125	150	0,4	0,25	1,61	SG	
·		r	Jui-88					·	
<u>1m</u>	<u>HP</u>	31,3	200	203	0,43	-0.1	1,12	SG	
5	HE	14	160	178	0,38	-0.01	1,26	SG	
10	HE	11.3	160	163	0.32	0,13	1,16	SG	
15	HE	18,7	160	173	0,4	-0,09	1,36	SG	
20	BE	14	160	166	0,31	0,13	1.11	SG	
25	BE	14,7	160	162	0,3	0,14	1.1	SG	
30	BE	37,3	160	163	0,37	0,06	1.39	SG	

P5 - CIMETIERE MUSULMAN DE DIOKOUL - 87/88

•

.

-

- - - .

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	K	M.T.
			Jui-87					
5m	HE	19,71	160	202	0,46	-0,06	1,15	SG
10	HE	23,64	160	174	0,35	-0,13	1,17	SG
			Sep-87					
5m	HE	21,67	125	173	0,48	-0,22	1.07	SG
10	BE	20	160	187	0,46	-0,17	1,13	SG
15	BE	40,33 -	125+200+315	212	0,65	-0,15	0,84	S
			Nov-87					
<u>5m</u>	HE	25,33	160	200	0.41	-0,14	1,14	SG
10	HE	22,67	160	177	0,42	-0,13	1,2	SG
15	BE	17,33	125	136	0,3	0,13	1.26	SU
20	BE	17,33	125	127	0,27	0,21	0.98	SU
a			Jan-88		_	10	-	<u> </u>
<u>5m</u>	HP	20.67	160	177	0.34	-0,12	1,31	SG
10	HE	20,67	160	159	0,3	0,06	1,08	SG
15	BE	16,67	125	138	0,27	0,11	1.47	SU
20	BE	16.67	125	129	0,3	0,24	1.16	SU
			Mar-88					_
<u>5m</u>	НР	26,67	160	193	0.34	-0.15	1.13	SG
10	HP	17	160	165	0,24	0,1	0,96	SG
15	HE	16,67	125	146	0.28	0.05	1,06	SU
20	BE	18,67	125	125	0.32	0.31	1.02	SU
25	BE	19.33	125	121	0.33	0,31	0.87	SU
			Mai-88		<u> </u>			······
1m	HP	27,33	160	206	0.38	-0.1	1,14	SG
5	HE	21.33	160	193	0.32	-0,17	1.16	SG
10	HE	24	160	177	0,3	-0.03	1.34	SG
15	BE	16	125	155	0.25	0,06	0.9	SU
20	BE	17.33	125	142	0.24	0.02	1.37	SU
			Jui-88					.
5m	HE	65,3	160+800	213	0.52	-0.32	1.35	S
10	HE	58,7	160+1000	210	0,5	-0.31	1.4	S
15	HE	67,3	160+1000	174	0,54	-0,24	1.8	S
20	BE	18.7	160	157	0.29	0,15	1,03	SG/SU
25	BE	19,3	160	156	0,29	0,09	1,01	SU
30	BE	18	160	156	0,31	0,11	1.04	SG

۰.

P6 - CIMETIERE CHRETIEN DE DIOKOUL - 87/88

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	K	M.T.
	•		Jui-87					
1m	HP		250	245	0,54	0,19	0,82	S/SG
5	HP	4,35	250	242	0,52	0,14	0,88	S/SG
10	HE	5,33	250	257	0,49	0,12	0,96	S
15	HE	14	315	302	0,54	0,13	1,15	S
			Sep-87					
5m	HP	8	315	323	0,46	0,15	1,15	S
10	HE (TC)	6	315	306	0,41	0,27	1,09	S
15	HE	5,33	315+200	262	0,45	0,08	0,85	S/SG
20	HE	5,33	200	240	0,48	0,01	0,89	SG
25	BE	6,67	200+315	237	0,51	-0,02	0,78	SG
			Nov-87					
5m	HE	4,33	250	240	0,42	0,17	0,95	SG
10	HE (FC)	3	250	247	0,37	0,16	0,95	SG
15	BE	3,67	250	238	0.39	0,02	0.86	SG
20	BE	4	250	259	0.39	0,14	0,98	SG
25	BE	15,33	160	235	0,59	-0,31	1.01	S
			Jan-88	**************************************				
5m	HP	5,33	250	270	0,48	0,21	1.04	S
10	HP (FC)	4,33	250+160	255	0,45	0,2	0,9	SG
15	HE	5,67	250	264	0,51	0,19	0.95	S
20	HE	5,33	250+160	240	0,5	0,12	0,82	SG
25	HE	7,33	250+160	243	0,51	0,11	0.87	S
30	BE	5,33	160	183	0,54	-0,03	1,09	SG
35	BE	20	160+315	207	0,75	-0,09	0.88	S
			Mar-88	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				·
5m	HP	6.67	315	264	0,51	0,18	0,96	S
10	HP	3.67	200	222	0,45	-0,05	0.93	SG
15	HE	3,33	160	213	0,54	-0,1	0,87	SG
20	HE	4	160	203	0,59	-0,1	0,94	SG
25	HE	5	160	183	0,47	-0,11	1,18	SG
30	BE	10,67	125	141	0,39	0,03	1.08	SG
			Mai-88					
. 5m	HP	6,67	315	274	0,5	0.12	1,04	S
10	HE (FC)	4,33	200	247	0,48	0,07	0.95	SG
15	HE	6	200	205	0,42	-0,13	1,11	SG
20	HE	4	200	200	0,4	-0,15	1.14	SG
25	BE	5.33	200	176	0,36	0,01	1.34	SG
30	BE	6,67	200	165	0,38	0,03	1.28	SG
			Jui-88		··		<u></u>	ł
5m	HE	2.7	200	222	0,54	0,04	0.81	SG
10	HE	4	315+125	233	0,59	0,13	0.78	S
15	HE	4	250	252	0,52	0.2	0.91	S
20	BE	5	250	242	0,56	0.1	0,89	s
25	BE	6.3	315	287	0.5	0,24	1.06	s
	·				<u>-</u>			المستحدية

P7 - MERINA - 87/88

Ech	Un. Mor.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Jui-87					
_5m	HP	4,67	250	262	0,45	0,17	0,88	S/SG
10	HE	5.33	250	254	0,49	0,13	0,91	S/SG
15	HE	7	250	245	0,5	0,03	0,94	S
20	BE	5,67	200	238	0.45	-0,05	0,9	SG
9			Sep-87			<u>,</u>		
3m	HP	4	315+125	222	0,59	0,04	0,73	SG
10	HE	6	315	245	0.64	0.21	0,88	S
15	HE	4	315+200	254	0.57	0,07	0,91	S
20	HE	3.33	200	235	0.46	0	0,96	SG
25	BE	3.67	160	199	0,44	-0,12	0,88	SG
e			Nov-87	~			·	·
<u>3m</u>	HP	4	250	259	0,48	0,29	1,05	SG
10	HE	8	250	287	0.43	0,09	1,18	S
15	HE (FC)	10	250	276	0,44	0,08	1.03	S
20	BE	5	160	218	0,37	-0,14	0.94	SG
25	BE	11.33	160	173	0,41	0,06	1.4	SG
			Jan-88					
<u>5m</u>	HP	6	250	272	0,47	0,2	1,04	S
10 .	HP(TC)	5,33	250	285	0,42	0.14	1,16	S
15	HP	4.67	250	262	0,42	0,17	0.89	SG
20	HE	4,67	250+160	232	0,45	0,06	0,85	SG
25	HE	6.33	160+250	233	0.52	-0,03	0.79	SG
	BE	6.67	160	168	0,44	-0,09	1.34	SG
35	BE .	18	160+315	182	0,57	-0,24	1.19	SG
			Mar-88		·			
<u>5m</u>	HP	4.67	250	259	0,46	0,13	0,91	SG
10	HP	6.67	315	272	0,48	0,13	0.98	S
15	HE	4.33	200	250	0,47	0,08	0,9	SG
20	HE	4.67	160	221	0,5	-0,08	0,87	SG
25	HE	5	160	225	0.47	-0.08	0,88	SG
	BE	7.33	160	160	0,34	0.04	1,18	SG
			Mai-88				·····	
<u>5m</u>	HP	5.33	315+125	248	0,6	0,19	0.85	S
10	HP	7.33	315	279	0,5	0,19	1.05	S
15	HE	4.67	315	277	0,41	0,09	0,88	S/SG
20	HE	4	200	240	0.37	-0.04	0,96	SG
25	BE	6	160	191	0.29	-0,04	1.01	SG
30	BE	7,33	160	174	0,3	0,03	1,34	SG
			Jui-88				<u> </u>	
1m	HE	3.3	125+315	206	0,59	-0,21	0,74	SG
5	HE	8	315+125	235	0.63	-0,01	0,73	S
10	HE	5.3	315	261	0.5	0.25	0.94	SG
15	BE	4,7	250	268	0,4	0,12	0,91	SG
20	BE	11.3	315	274	0.48	0.12	1.01	S

•.

P8 - MERINA - 87/88

	1			T				1
<u> </u>	Un. Mor.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	<u>SK</u>	<u> </u>	M.T.
			Jui-87	1 000	0.10		0.00	
<u> </u>	HP HP	4,67	250	237	0,49	0,11	0,91	
10	HP	7,33	250	254	0.48	0,03	0,89	
15	HE	27	315	279	0,6	0,07	1,06	S
20	BE	10,67	200	245	0,5	-0,08	0,88	S
r			Sep-87	T				
<u>5m</u>	HP	6	315	291	0,43	0,16	0,99	S
10	HP(FC)	7,33	315	312	0,47	0,22	1,02	S
15	HE	7,33	315	287	0,52	0,13	1,01	S
20	HE	4,67	250	232	0,46	0,04	0,89	SG
22	BE	4,67	160	192	0.45	-0,08	0.99	SG
r	·····		· Nov-87		r		r	
<u>5m</u>	HE	2,66	250	230	0,42	0,15	0,97	SG
10	HE(FC)	4	250	268	0,39	0,18	1,04	SG
15	HE	6	250	279	0,45	0,13	1.05	S
18	BE	6	250	261	0,48	0,12	0,89	S
22	BE	6	160	174	0,36	0,04	1,49	SG
	······	······	Jan-88		<u></u>			
<u> </u>	HE	12,67	250	252	0.53	0,16	0,93	S
10	HE	5	250	255	0,48	0.12	0,94	S
15	HE(TC)	6,67	250	264	0,49	0.15	0.87	S
20	BE	4.33	160	203	0,44	-0,16	1.08	SG
25	BE	6,33	160	199	0.52	-0,09	1.14	SG
	BE ·	10,67	160+315	202	0,62	-0,07	0,98	SG
			<u>Mar-88</u>					
<u>5m</u>	HP	7.33	315	255	0,56	0,16	0,94	S
10	HE(FC)	4,67	200+315	245	0,51	0,1	0.86	SG
15	HE	13,67	315	281	0,61	0,3	1.05	S
20	HE	4	160	195	0,47	-0,13	1,17	SG
25	BE	5,33	160	184	0,53	-0,11	1.05	SG
30	BE	12	160+315	224	0,67	-0,09	0,87	S
			Mai-88					
<u>5m</u>	HE (CC)	8,67	315	270	0,52	0,17	1.03	S
10	HE	11,33	315	289	0.5	0,08	1.04	S
15	HE	6	315	277	0,43	0,13	0.9	S
20	BE	5,33	160	191	0,36	-0.14	1,15	SG
25	- BE	7,33	160	177	0.39	-0,05	1,48	SG
30	BE	12	160	179	0,43	-0,08	1,24	SG
			Jui-88					<i>-</i>
1m	HE	4	160+315	196	0.57	-0,37	1,25	S
5	HE	3,3	125+250	215	0,55	-0,03	0.73	SG
10	HE	3.7	250+125	222	0,56	0,09	0.75	SG
15	BE	6	200	232	0,54	0,13	0.87	SG
20	BE	11.3	315	264	0,53	0,16	1.02	S
	·	المصد محمد المحمد ا		·····	·	السمير مسترجم والمراجع	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	استحصيبت

•.

P9 - THIAWLENE - 87/88

. .

E ch	1 11- 34	07 C- CO2	34-1-12	1 3.4-	0	017	1 12	1 3 6 72
Ecn	1 Un. Mor.	%CaCO3	I WIODE(S)	IVI Z	Sigma	24	M	₩1.1.
6	1 110	5.22	Jui-87	054	0.54	0.15	1 0.00	
<u> </u>		5,55	250	204	0,54	0.15	0.89	3
15		0,07	250+100	250	0,47	0,03	0,88	50
20	DE DE	22.22	215	207	0,5	0,04	1.25	
25	DE	12 33	250	291	0.52	-0,11	1,35	R C
		14,33	<u> </u>	201	0,52	-0,04	0,9	3
5-	Ц	A 67	3ep-87	225	0.52	0.02	0.05	L SC
10		4,07	200	235	0,52	0,02	0.85	<u> </u>
10		4,07	215	233	0.52	0,04	0,03	30
15		7 33	215,200	2/2	0,01	0,34	0.93	3
20	DE DE	1,55	200,215	201	0,59	0,04	0,90	<u> </u>
20	DE	4,07	200+313	240	0,5	-0,02	0.01	30
	<u> </u>	4,07	100 Nov 97	215	0,40	-0,08	0,95	30
1	1 110	5	050.160	262	0.55	0.07	0.00	
5		0 22	230+100	252	0.55	0.27	0.89	5
		10.67	215	202	0.41	0,2	1,5	3
15		10,07	250	250	0.42	0,12	1.13	3
20		9 4	250,100	259	0,42	0.18	0.93	50
20		<u> </u>	250+100	203	0,47	0,11	0,9	3
23		17.22	160.90	200	0.50	-0.12	1.14	50
	DC.	17,55	100+80	1 104	0.02	0,12	1 1.11	50
1	L UD	7	Jan-88	272	0.55	0.75	0.00	
5		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	215	2/2	0,50	0.35	0.98	
10		6.67	315	203	0.5	0.20	1.14	3
10		6,07 6,67	250	200	0,49	0.21	0.98	
20		12	215	274	0,55	0,24	1.02	
25		033	315	2/4	0.18	0.24	1.02	- 3
30	RE	\$ 33 6 33	315	271	0,40	0.23	0.09	
35	BE	15	315+160	279	0,40	0.25	0.98	
	00		Mar-88		0.05	<u> </u>	0.04	
1m	НР	6.67	315+125	248	0.58	0.22	0.82	
5	НР	8 67	315	240	0.50	0.24	1.00	
10	HP	8.67	315	274	0.56	0.24	1.03	3
15	HE(EC)	11 33	315	308	0,50	0.25	1 18	- C
20	HE	11.33	315	254	0.56	0.17	0.89	3
25	BE	11.33	315	257	0.58	0.06	0.97	s
30	BE	4.67	315	248	0.52	0.08	0.83	s
			Mai-88				0,05	إستخسا
1m	HP	6.67	315	250	0.56	0.2	0.84	S
5	HP	22	315	297	0.46	0.22	1.1	s
10	HE	4	250	261	0.43	0.12	0.92	SG
15	HE(EC)	4.67	200	248	0.51	0.15	0.97	SG
20	BE	6	200	224	0.43	-0.14	0.99	SG
25	BE	4	160	192	0.32	-0.12	1.13	SG
30	BE	8	160	188	0.42	-0.15	1.28	SG
	·		Jui-88					ليقتب
5m	HE	6	250	285	0.38	0.18	1.02	S/SG
10	HE	4.7	250	235	0.53	0.12	0.84	SG
15	HE	5.3	250	268 •	0,41	0,12	0.92	SG
20	BE	20	315+800	302	0,48	0.04	1,34	S

P10 - CIMETIERE DE THIAWLENE - 87/88

PA - MBAO - 89/90

.

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	K	M.T.
			Oct-89				
HP	45,83	250	255	0.52	-0,01	1.08	S
HE	6,58	250+160	227	0,45	0,13	0,92	SG
BE	13,91	250	266	0,5	0,13	0,98	
Der	18,54	62,160	104	0.32	0,04	1.17	
-2m	10.07	03+100	104	0,35	-0.07	1,10	
	20,55	63	74	0.33	-0.07	1 31	
-8m	22.67	63+125	75	0.24	0.14	1 15	SU
-0111	22,07	03+125	Déc-89		0,14		
HP	22	250	266	0,49	0,13	1,11	S
HP	19,33	250	257	0,51	0,13	0,94	S
HE	6,67	160	210	0,46	-0,1	0.92	SG
ME	12	160+250	225	0.53	-0,18	0,92	S
- BE	10	160+63	174	0,45 ·	-0,17	1,25	SG
-2m	33,33	125	119	0,36	0,04	1,04	SU
-4m	10	80	82	0,22	0,32	0.97	SU
-6m	16	63	74	0,27	-0,01	1.06	SU
-8m	19,33	80	<u> 78</u>	0,28	0.22	0.93	SU_
		0.60	<u>Mar-90</u>	0.16	0.01		<u> </u>
HP	12.67	250	2/4	0,46	0.08	1.01	3
HE	9.67	160	219	0.47	-0,07	0.92	- 30
NE	27,35		201	0.5	0.1	1.07	
Def	17.23	250+160	215	0,03	0.12	1,02	
	033	125	153	0.25	0,12	1.02	SU
- <u>-</u> -2m	15 33	80	89	0.19	0.03	1.53	SU
-6m	12.33	63	77	0.27	0.08	1	SU
-8m	14.67	63	77	0.27	0.07	0.93	SU
			Mai-90		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
НР	8,33	250	261	0,45	0,04	1,04	S
HE	9,33	160	205	0,53	-0,1	0,87	SG
ME	9,67	125	177	0,46	-0,19	1,1	SG
BE	9,33	125	172	0,42	-0.2	1.11	SG
Def	10.33	125	139	0,29	-0.01	1,18	SU
-2m	7,67	160	174	0,41	-0,06	0,96	SG
-4m	17,33	100	100	0,26	0,25	0.92	SU
-6m	8	63	18	0,24	-0.02	0,86	SU SU
-8m	17,33	63	1 /0	0.32	-0,14	1.21	50
ЦР	8	250	<u>Jul-90</u>	0.5	0.1	1.07	
	12.67	250	276	0.54	0.1	1.07	
ME	8	250	235	0.57	-0.02	0.93	S
BE	7	200	207	0.45	-0.04	0.94	SG
Def	9.67	125	143	0.32	-0.08	1.27	SG
•2m	10	125	136	0.31	-0.02	1.18	SU
-4m	12,67	80	84	0.24	0,09	1,15	SU
-6m	17	63	74	0,22	-0,14	1,25	SU
-8m	12,67	63	72	0,24	-0,11	1,44	SU
			Αοû-90				
HP	7,67	250	274	0,39	0,07	1,16	S
HE	10	250	283	0,46	0,04	1,06	S
ME	6.67	250	235	0.45	0,13	1.07	SG
BE	16,67	250	257	0,58	0	1.09	S
Def	14,67	125	155	0,41	-0,22	1,2	SG
-2m	14	125	152	0,4	-0,25	1,39	SG
-4m	16,67	80	82	0,24	0,11	0,94	SU -
+0m	0,6/	80	80	0.21	0.08	0,74	50
-om	13.6/	01	1 15	I U.28	-0.04	1.08	1 30 1

. .

. .

PB - CAP DES BICHES - 89/90

.

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Oct-89				
НР	6,67	250	221	0,4	0,07	0,87	SG
HP	8	250	243	0,37	0,26	0.92	SG
HP	. 7,33	160+250	219	0,38	0	0,83	SG
HE	8	250+160	238	0,42	0,23	0,91	SG
BE	14,94	250+160	227	0,46	0,15	0,89	SG
Def	22	160+250	202	0,6	-0,26	0,85	SG
			Déc-89	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
НР	10	250	230	0,41	0,06	0,96	SG
HE	10,67	160	205	0,46	-0,08	0,89	SG
ME	12,67	160	200	0,44	-0,14	0,92	SG
BE	20	160	173	0,36	-0,21	1.36	SG
-2m	49	80	83				SU
-4m	9,67	80	83	0,24	0,39	1.27	SU
-6m	93.33	315	314	0,77	0,42	2.25	S
-8m	83	315	323	0,36	0,42	1,68	S
L	.		Mar-90				است
НР	10	250	252	0,41	0,27	1,04	SG
HE	9.33	250	238	0,43	0,26	1	SG
ME	11,33	160	202	0,44	-0,13	0,93	SG
BE	18,67	160	207	0,48	-0,18	0,96	SG
Def	14	125	147	0.26	-0.07	1,42	SU
-2m	14.67	125	150	0.27	0.03	1.16	SU
-4m	19.33	80+200	87	0.32	-0.02	1.95	SU
-6m	17.33	63+315	75	0.27	0	1.06	SU
-Sm	85.33	315+125	323	0.5	0.54	3.13	S
		L <u></u>	Mai-90				I
НР	8	200	210	0.39	0.05	0.95	SG
HE	10.33	125	153	0.31	-0.13	1.1	SG
ME	12	125	148	0.3	-0.06	1.14	SU
BE	16,67	125	167	0,37	-0,08	1.06	SG
Def	20	125	141	0.4	0.03	1.25	SG
-2m	18,67	125	173	0,43	-0.1	0,98	SG
-4m	15,33	80	95	0,27	0,01	0,95	SU
-6m	15.33	63	75	0,24	-0.06	0.98	SU
-8m	76,67	315+63	306	0,55	0,58	2,25	SG
	·		Jul-90				
HE	6,67	200	203	0,4	-0,01	0,92	SG
ME	8,67	160	206	0,53	-0.08	0,86	SG
BE	15.33	250	230	0.59	0.01	0.89	S
Def	16	125	136	0.32	0.09	1.24	SU
-2m	14.67	125	137	0.31	0.11	1,26	SU
-4m	11	80	85	0,26	0,06	1.11	SU
-6m	10.33	63	72	0.22	-0.08	1.36	SU
-8m	87.33	315+63	349	0,45	0,06	3,16	s
			Aoû-90				المستسيرية
HE	8	250	238	0,38	0,34	1,07	SG
ME	8	250	233	0,43	0,27	1,01	SG
BE	14	250	233	0,53	0,01	0,92	S
Def	33	125	167	0,37	-0,1	1.1	SG

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Oct-89				
HP	11,33	160	198	0,4	-0,13	0,96	SG
HP	8,67	160	187	0,34	-0,07	1,07	SG
HP .	8	160	177	0,31	0,04	1,26	SG
HE	9,33	160	171	0,28	0,09	1,28	SG
ME	8,61	160	182	0,31	-0,04	1,22	SG
BE	14,69	160	215	0,41	-0,11	0,95	SG
Def	16,34	160	146	0,52	0,2	1,09	SG
			Déc-89				
HP.	10	200	210	0,35	0,07	1,02	SG
HE	11	160	173	0,29	0,06	1,21	SG
ME	15,33	160	163	0,3	0,13	1,13	SG
BE	20	125	145	0,31	0,08	1,32	SU
			Mar-90				
НР	11	200	216	0,4	0,19	0,94	SG
HE	10	160	198	0.32	0.01	1.04	SG
ME	10.67	160	167	0,3	0,15	1,22	SG
BE	12,67	160	187	0,39	-0,07	1,07	SG
Def	12,33	160	193	0,36	-0,02	1 .	SG
			Mai-90				
HP	9,33	200	213	0,35	0,05	1.02	SG
HE	10	160	170	0.33	-0,02	0.98	SG
ME	11,33	125	166	0,39	-0,14	0,98	SG
BE	12	125	158	0,38	-0.22	1.1	SG
Def	17,33	125	140	0,46	-0,02	1,1	SG
			Jui-90				
HE	11,33	160	176	0,36	0,1	0,98	SG
ME	10	160	176	0,37	0,05	0,96	SG
BE	13	160	181	0,46	0,06	1,02	SG
Def	14	160	174	0,54	0.1	1,03	SG
			Αοû-90				
HE	9	200	205	0,35	0,1	1,02	SG
ME	8,33	200	200	0,34	0,13	1	SG
BE	12	200	213	0,4	0.05	1,03	SG
Def	14,67	200	215	0,46	0,08	1,07	SG

PC - CENTRALE THERMIQUE DU CAP DES BICHES - 89/90

Un.Morpho	%CaCO3	Mode	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Oct-89				
HP	10	160	165	0,35	0,08	1,13	SG
HE	10,67	160	167	0,31	0,11	1,19	SG
ME	12,33	160	174	0,41	-0,01	1,31	SG
Def	37,67	160	188	0,5	-0,21	1.18	SG
			Déc-89				
HP	13,91	160	192	0,37	0,08	1,14	SG
HE	15	160	176	0,33	0,1	1.2	SG
ME	17,33	125	156	0,36	-0,07	1.2	SG
BE	20.67	125	123	0,34	0,21	1.02	SU
BE	22.67	125	117	0,4	0,21	0.91	SU
			Mar-90				
HP	17,33	200	205	0,41	0,04	0.99	SG
HE	16	160	191	0,36	-0,08	1.03	SG
ME	16	160 ·	158	0,27	0.03	0.99	SG
BE	19.33	160	162	0,28	0,12	1.07	SG
Def	18	125	145	0,32	0.13	1.22	SU
			Mal-90				
HP	13,33	160	191	0,4	0,03	0,97	SG
HE	16.67	160	170	0,35	-0.11	1.03	SG
ME	22,67	125	158	0,35	-0.21	1,11	SG
BE	24,67	125	143	0.28	-0,06	1.37	SU
Def	23,33	125	129	0.31	0,18	1.15	SU
			Jui-90				
HP	13,67	160	186	0,4	0.03	0.99	SG
HE	10	160	182	0,41	0	0,95	SG
ME	15,33	160	174	0.38	-0.06	1.02	SG
BE	22	160	171	0,38	-0,05	1.08	SG
Def	18	125	143	0.41	0,07	1,18	SG
			Αοû-90				
HP	9,33	160	183	0.36	-0,06	0.93	SG
HE	14,33	160	182	0,36	-0,06	0,92	SG
ME	13,33	160	178 ·	0,4	-0,06	0,95	SG
BE	37,33	160	200	0,5	-0,17	1	SG
Def	21	125	131	0,36	0,23	1.45	SU

۰,

PD - NORD EPI DE DIOKOUL - 89/90

ŝ

Un.Morpho	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	<u> </u>	<u> </u>	<u>M.T.</u>
			<u>Oct-89</u>	r	· ····		<u> </u>
HP	14,67	160	176	0,38	0,01	1,4	SG
HE	13,67	160	179	0,33	-0,05	1,16	SG
ME	18	160	195	0,4	-0,19	1,1	SG
Def	74	160+1000	248	0,96	-0,49	1.51	R
			Déc-89	·····		_	
HP	14,67	200	209	0,36	0,04	1,04	SG
НР	28	200	219	0,44	-0,06	1,02	SG
HE	14,67	160	178	0,41	-0,06	1.03	SG
ME	19,33	125	141	0.43	0,06	1.26	SG
BE	22,67	125	110	0,37	0,1	0.81	SU
			Mar-90				
HP	18	200	196	0,38	-0,01	1,12	SG
HE	22	160	191	0,45	-0,13	0,97	SG
ME	14,67	160	162	0,3	0,08	1,08	SG
BE	22,67	125	165	0,39	-0,18	1,22	SG
Def	23,33	125	129	0,3	0,27	1,19	SU
			Mai-90				
НР	61,33	200+2000	238	0,86	-0,36	2,1	R
HE	41,33	200+2500	247	0,59	-0,17	1,33	S
ME	37,33	200+2000	245	0.59	-0,19	1.35	S
BE	71,33	200+3150	384	1,58	-0,67	1,59	R
Def	47,33	160+1250	200	0,58	-0,18	1,24	S
			Jui-90				
HP	49,33	200 ·	200	0,51	-0,04	1,12	SG
HE	70	200	213	0,51	-0.21	1,32	S
ME	16,33	160	181	0.39	-0,06	1.01	SG
BE	54	160	191	0.52	-0.21	1,46	S
Def	17,33	125	127	0.43	0.16	0.97	SU
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			Αοû-90		······································		ليتيرب
HP	18	200	203	0,43	0,05	0,99	SG
HE	15.33	200	190	0,37	0,03	0,95	SG
ME	26,33	160	192	0,45	-0,16	1,06	SG
BE	51	160	191	0,44	-0,16	1,02	SG
Def	19,33	125	153	0.36	-0,01	1.22	SG
			······			·····	

۰.

PF - SUD EPI DE DIOKOUL - 89/90

•

.

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Oct-89				
HP	16	160	177	0,36	-0,04	1,43	SG
HP	14,67	160	177	0,37	-0,05	1,36	SG
HE	17,67	160	166	0,39	-0,03	1,24	SG
ME	10,67	160	159	0,34	0,11	1,14	SG
Def	25	80+125	117	0,47	0,01	0,82	SU
			Déc-89				
HP	24	160	190	0,39	-0,06	1,13	SG
HE	16,67	125	148	0,37	0	1,24	SG
ME	16,67	125	131	0,38	0,19	1,16	SU
ME	30,33	125	118	0,39	0,16	1,02	SU
BE	30,33	80	92	0,35	-0,15	1,85	SU
			Mar-90				
HP	22	160	191	0,39	-0,19	1.2	SG
HE	17	200+125	173	0,42	0,06	0,78	SG
ME	17,33	125	130	0,29	0.22	1,21	SU
BE	26,67	125	127 .	0,31	0,29	1.07	SU
Def	20	125	125	0,32	0,16	1.03	SU
			Mal-90				
HP	30	200	206	0,46	-0,05	1,09	SG
HE	15	125	158	0.34	-0.06	1,05	SG
ME	21,67	125	173	0,47	-0.18	1,09	SG
BE	88	125+1250	624	1,65	0,37	0,56	R
Def	62	125+2000	143	1.1	-0.55	3.84	R
			Jul-90				
HP	20,67	160	192	0,42	-0,02	1	SG
HE	14	. 160	177	0,37	-0,02	1	SG
ME	16	160	168	0,36	0,02	1,02	SG
BE	. 40	125+1250	156	0,51	-0,25	1,78	S
Def	41,33	125+1250	126	0.46	-0.03	1,36	SG

PG - CIMETIERE MUSULMAN DE DIOKOUL - 89/90

:

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	· K	M.T.
			Oct-89		·	1	
HP	41,33	250	247	0,49	-0,03	0,98	S
HE	28,67	160	224	0,42	-0,11	0,93	SG
HE	37,33	160	221	0,43	-0,13	0,99	SG
Def	58	160 ·	195	0,38	-0,27	1,39	SG
			Déc-89				<u>.</u>
HP	67,33	160+315	259	0,71	-0,14	1,15	R
HE	17,33	160	183	0,33	-0,02	1,02	SG
ME	17,33	125	145	0,31	0,08	1,26	SU
BE	21.33	125	119	0.33	0,36	0,85	SU
-2m	14,67	80	101	0,36	-0,19	0,89	SU
-4m	12,67	80	81	0.25 .	0,36	1,05	SU
-6m	60,67	250+63	166	0,94	0,44	0,57	SG
-8m	8	63	76	0,27	0,08	0,95	SU
r			Mar-90				
HP	65,67	315+630	323	· 0,66	-0,06	1,16	R
HE	19,33	160	199	0.33	-0,13	1,1	SG
ME	15	160	167	0,26	0,05	1,05	SG
BE	17	160	163	0.26	0,15	0,99	SG
Def	18	125	148	0.3	0,13	1	SU
-2m	16,67	125	124	0,34	0,21	0.99	SU
-4m	25,67	80	81	0,32	0,04	1,05	SU
-6m	32	80+250	115	0,78	-0.53	1.56	SG
-8m	10,67	80	86	0.31	0,1	1,17	SU
			Mai-90				······
HP	50	250	274	0,55	-0,01	1,08	S
HE	21.33	160	198	0.33	-0,08	1,05	SG
ME	25,67	160	177	0.33	-0,11	1,15	SG
BE	52,67	160+1000	166	0,31	0	1,07	SG
Def	16,67	125	138	0,3	0,14	1.5	SU
-2m	23,33	125	142	0,37	0,09	1,27	SG
-4m	26	80	93	0.34	-0.13	1.17	SU
-6m	34,67	80+250	129	0,82	-0,45	0,71	SG
-8m	8,67	80	81	0,3	0,1	1.05	SU
/	(2.(7)	A 00	Jui-90	0.(1	0.00	1.10	
HP	62.67	200	250	0,61	-0,09	1,18	S
HE	20	200	224	0,41	-0,02	1,14	50
	14,07	160	187	0,35	-0,02		50
BE	20,07	160	168	0,31	-0,02	0,98	50
Det	20.07	100	157	0,3	0,03	1,03	
-2m	17	125	139	0,38	0,16	1.07	50
-4m	21,73	80	81	0,26	0,22	1,01	50
-om	23,00	80+250	88	0,57	-0.38	2,02	- 50
<u>•8m</u>	10,05	03+250	1 //	0,27	0,1	0,93	50
2	17.22	. 106	A00-90	0.00	0.1	1.17	Isc mu
-2m	11,33	125	120	0,29	-0,1	1.1/	130/30
-4m	10.67	80	83	0.27	0.04	1,12	
-om	10.0/	215	15	. 0,20	-0,04	1,10	- 30
-om				0,26	0,08	1.9/	

PH - CIMETIERE CHRETIEN DE DIOKOUL - 89/90

.

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode ·	Mz	Sigma	SK	К	M.T.	
			Oct-89					
-2m	9,33	80	88	0,24	-0,16	2,03	SU	
-4m	10,67	80	81	0,22	0,24	0,83	SU	
-6m	9,33	80	79	0,24	0,18	0,89	SU	
-8m	10	80	80	0,25	0,29	0,99	SU	
	Déc-89							
-2m	6,67	80	85	0,28	-0,06	1,93	SU	
-4m	8	80	79	0,22	0,12	0,79	SU	
-6т	9,33	80	78	0,25	0,18	0,92	SU	
-8m	11,33	80	81	0,25	0,26	1,01	SU	
			Mar-90					
-2m	10	100	101 ·	0,23	0,18	0,82	SU	
-4m	10	80	88	0,27	0,04	1,19	SU	
-6m	8,67	80	82	0,28	0,12	1,05	SU	
-8m	13,33	80	92	0,32	0,03	0,97	SU	
			Mai-90					
-2m	12,33	125	191	0,61	-0,18	0.9	SG	
-4m	10	80	86	0,24	0,1	1.3	SU	
-6m	8	80	81	0,26	0,07	0,95	SU	
-8m	13.33	80	87	0,3	0,04	1,14	SU	
			Jul-90					
-2m	11,33	125	170	0,6	-0,05	0,98	SG	
-4m	25	80	83	0,26	0,07	1,03	SU	
-6m	28.04	80	84	0,27	0,13	1,11	SU	
-8m	22.31	80	80	0,29	0,11	1,11	SU	
			Aoû-90					
-2m	14	125 .	146	0,55	-0,15	1,22	SG	
-4m	7	80	81	0,26	0,08	0,94	SU	
-бт	88	63	78	0,27	-0,02	0,96	SU	
-8m	14,67	80	83	0,31	0.07	1,1	SU	

PI - KEURI KAO - 89/90

PJ - BATA - 89/90

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	K	M.T.
			Oct-89				
HP	7,33	315+160	245	0,63	0,22	0,74	S
HP	6	315+160	264	0,61	0,32	0,79	S
HE	20	315	312	0,49	0,17	1,18	S
HE	6,33	315	283	0,46	0,17	1,05	S
BE	8	250	287	0,45	0.11	1,21	S
Def	16	315	312	0,44	0,1	1.22	S
-2m	9	160+80	143	0,59	0,11	0,77	SG
-4m	8	80	83	0,2	0,28	0,92	SU
-6m	19	125	159	0,5	-0,17	1,4	SG
-8m	86	200	237	0,4	0,07	1,14	SG
LID.	16.22	1(0,060	Dec-89		0.17	0.00	
	13,33	160+250	202	0,39	-0,17	0,83	50
HE	3,33	250+160	216	0,54	0,14	0,9	SG
ME	4,33	250	262	0,42	0,19	1,04	SG
BE	18,67	200	215	0,65	-0,01	1,02	S
-2m	9.33	80	85	0,19	0,27	1,12	SU
-4m	8	80	18	0,26	0,14	0,96	SU
-ðm	/8,6/	250+63	1 182	0,87	0,5	0,95	SG
Г <u> </u>	10	216	Mar-90		<u> </u>		
	10	315	306	0.5	0,1	1.13	
	10,67	315	325	0,47	0,08	1,19	S
HE	18,67	315	314	0.53 .	0.06	1.17	S
ME	8	250	281	0,47	0	0,94	S
BE	6	200	247	0,46	0,01	0.93	SG
Der	10.67	315	268	0,59	0.05	0,96	S
-2m.	8.67	80	95	0.24	-0,08	1.01	SU
-4m	11.33	80	81	0,31	0,22	1,27	SU
-6m	13,33	80	81	0,31	0,15	1,21	SU
-8m	78	80+250	143	0,94	0	0,64	SG
(10)	10.22		Mai-90				
HP	13.33	315+125	272	0,69	0,22	0,86	S
HP	6.33		285	0.5	0.19	1,16	S
HE	3	250	242	0.45	0,11	1.08	SG
ME	2.33	200	205	0,55	0,14	0,89	SG
BE	15,33	315	356	0,5	-0,05	1,13	S
Def	12,67	250	304	0.51	-0,08	1,1	S
-2m	8,67	125	129	0.35	0.12	1.09	SU
-4m	10,63	80	90	0,26	0.01	1,24	SU
-6m	14	63+250	76	0,41	-0,33	1,92	SU
<u>-8m</u>	41,67	80+250	112	0.8	-0.56	0.91	SG
			Jui-90				
HP	14.67	315+125	268	0,67	0,19	0.85	S
HE	4	250	266	0.4 .	0,1	1.02	SG
ME	4,67	250	266	0,47	0,11	1.01	S
BF	52.67	315	395	0,56	-0,09	1,27	R
Def	12,67	250	281	0.51	0,11	1.04	S
-2m	14	100	109	0.33	0,05	1.07	SU
-4m	15.33	80	83	0,26	0,06	0,97	SU
-6m	26,67	63	78	0,25	0,07	0.88	SU
			Aoû-90				
HP	21,33	315+125	302	0,6	0.28	1,1	S
HE	8,67	315+125	266	0,59	0.27	0,98	S
ME	4,67	250+125	250	0,57	0,23	0,93	S
BE	10	250	293	0,45	0,07	1,06	S
Def	6	250	257	0,45	0,05	1.09	S
-2m	6,33	125	166	0.44	-0.11	1,13	SG
-4m	19	63+200	79	0,4	-0,2	1.65	SU
-6m	33	80	82	0,29	0.08	1.06	SU
-8m	71.33	63+250	123	0.94	-0.41	0.58	SG

• '

,

PK - BARGNY - 89/90

Un.Morpho.	%CaCO3	Mode(s)	Mz	Sigma	SK	К	M.T.
			Déc-89				
HP	5,33	250	266	0,38	0,24	1,34	SG
HE	6	250	254	0,47	0,27	1,1	SG
ME	6,67	250	248	0,48	0,25	0,98	SG
BE	30,67	250	285	0,48	0,12	1,23	S
-2m	9	80+125	93	0,4	-0,39	2,37	SU
-4m	16	80	84	0,2	0.27	1,03	SU
	·····		Mar-90				
HP	12,67	315	283	0,49	0,13	1,06	S
HE	5,33	315	295	0,44	0,12	1,05	S
ME	7	200	205	0.51	0.12	0,99	SG
BE	5,33	200	216	0,48	0,03	1,03	SG
Def	37,33	200	269	0,67	-0.09	1.1	S
-2m	9,33	100	117	0,43	-0,1	1	SG/SU
-4m	16,67	80	95	0,26	-0,02	0.95	SU
-6m	16,67	80+200	88	0,28	0	1,31	SU
-8m	22	80	81	0,31	0,16	1,19	SU
			Mai-90				
НР	21,67	250	270	0,54	0,13	1,09	S
HE	4,67	125+250	184	0,58	-0,23	0,78	SG
ME	12	250	257	0,59	0.09	1,04	S
BE	42,67	250	285	0,74	-0,04	1,24	S
Def	19,33	200	229	0,54	-0,12	1	S
-2m	9,67	200+125	166	0.61	0.03	0.85	SG
-4m	11	80	89	0,26	0	1,22	SU
-бт	20,67	80	91	0,27	-0.06	1.27	SU
-8m	18	80+200	82	0,28	0.11	1,08	SU
			Jul-90				
HP	22	250	266	0.52	0.1	1.07	S
HE	6	250+125	229	0,6	0,18	0.81	S
ME	21,33	315	293	0.55	0.09	1,1	S
BE	42	315	346	0,54	0.07	1,1	S
Def	62	315	346	0.52	-0,01	1,07	S
-2m	10	100	102	0.33	-0.08	1,13	SU
-4m	12,33	80	83	0.2	0,28	0,92	SU
-6т	10,67	80	82	0.21	0,25	0,84	SU
			Aoû-90				
HP.	11	250	232	0,52	0.24	1,01	SG
HE	4,33	200	210	0,53	0.19	1.01	SG
ME	6,33	250	245	0.4	0.12	1,08	SG
BE	22	250	266	0.5	0	1.02	S
Def	52,33	200	213	0,5	-0,08	1,06	S/SG
-2m	10,67	125	135	0,43	0,05	1,07	SG
-4m	33,33	80	84	0,24	0,14	1,17	SU
-6m	26,67	80+250	88	0,28	0,01	1,27	SU
-8m	25,33	80	81	0.29	0,14	1,07	SU

۰.

ANNEXE E

RESULTATS MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DE LA PREMIERE PERIODE D'ETUDE JUILLET 1987 - JUILLET 1988

RESULTATS MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DE LA PREMIERE PERIODE D'ETUDE (juillet 87 à juillet 88)

Seront présentés ici, par profil, les résultats des études morphologiques et sédimentologiques des plages menées entre juillet 1987 et juillet 1988.

I. CAP DES BICHES : PROFIL P1

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage aérienne se caractérise par une faible largeur (29 m en moyenne), une pente moyenne de 0,059 et une faible valeur des coefficients de variation (tab. E-1). La haute plage est toujours moins large que l'estran (5 m contre 24 m en largeur moyenne). Les profils ont une forme convexe à rectiligne (fig. E-1). Les croissants de plage sont presque toujours présents.

Tableau E-1 : P1 - Résultats morphologiques

 $L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ sous \ forme \ tang \ \beta \ ; TC = Tete \ de \ croissant \ ; FC = Flanc \ de \ croissant \ ; CC = Creux \ de \ croissant \ ; R = Rides$

Mois	Haute	plage P	Estr L (m)	an P	Plage ad	erienne P	Forme	Remarques
Juillet 1987	7	0.014	23	0.06	30	0.046	Convexe TC	
Août	5	0.040	22	0.065	27	0,058	Convexe	
Septembre	1,3	0,231	41.7	0,041	42	0,05	Concave	mx lourds, R
Octobre	0	0	20	0.040	20	0.040	Rectiligne	
Novembre	3	0.05	32	0,05	35	0,050	Convexe TC	coquilles, R
Décembre	7	0,093	23	0.076	30	0,078	Conc/ConvFC	R
Janvier 1988	13	0,054	17	0,073	30	0,064	Rectiligne FC	R
Février	10	0,06	19	0,066	29	0.062	Rectiligne TC	R
Mars	7	0,064	22	0,098	28	0,089	Convexe FC	mx lourds, R
Avril	9	0,056	21	0,076	30	0,070	Convexe	mx lourds
Mai	6	0.050	24	0,046	30	0.047	Recuiligne CC	R
Juin	0	0	22	0,059	22	0,059	Rectiligne CC	
Juillet 1988	0	0	25	0,056	25	0,054	Rectiligne CC	
Movenne	5,3	0.071	24	0.062	29	0.059		
Ecart type	4,1	0.06	6.3	0,016	5.9	0,014		
C. de variation	0,77	0,85	0,26	0,26	0,20	0,24		



L'évolution mensuelle des mouvements verticaux le long du profil permet de distinguer deux grandes périodes (tab. E-2, fig. E-2):

- de juillet 87 à avril 88, prédomine l'érosion qui culmine entre novembre et décembre 87 (- 0,30 m par m linéaire de plage). Cette période n'est cependant pas uniforme. Les mouvements d'érosion les plus importants sont enregistrés entre novembre et avril et concernent toute la plage. Ils sont interrompus par un court épisode d'accumulation entre décembre 87 et janvier 88 (+ 0,29 m par m linéaire de plage). Par contre, d'août à décembre, les mouvements d'ensemble sont plus limités, car représentant la somme de mouvements d'érosion et d'accumulation, qui indiquent des échanges sédimentaires entre la haute plage/haut estran et le bas estran. Lors de cette période d'érosion, les plages se caractérisent par une largeur maximum, de fortes pentes (jusqu'à 0,089), surtout entre décembre et avril, et la présence de rides sur le bas estran ;

Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Juillet-Août 87	- 0,11	- 0,27	- 0,22
Août-Septembre	- 0,12	- 0,11	- 0,13
Septembre-Octobre	- 0,45	+ 0,01	- 0,01
Octobre-Novembre	/	- 0,02	- 0,02
Novembre-Décembre	+ 0,18	- 0,37	
Décembre 87-Janvier 88	+ 0,13	+ 0,35	+ 0,29
Janvier-Février	- 0,25	- 0,12	- 0,19
Février-Mars	+ 0,03	- 0,14	- 0,08
Mars-Avril	- 0,35	- 0,21	- 0,24
Avril-Mai	- 0,15	+ 0,05	+ 0,01
Mai-Juin	+ 0,55	+ 0,42	<i>∞</i> ୍@+ 0,45 ≥⇒≶≾
Juin-Juillet 88	1	+ 0,31	+ 0,31
Cumuls	- 0,54	- 0,10	- 0,13
Juillet 87-Juillet 88			

Table	еаи	E-2:	PI - Evol	ution	morph	ologique	e mensuel	le
(ma	ouve	ments	verticaux	en m	par m	linéaire	de plage)	

- d'<u>avril à juillet 88</u>, la tendance est à l'accumulation qui est maximum entre mai et juin (+ 0,45 m par m linéaire de plage). Les profils deviennent rectilignes, la pente moyenne de même que la largeur de la plage diminuent légèrement, la haute plage disparaissant à partir de juin.

Le bilan annuel de ce profil est légèrement négatif avec une érosion estimée, selon la méthode utilisée, entre - 0,13 et - 0,40 m par m linéaire de plage. Les mouvements verticaux sont modestes - inférieurs à 0,50 m par m linéaire de plage et par mois. La haute plage est la partie la plus touchée par l'érosion (- 0,54 m par m linéaire contre -0,10 m par m linéaire pour l'estran).


B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments de plage sont des sables fins (131 μ m < Mz < 250 μ m), légèrement carbonatés (7% < CaCO₃ < 50%), très bien à moyennement bien classés (0,26 < σ < 0,71). Ils sont en général transportés en suspension graduée. On peut, d'après les diagrammes de dispersion, les subdiviser en deux groupes (fig. E-3):

- les sables de la haute plage et du haut estran (I) qui sont légèrement plus grossiers (Mz > 162 μ m) et bien classés (0,35 < σ < 0,52). Ces sables voient leur skewness devenir légèrement plus positif au fur et à mesure que la moyenne augmente ;



Figure E-3 : P1 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

- les sables du bas estran (II) sont par contre plus fins en moyenne (Mz < 196 μ m), sauf en juillet 87 et 88 où on a pu observer des sables plus grossiers (Mz > 200 μ m). D'une manière générale, ces sables se caractérisent par des valeurs de classement et d'asymétrie très variables, avec une détérioration du classement quand la moyenne augmente, les sables pouvant devenir bimodaux (septembre 87 et janvier 88), alors que le skewness tend à devenir de plus en plus négatif. C'est aussi dans ce groupe que l'on trouve les sables les plus carbonatés (jusqu'à 50,8%).

L'étude de l'évolution mensuelle des indices granulométriques montre que les variations les plus importantes ont lieu au niveau du bas estran (tab. E-3). Pour toutes les unités morphologiques, la moyenne atteint un minimum en janvier 88 alors que les sédiments les plus grossiers s'observent en juillet 87 et 88 (fig. E-4). La diminution de la moyenne s'accompagne d'une amélioration du classement.

Tableau E-3 : P1 - Variations moyennes mensuelles des principaux indices granulométriques

(N est le nombre d'échantillons ; la colonne variations indique l'écart entre les valeurs
minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres)

ſ		Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations		
	Haute plage										
ſ	Mz	237	230	233	205	228	216	1	58		
	Sig	0,41	0,44	0,43	0,42	0,46	0,45		0,11		
	SK	+ 0,06	+ 0,04	+ 0,05	- 0,07	- 0,03	- 0,04		0,21		
	(N)	(1)	(1)	(1)	(3)	(2)	(2)				
Ι				Н	aut estran						
	Mz	250	206	200	168	206	176	227	88		
	Sig	0,44	0,37	0,48	0,42	0,49	0,39	0,46	0,16		
	SK	+ 0,08	+ 0,03	- 0,13	- 0,26	- 0,16	- 0,10	0	0,36		
	(N)	(1)	(2)	(3)	(2)	(2)	(3)	(4)			
[B	as estran						
	Mz	194	180	149	140	158	156	218	98		
	Sig	0,49	0,59	0,35	0,34	0,34	0,31	0,50	0,46		
	SŘ	- 0,18	- 0,25	- 0,12	- 0,05	- 0,13	- 0,11	- 0,02	0,63		
	-(N)	(2)	(5)	(4)	(3)	(3)	(3)	(3)	•		
				Pla	ge aérienne	;					
	Mz 219 193 179 Sig 0,46 0,52 0,41		171	192	178	223	119				
			0,39	0,42	0,37	0,48	0,46				
	SŘ	- 0,06	- 0,14	- 0,10	- 0,11	- 0,09	- 0,09	- 0,01	0,63		
l	(N)	(4)	(8)	(8)	· (8)	(7)	(8)	(7)			



Figure E-4 : P1 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

II. CENTRALE THERMIQUE DU CAP DES BICHES : PROFIL P2

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Cette plage est plus large que la précédente (39 m en moyenne) et légèrement plus pentue (0,069). Les coefficients de variation restent faibles, à l'exception de la haute plage qui présente de fortes variations tant de sa largeur que de sa pente (tab. E-4). La forme de la plage est en général concave, cette concavité semblant en grande partie induite par le talus situé en bas du remblai limitant la plage (fig. E-5). Les croissants de plage sont souvent présents. De plus, on a noté en août 1987, la présence d'une crête et d'un sillon prélittoraux mais de très faible ampleur (< 0,20 m)



Tableau E-4 : P2 - Résultats morphologiques $L(m) = Largeur en mètres ; P = Pente sous forme tang \beta ; TC = Tête de croissant ;$ FC = Flanc de croissant ; CC = Creux de croissant ; C = Croissant de plage ;R = Rides

Mois	Haute	plage	Estra	n	Plage ad	érienne	Forme	Remarques
	L(m)	Р	L(m)	Р	L(m)	Р		
Juillet 1987	14,3	0,098	14,7	0,092	29	0,095	Rectiligne	
Août	10,5	0,086	25,5	0,055	36	0,063	Concave	crête,sillon pr
Septembre	7	0,107	24	0,067	31	0,076	Concave	mx lourds
Octobre	5	0,1	22	0,061	27	0.067	Concave	
Novembre	19	0,063	28	0,052	47	0,051	Conc/ConvTC	
Décembre	18,8	0,106	28,2	0,071	47	0,085	Conc/Conv	
Janvier 1988	18	0,064	28	0,059	46	0,061	Rectiligne FC	coquilles
Février	17,8	0,079	21,2	0,071	39	0,074	Rectiligne CC	mx lourds,R
Mars	23,7	0,055	24,3	0,060	48	0,056	Conc/Conv C	débris gros, R
Avril	18,2	0,088	31,8	0,041	50	0,058	Conc/Rect	
Mai	24	0,085	16	0,063	40	0,076	Concave CC	
Juin	8,8	0,091	27,2	0,066	36	0,072	Concave CC	mx lourds
Juillet 1988	5	0,13	25	0,054	30	0,067	Concave CC	mx lourds
Moyenne	14,6	0,089	24,3	0,062	38,9	0.069		
Ecart type	6,7	0,020	4,9	0,014	8,2	0,014		
C. de variation	0,46	0,21	0,20	0,23	0,21	0,20		

L'évolution mensuelle des mouvements verticaux se caractérise par une succession de périodes d'accumulation et d'érosion (tab. E-5, fig.E-6) avec :

- de juillet à novembre 87, des mouvements verticaux relativement peu importants avec tendance à l'accumulation. Les mouvements observés sont soit des mouvements compensatoires avec dépôt sur une partie de la plage et érosion sur l'autre partie (de juillet à août et entre octobre et novembre), soit des mouvements de faible ampleur essentiellement restreints à l'estran (août à octobre);

- de <u>novembre 87 à mai 88</u>, on observe des mouvements plus importants avec prédominance de l'érosion qui culmine entre novembre et décembre (- 0,50 m par m linéaire de plage). Cependant, les phénomènes d'érosion ont été interrompus à deux reprises par des mouvements d'accumulation, forte entre décembre 87 et janvier 88 (+0,68 m par m linéaire de plage) et plus réduite entre février et mars 88 (+ 0,27 m par m linéaire de plage). Lors de cette période, les mouvements verticaux affectent toute la plage. Les plages ont des pentes fortes (0,085 en décembre) et présentent leur largeur maximum (50 m en avril). De plus, entre janvier et mars, apparaissent sur l'estran des galets, de grosses coquilles mais aussi des rides ;

- de <u>mai à juillet 88</u>, on a au contraire une période d'accumulation. Le dépôt concerne d'abord la haute plage puis l'estran. Parallèlement, la haute plage diminue fortement en largeur.

٠.



Tableau E-5 : P2 - Evolution morphologique mensuelle

Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Juillet-Août 87	- 0,11	+ 0,21	+ 0,06
Août-Septembre	- 0,04	- 0,13	- 0,08
Septembre-Octobre	0	+ 0,34	+ 0,27
Octobre-Novembre	+ 0,03	+ 0,11	+ 0,09
Novembre-Décembre	- 0,28	- 0,69	- 0,50
Décembre 87-Janvier 88	+ 0,30	+ 0,93	+ 0,68
Janvier-Février	- 0,15	- 0,36	- 0,24
Février-Mars	+ 0,05	+ 0,44	+ 0,27
Mars-Avril	- 0,23	- 0,39	- 0,31
Avril-Mai	- 0,12	- 0,38	- 0,26
Mai-Juin	+ 0,20	+ 0,05	+ 0,15
Juin-Juillet 88	0	+ 0,27	+ 0,19
Cumuls	- 0,35	+ 0,44	
Juillet 87-Juillet 88			+ 0,16

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage)

Le bilan d'ensemble de cette plage est positif, avec un gain estimé entre + 0,16 et + 0,32 m par m linéaire de plage. La comparaison des profils de juillet 87 et juillet 88 de même que les cumuls indiquent une redistribution des sédiments entre la haute plage qui est érodée et l'estran qui s'engraisse.

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments observés sur cette plage sont des sables fins (146 μ m < Mz < 229 μ m), bien à moyennement bien classés (0,29 < σ < 0,57), à skewness à tendance légèrement négative (-0,17 < SK < +0,23) et à pourcentage de carbonates compris entre 10 et 40 %. Ces sédiments sont transportés en suspension graduée. Les diagrammes de dispersion d'indices n'ont pas permis de distinguer les différentes unités morphologiques. La plage se caractérise plutôt par l'homogénéité des sédiments, particulièrement en juillet 87 et en janvier 88 (fig.E-7). Enfin, des sables bimodaux ont été observés sur l'estran en septembre et novembre 87.



Figure E-7 : P2 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Quant à l'évolution mensuelle des sédiments, on note globalement une diminution de la moyenne Mz à partir de juillet, le minimum se situant à des mois différents selon les unités morphologiques de la plage : janvier au niveau de la haute plage, mars pour le haut estran et mai pour le bas estran (tab. E-6). Cette diminution de la moyenne s'accompagne d'une amélioration du classement. Quoiqu'il en soit, la moyenne Mz revient à un maximum en juillet 88. Sur le bas estran, on note un deuxième minimum secondaire situé en novembre 87 (fig. E-8). Enfin, il faut signaler qu'ici c'est le haut estran qui présente les plus grandes variations granulométriques.

Tableau E-6 : P2 - Variations moyennes mensuelles des principaux indicesgranulométriques

(N est le nombre d'échantillons; la colonne variations indique l'écart entre les val	eurs
minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres)	

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations				
Haute plage												
Mz	225	224	192	188	195	192	197	59				
Sig	0,46	0,45	0,42	0,44	0,42	0,43	0,47	0,17				
SK	- 0,05	· + 0,06	- 0,09	- 0,04	- 0,05	0	0	0,28				
(N)	(2)	(1)	(3)	(3)	(4)	(4)	(2)					
	Haut estran											
Mz	226	207	197	177	159	174	182	83				
Sig	0,45	0,45	0,41	0,39	0,38	0,33	0,39	0,23				
SŘ	- 0,07	'+ 0,01	- 0,10	- 0,05	- 0,03	- 0,02	+ 0,04	0,24				
(N)	(2)	(2)	(2)	(4)	(3)	(3)	(4)					
			B	as estran								
Mz		191	168	173	169	159	196	53				
Sig	/	0,45	0,50	0,42	0,52	0,35	0,38	0,24				
SK	/	- 0,02	- 0,11	+ 0,04	+0,10	- 0,05	- 0,08	0,40				
(N)		(4)	(2)	(2)	(2)	(2)	(3)					
			Pla	ge aérienne		•						
Mz	225	200	187	180	177	178	190	83				
Sig	0,46	0,45	0,44	0,41	0,43	0,38	0,41	0,28				
SK	- 0,06	0	- 0,10	- 0,03	- 0,01	- 0,02	- 0,01	0,40				
(N)	(4)	(7)	(7)	(9)	(9)	(9)	(9)					



Figure E-8 : P2 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

III. ZONE COMPRISE ENTRE LA CENTRALE THERMIQUE ET DIOKOUL : PROFIL P3

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage est légèrement moins large qu'en P2 (31 m en moyenne), mais plus pentue (0,076 en moyenne) (tab. E-7). Les profils sont en général de forme concave (fig. E-9). Les croissants de plage sont fréquents. A partir de décembre 87, on a noté des éboulements de la microfalaise limitant le cordon littoral qui ont d'ailleurs entraîné la disparition, en mars, du point repère. Des éboulements sont également visibles sur le deuxième profil en juin, mois au cours duquel on a observé sur l'estran de gros blocs de grès de plage qui doivent provenir de la base du cordon littoral.

Tableau E-7: P3 - Résultats morphologiques

(* deuxième profil) $L(m) = Largeur en mètres ; P = Pente sous forme tang \beta;$ FC = Flanc de croissant ; CC = Creux de croissant ; R = Rides

Mois	Haute	plage	Estra	n	Plage ad	Frienne	Forme	Remarques
	L(m)	P	L(m)	Р	L(m)	Р		-
Juillet 1987	15	0,053	8	0,1	23	0,07	Convexe	
Août	6,5	0,031	26,5	0,062	33	0,056	Convexe FC	mx lourds
Septembre	4	0,025	24	0,069	28	0,064	Convexe/Conc	
Octobre	5	0,08	19	0,053	24	0,058	Rectiligne	
Novembre	1,2	0,083	33,8	0,067	35	0,068	Conc/Rect CC	R
Décembre	8	0,15	31	0,071	39	0,087	Concave CC	mx lourds
Janvier 1988	12	0,087	23	0,061	34,5	0,071	Concave CC	R
Février	12	0,125	23	0,061	36	0,084	Concave	mx lourds,R
Mai*	7	0,193	23	0,048	30	0,082	Concave CC	mx lourds
Juin*	2	0,5	26	0,077	28	0,107	Conc/Rect	grès de plage
Juillet 1988*	3	0,367	27	0,059	30	0,09	Conc/Rect	mx lourds
Moyenne	6,9	0,154	24	0,066	31	0,076		
Ecart type	4,5	0,15	6,8	0,015	4,7	0,016		
C. de variation	0,65	0,97	0,28	0,23	0,15	0,21		



Pour le premier profil, de juillet à février 88, prédomine l'érosion avec d'abord, de juillet à octobre 87 une période de faibles mouvements verticaux avec succession d'érosion et d'engraissement (tab. E-8, fig. E-10). Il s'agit, soit de mouvements localisés à certaines parties de la plage (juillet à septembre), soit de mouvements de compensation (septembre-octobre). Les profils sont convexes à rectilignes. Ensuite, d'octobre 87 à février 88, on observe une période de forte érosion, surtout entre novembre et décembre (- 0,57 m par m linéaire de plage). Cette période est interrompue entre décembre et janvier par un fort engraissement (+ 0,43 m par m linéaire de plage). Les mouvements observés sont importants et affectent toute la plage. Au cours de cette période, les profils ont pris une forme concave avec de fortes pentes (0,087 en décembre), présence de minéraux lourds à la limite haute plage-haut estran et de rides sur le bas estran (fig. E-9).

Les renseignements fournis par le deuxième profil sont peu exploitables car de durée trop brève. On note cependant une nette diminution de la largeur de la haute plage dont la pente augmente fortement (0,5 en juin) ce qui donne des profils concaves à tendance rectiligne. Les plus fortes pentes ont été observées en juin (0,107) et semblent liées à des éboulements d'origine anthropique de la microfalaise limitant le cordon littoral. Pour ce qui est des mouvements verticaux, entre mai et juin, le profil est érodé ce qui a provoqué la mise à l'affleurement sur l'estran, de grès de plage. Par contre, de juin à juillet, le profil s'engraisse en particulier au niveau de l'estran (fig. E-10).

Tableau E-8 : P3 - Evolution morphologique mensuelle

Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Juillet-Août 87	- 0,30	- 0,14	- 0,24
Août-Septembre	+ 0,38	+ 0,14	+ 0,18
Septembre-Octobre	- 0,28	+ 0,07	+ 0,02
Octobre-Novembre	- 0,25	- 0,30	- 0,29
Novembre-Décembre	- 0,10	- 0,59	- 0,57
Décembre 87-Janvier 88	+ 0,20	+ 0,50	+ 0,43
Janvier-Février	- 0,35	- 0,46	- 0,41
Mai-Juin*	- 0,14	- 0,41	- 0,34
Juin-Juillet 88*	+ 0,05	+ 0,29	+ 0,27

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage) (* deuxième profil)

La disparition du premier repère n'a pas permis de faire un bilan de ce profil. Il semble cependant qu'il soit soumis à une érosion relativement importante qui pourrait être liée aux activités d'extraction de sable très importantes dans ce secteur.



B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments sont des sables fins ($125 \,\mu m < Mz < 232 \,\mu m$), en moyenne bien classés et à skewness variable. Le pourcentage de carbonates est en général compris entre 10 et 30 %. Ces sédiments sont transportés en suspension graduée, à l'exception des sédiments très fins observés sur le bas estran en novembre 87 et janvier 88 qui ont été transportés en suspension uniforme. Les diagrammes de dispersion ont permis de distinguer deux grands ensembles de sédiments (fig. E-11) :



Figure E-11 : P3 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

55

- les sédiments de la haute plage et du haut estran (I) qui sont des sables fins (162 μ m < Mz < 232 μ m), très bien à bien classés (0,33 < σ < 0,6) et à skewness à tendance négative (-0,11 < SK < +0,06). Ils sont toujours transportés en suspension graduée;

- les sédiments du bas estran (II) qui sont des sables très fins à fins (125 μ m < Mz < 200 μ m), très bien à bien classés (0,27 < σ < 0,42) et à skewness variable (-0,10 < SK < +0,24). Plus ces sédiments sont grossiers, plus ils sont mal classés et plus le skewness devient négatif.

Il existe cependant un certain recouvrement entre ces deux ensembles, notamment en juillet 87 et 88.

Pour toutes les unités morphologiques, les sédiments sont les plus fins et les mieux classés en janvier 88 et les plus grossiers en juillet 87 et 88 (fig. E-12). La zone qui se transforme le plus sur le plan sédimentologique est le bas estran (tab. E-9).

Tableau E-9 : P3 - Variations moyennes mensuelles des principaux indicesgranulométriques

(N est le nombre d'échantillons; la colonne variations indique l'écart entre les valeurs
minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres)

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mai	Juillet 88	Variations			
Haute plage										
Mz	217	205	203	191	198	232	42			
Sig	0,40	0,42	0,60	0,43	0,44	0,47	0,22			
SK	- 0,09	+ 0,04	- 0,01	- 0,04	- 0,06	- 0,08	0,13			
(N)	(3)	(1)	(1)	(2)	(1)	(1)				
			Haut	estran						
Mz	191	206	183	172	183	201	60			
Sig	0,38	0,43	0,43	0,36	0,35	0,44	0,15			
SK	- 0,06	- 0,04	- 0,02	- 0,01	- 0,04	- 0,01	0,17			
(N)	(1)	(3)	(3)	(4)	(3)	(3)				
			Bas e	stran						
Mz	182	173	141	125	164	190	75			
Sig	0,42	0,40	0,34	0,27	0,30	0,36	0,15			
SK	- 0,10	+ 0,07	+ 0,07	+ 0,24	+0,13	- 0,07	0,34			
(N)	(1)	(2)	(2)	(1)	(3)	(4)				
			Plage a	érienne						
Mz	205 ·	195	173	171	177	199	107			
Sig	0,40	0,42	0,43	0,37	0,34	0,40	0,21			
SŘ	- 0,09	+ 0,01	+ 0,01	+ 0,02	+0,03	- 0,05	0,35			
(N)	(5)	(6)	(6)	(7)	(7)	(8)				



Figure E-12 : P3 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

IV. ZONE COMPRISE ENTRE LA CENTRALE THERMIQUE ET DIOKOUL : PROFIL P4

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Ce profil se caractérise, comme le précédent, par des pentes fortes (0,090 en moyenne, mais pouvant aller jusqu'à 0,131 en mars), en particulier au niveau de la haute plage (0,265 en moyenne). La plage est légèrement plus courte que la précédente (28 m en moyenne). Les profils sont de forme concave le plus souvent (fig. E-13). Le coefficient de variation est faible tant du point de vue largeur (0,22) que du point de vue pente (0,27). Néanmoins, la haute plage est beaucoup plus variable (tab. E-10). En mai, on a noté la présence de galets et de blocs de grès de plage à la base du cordon littoral et de galets sur le bas estran. En juin, s'observent sur le haut estran des galets de roches volcaniques organisés en cordons alors qu'au niveau du bas estran affleurent des sédiments argileux.



Tableau E-10 : P4 - Résultats morphologiques

Mois	Haute	plage	Estra	in	Plage ad	érienne	Forme		Remarques
	L(m)	Р	L(m)	P	L(m)	· P			
Juillet 1987	2	0,225	14	0,1	16	0,117	Conc/Conv	CC	
Août	1	0,2	38	0,049	40	0,053	Concave		R
Septembre	3	0,2	35	0,04	38	0,053	Concave		
Octobre	5	0,15	22	0,043	27	0,069	Concave		
Novembre	4,4	0,182	20,6	0,075	.25	0,094	Concave		R
Décembre	6	0,217	22	0,073	· 28	0,104	Concave	CC	R
Janvier 1988	6	0,192	24	0,041	30	0,074	Concave	CC	R
Février	6	0,167	24	0,05	30	0,073	Concave	CC	R
Mars	4	0,3	25	0,104	29	0,131	Concave		mx lourds,R
Avril	3	0,35	27	0,072	30	0,1	Concave		gros blocs
Mai	3	0,333	24	0,065	27	0,094	Concave	CC	débris gros,R
Juin	1	0,4	21	0,098	22	0,111	Concave		galets,mx lds
Juillet 1988	0,85	0,529	25,2	0,084	26	0,094	Concave		
Moyenne	3,5	0,265	24,8	0,069	28,3	0,09			
Ecart type	1,9	0,111	6,1	0,023	6,2	0,024			
C. de variation	0,55	0,42	0,25	0,34	0,22	0,27	•.		

 $L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ sous \ forme \ tang \ \beta \ ; CC = Creux \ de \ croissant \ ; R = Rides$

En terme d'évolution mensuelle, on peut distinguer deux grandes périodes (tab. E-11, fig. E-14) :

- de juillet 87 à mars 88, prédomine l'érosion qui culmine entre février et mars (- 0,91 m par m linéaire de plage). Les phénomènes d'érosion concernent l'ensemble de la plage. Ils sont interrompus par trois périodes d'engraissement : de juillet à août 87 où l'engraissement, faible, concerne le bas estran, la haute plage étant érodée ; entre septembre et novembre où les processus d'engraissement concernent d'abord la haute plage puis s'étendent au haut estran ; entre décembre et janvier, les mouvements, importants (+ 0,48 m par m linéaire de plage), sont limités à l'estran. De janvier à février, les mouvements d'érosion sont très faibles et limités dans l'espace. Cette période est celle des profils concaves à forte pente (maximum de 0,131 en mars 88) présentant des rides sur le bas estran ;

- de <u>mars à juillet 88</u>, la tendance est à l'accumulation avec un maximum atteint entre mai et juin (+ 0,48 m par m linéaire de plage). Les zones de dépôt sont d'abord localisées sur l'estran (mars à mai) puis se déplacent en direction de la haute plage (mai à juin). De juin à juillet, on observe des mouvements très faibles avec érosion du haut estran et dépôt sur le bas estran. Au cours de cette période, les profils maintiennent une forme concave et de fortes pentes (0,111 en juin) alors que la haute plage se réduit considérablement.



Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Juillet-Août 87	- 0,15	+ 0,11	+ 0,07
Août-Septembre	- 0,60	- 0,54	- 0,54
Septembre-Octobre	+ 0,38	+ 0,02	+ 0,06
Octobre-Novembre	+ 0,30	+ 0,26	+ 0,26
Novembre-Décembre	- 0,33	- 0,52	- 0,49
Décembre 87-Janvier 88	. + 0,04	+ 0,59	+ 0,48
Janvier-Février	- 0,03	- 0,05	- 0,05
Février-Mars	- 0,43	- 1,04	- 0,91
Mars-Avril	0,16	+ 0,45	+ 0,37
Avril-Mai	0	+ 0,15	+ 0,13
Mai-Juin	+ 0,52	+ 0,47	+ 0,48
Juin-Juillet 88	0	- 0,07	- 0,06
Cumuls	- 0,46	- 0,15	- 0,20
Juillet 87-Juillet 88			- 0,24

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage)

Le bilan annuel de ce profil est légèrement érosionnel (entre - 0,20 et - 0,24 m par m linéaire de plage), la haute plage étant beaucoup plus érodée que l'estran (tab. E-11).

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments sont des sables très fins à fins ($102 \mu m < Mz < 238 \mu m$), très bien à mal classés ($0,28 < \sigma < 1,08$), à skewness compris entre -0,48 et +0,13 et à pourcentage de carbonates variant entre 10 et 44%. Ils sont en général transportés en suspension graduée, sauf quand ils deviennent plus fins sur le bas estran (de novembre 87 à mai 88), auquel cas ils sont transportés en suspension uniforme. Les diagrammes de dispersion permettent de distinguer, essentiellement grâce à la moyenne Mz, les trois unités morphologiques (fig. E-15).

- les sédiments de la haute plage (I) sont les plus grossiers (218 μ m < Mz < 238 μ m). Ils sont en général bien classés (0,41 < σ < 0,51) et à skewness variant peu entre -0,07 et +0,03. Dans cet ensemble, le point le plus excentré correspond à un échantillon récolté en mai 88 dans une zone où affleuraient de gros blocs de grès de plage Cet échantillon se distingue des autres par son plus fort pourcentage de carbonates (44%), son mauvais classement (σ = 1,08), son skewness très négatif (-0,48) et son kurtosis élevé (K = 3,51; sédiment leptokurtique);

- les sédiments du haut estran (II) sont des sables fins (165 μ m < Mz < 227 μ m), très bien à bien classés (0,29 < σ < 0,47) et à skewness variant entre -0,11 et +0,13 ;

- les sédiments du bas estran (III) sont les plus fins ($102\mu m < Mz < 198\mu m$), très bien à moyennement bien classés ($0,28 < \sigma < 0,56$) et à skewness variable (-0,11 < SK < +0,19).

Les sédiments du haut estran ont des caractéristiques intermédiaires entre celles de la haute plage et celles du bas estran.



Figure E-15 : P4 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Les évolutions mensuelles sont légèrement différentes selon les unités morphologiques. Mais on peut retenir une diminution de la moyenne entre juillet 87 et janvier (haut estran), mars (bas estran) ou mai 88 (haute plage), puis une remontée jusqu'en juillet 88 (fig. E-16). Les variations granulométriques les plus importantes s'observent sur le bas estran (tab. E-12).

 Tableau E-12 : P4 - Variations moyennes mensuelles des principaux indices granulométriques

(N est le nombre d'échantillons; la colonne variations indique l'écart entre les valeurs
minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres)

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations				
	Haute plage											
Mz / 238 225 219 222 218 222												
Sig.	. /	0,51	0,41	0,43	0,46	1,08	0,44	0,67				
SK		+ 0,01	- 0,03	- 0,07	- 0,03	- 0,48	+ 0,03	0,51				
(N)		(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)					
	Haut estran											
Mz ·	197	193	177	167	185	172	204	62				
Sig	. 0,39	0,34	0,39	0,38	0,40	0,35	0,35	0,18				
SK	+ 0,02	0 ·	- 0,05	+ 0,01	- 0,06	+0,03	+ 0,05	0,24				
(N)	(2)	(4)	(3)	(3)	(4)	(4)	(3)					
			· B	as estran								
Mz	186	179	144	138	121	154	184	96 -				
Sig	0,39	0,51	0,34	0,38	0,36	0,29	0,35	0,28				
SK	- 0,10	+ 0,04	0	+ 0,02	+0,04	- 0,02	Ο.	0,30				
(N)	(1)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)					
	Plage aérienne											
Mz	193	193	169	162	165	171	198	136				
Sig	Sig 0,39 0,43 0,31		0,37	0,38	0,41	0,42	0,36	0,80				
SK	SK - 0,02 + 0,02 - 0,02		- 0,02	0	- 0,02	- 0,05	+ 0,03	0,30				
(N)	(3)	(8)	(7)	(7)	(8)	(8)	(7)					





V. CIMETIERE MUSULMAN DE DIOKOUL : PROFIL P5

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Cette plage est relativement étroite (28 m en moyenne), légèrement moins pentue que la précédente (0,079 en moyenne). La haute plage est très courte (6 m en moyenne) et à forte pente (0,162 en moyenne). Les profils ont souvent une forme concave (fig. E-17). Quant au coefficient de variation, les mêmes constatations que précédemment restent valides, à savoir : une plage aérienne dans l'ensemble peu variable tant en largeur (0,17) qu'en pente (0,21), mais une haute plage beaucoup plus variable (0,47 pour la largeur et 0,66 pour les pentes) (tab. E-13). Des galets de roche volcanique ont été observés sur le haut estran en novembre et en février où ils étaient associés à des coquilles, puis en décembre, avril et mai, sur le bas estran.

Tableau E-13 : P5 - Résultats morphologiques

Mois	Mois Haute plage		Estran		Plage aérienne		Forme		Remarques
	L(m)	` P	L(m)	P	L(m)	P			
Juillet 1987	10	0,055	8	0,07	18	0,063	Rectiligne	TC	
Août	5	0,14	30	0,073	35	0,084	Conc/Rect		
Septembre	5	0,11	27	0,044	32	0,055	Concave		mx lourds, R
Octobre	5	0,07	19	0,071	24	0,071	Reculigne		
Novembre	9	0,1	23	0.061	32	0,073	Concave	CC	coq. galets,R
Décembre	8,5	0,147	21,5	0,072	30	0,093	Concave	CC	galets, R
Janvier 1988	7,7	0,123	20,3	0,062	28	0,079	Concave	CC	R
Février	7	0,107	21	0,06	. 28	0,071	Conc/Conv	CC	mx lds.galetsR
Mars	9	0,178	26	0,095	35	0,121	Concave	•.	R
Avril	5	0,2	19	0,042	24	0,075	Concave		galets, R
Mai	3,8	0,105	21,2	0,071	25	0,092	Concave	CC	galets
Juin	2	0,375	22	0,057	24	0,083	Concave		
Juillet 1988	1	0,4	25	0,052	26	0,065	Conc/Rect		
Moyenne	6 ·	0,162	21,8	0,064	28	0,079			
Ecart type	2,8	0,107	5,1	0,014	4,8	0,017			
C. de variation	0,47	0,66	0,24	0,22	0,17	0,21			

 $L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ sous \ forme \ tang \ \beta \ ; TC = Tête \ de \ croissant \ ; CC = Creux \ de \ croissant \ ; R = Rides$



65

·). #

Deux grandes périodes ont pu être distinguées quant aux évolutions mensuelles des profils (tab. E-14, fig. E-18) :

- de juillet 87 à mars 88, la tendance est à l'érosion avec un maximum enregistré entre février et mars (- 0,79 m par m linéaire de plage). Cependant, ces mouvements sont interrompus à deux occasions (août-septembre puis décembre-janvier) par des mouvements d'accumulation qui affectent surtout l'estran. De plus, de septembre à novembre, les mouvements enregistrés sont faibles avec d'abord une érosion qui concerne l'estran puis des mouvements compensatoires avec érosion de la haute plagehaut estran et dépôt sur le bas estran. De novembre à mars s'observent les mouvements d'érosion les plus importants qui concernent surtout l'estran. Au cours de cette période, on observe des pentes fortes (0,121 en mars ; 0,093 en décembre); les profils, de rectilignes deviennent concaves en même temps qu'apparaissent sur l'estran des galets de roche volcanique, des minéraux lourds et des coquilles ainsi que des rides sur le bas estran;

- de <u>mars à juillet 88</u>, la tendance est à l'accumulation avec des mouvements particulièrement importants de mars à avril (+ 0,61 m par m linéaire de plage). Il est à noter que ces mouvements de dépôt profitent essentiellement à l'estran, la haute plage tendant plutôt à s'éroder et à reculer. Les pentes varient peu par rapport à la période précédente et les profils restent concaves (à cause des fortes pentes de la haute plage) mais se réhaussent au niveau de l'estran. En début de période (avril, mai), on observe encore des galets de roches volcaniques sur l'estran.

Le bilan annuel est érosionnel (- 0,40 à - 0,42 m par m linéaire de plage) et semble particulièrement sévère pour la haute plage (tab. E-14).

Tableau E-14: P5 - Evolution morphologique mensuelle

Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Inillet-Août 87	- 0.40	- 0.69	- 0.50
A côt Contembra	- 0,40	- 0,07	- 0,50
Aoui-Septembre	+ 0,07	+ 0,40	<u>+ 0,40</u>
Septembre-Octobre	- 0,02	- 0,16	- 0,13
Octobre-Novembre	- 0,10	- 0,02	- 0,04
Novembre-Décembre	- 0,21	- 0,64	- 0,51
Décembre 87-Janvier 88	+ 0,06	+ 0,46	+ 0,35
Janvier-Février	- 0,06	+ 0,04	+ 0,01
Février-Mars	- 0,25	- 0,96	- 0,79
Mars-Avril	+ 0,07	+ 0,90	+ 0,61
Avril-Mai	- 0,03	- 0,28	- 0,23
Mai-Juin	- 0,21	+ 0,04	0
Juin-Juillet 88	+ 0,05	+ 0,44	+ 0,41
Cumuls	- 1,03	- 0,41	- 0,42
Juillet 87-Juillet 88			- 0,40

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage)



B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments sont des sables très fins à fins (99 μ m < Mz < 203 μ m), très bien à bien classés (0,29 < σ < 0,50), à skewness variable (-0,25 < SK < +0,19). Le pourcentage de carbonates est très variable (10 à 40%). Ces sables sont transportés en suspension graduée, sauf de novembre 87 à mai 88 où les sables très fins du bas estran sont transportés en suspension uniforme. Les diagrammes de dispersion permettent de distinguer les principales unités morphologiques (fig. E-19) :



Figure E-19 : P5 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

- les sédiments de la haute plage (I) sont des sables fins (156 μ m < Mz < 203 μ m). Ils sont bien à très bien classés (0,29 < σ < 0,43) et à skewness variant entre -0,15 et +0,09 mais à légère tendance négative. Les plus fins et les mieux classés qui se retrouvent dans le groupe du haut estran, ont été observés en juillet et septembre 87 ;

- les sédiments du haut estran (II) sont des sables fins (147 μ m < Mz < 178 μ m), plus fins que les précédents, très bien à bien classés (0,32 < σ < 0,47) et à skewness variant entre -0,11 et +0,19;

- les sédiments du bas estran (III) sont des sables très fins à fins (99 μ m < Mz < 179 μ m) qui se distinguent des précédents par leur plus grande variabilité granulométrique. Ce sont des sédiments très bien à bien classés (0,30 < σ < 0,50) et à skewness plus variable que celui des sédiments précédents (-0,25 < SK < +0,16). Quant au pourcentage de carbonates, il oscille entre 14 et 39%.

Ces sédiments évoluent de la manière suivante au cours de l'année : de juillet 87 à janvier 88, on passe de sables fins à des sables très fins, puis la moyenne augmente jusqu'en juillet 88 (fig. E-20). La diminution de la moyenne s'accompagne d'une amélioration du classement. La zone qui varie le plus est le bas estran (tab. E-15).

Tableau E-15 : P5 - Variations moyennes mensuelles des principaux indicesgranulométriques

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations				
	Haute plage											
Mz	158	166	182	190	193	188	203	47				
Sig	0,31	· 0,29	0,39	0,38	0,36	0,38	0,43	0,14				
SK	- 0,04	+ 0,09	- 0,07	- 0,11	- 0,12	0	- 0,10	0,21				
(N)	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)					
	Haut estran											
Mz	152	157	163	151	171	168	171	31				
Sig	0,32	0,36	0,34	0,37	0,39	0,40	0,37	0,15				
SK	- 0,07	+ 0,04	+ 0,12	+ 0,01	- 0,01	0	+ 0,01	0,30				
(N)	• (1)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)					
			B	as estran								
Mz	1	166	148	112	122	143	164	80				
Sig		0,48	0,36	0,34	0,39	0,36	0,33	0,20				
SK	/	- 0,03	+ 0,06	+ 0,02	- 0,08	- 0,05	+ 0,11	0,41				
(N)		(3)	(3)	(3)	(2)	(3)	(3)					
			Pla	ge aérienne	-							
Mz	156	162	159	140	158.	160	173	104				
Sig	Sig 0,31 0,40 0,36		0,36	0,36	0,38	0,38	0,36	0,21				
SŔ	- 0,06	+ 0,02	+ 0,07	0	- 0,05	- 0,02	+ 0,04	0,44				
(N)	(3)	(7)	(7)	(7)	(6)	(7)	(7)					

(N est le nombre d'échantillons; la colonne variations indique l'écart entre les valeurs minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres)



Figure E-20 : P5 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

VI. CIMETIERE CHRETIEN DE DIOKOUL : P6

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Ce profil se caractérise d'abord par la faible largeur de la plage (18 m en moyenne) et ses fortes pentes (0,123 en moyenne). La haute plage est en fait incomplète, la partie située au niveau du cimetière n'ayant pu faire l'objet de mesures. Aussi, la largeur moyenne de la haute plage n'a pas été calculée. Les profils sont en général concaves (fig. E-21). Les coefficients de variation sont faibles (tab. E-16). En juin, la plage était recouverte de très nombreux coquillages de même que tout le littoral compris entre P5 et P6.



Mois	Mois Haute plage		Estran		Plage aérienne		Forme	Remarques
Juillet 1987	<u> </u>	0.15	7	0.15	11	0.15	Rectiligne	
Août	1	/	19	0,105	19	0,105	Rect/Conc	
Septembre	1	1	14	0,135	14	0,135	Rect/conc	mx lourds
Octobre	1	1	17	0,112	17	0,112	Rectiligne	
Novembre	1	0,05	17	0,115	18	0,111	Convexe	mx lourds,R
Décembre	2,5	0,16	14,5	0,135	17	0,138	Concave	R
Janvier 1988	6	0,158	19	0,105	25	0,125	Concave	R
Février	4	0,163	14	0,111	18	0,122	Concave	R
Mars	10	0,16	12	0,117	22	0,136	Concave	R
Avril	5	0,12	12	0,15	17	0,141	Conc/Conv	
Mai	4	0,088	15	0,113	19	0,105	Rectiligne	R
Juin	1	1	19	0,108	19	0,108	Rectiligne	coquillages
Juillet 1988	1	1	22	0,109	22	0,109	Concave	
Moyenne	1	0,131	15,5	0,12	18	0,123		
Ecart type	1	0,042	3,9	0,016	3,6	0,016		
C. de variation	1	0,32	0,25	0,13	0,20	0,13		

 $L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ sous \ forme \ tang \ \beta \ ; R = Rides$

La principale caractéristique de l'évolution mensuelle des profils est la faiblesse des mouvements verticaux qui ne dépassent pas \pm 0,30 m par m linéaire de plage. On peut distinguer deux périodes dans l'évolution de cette plage (tab. E-17, fig.E- 22) :

Tableau E-17: P6 - Evolution morphologique mensuelle

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage)

Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Juillet-Août 87	- 0,24	- 0,08	- 0,14
Août-Septembre	1	+ 0,26	+ 0,26
Septembre-Octobre	/	- 0,22	- 0,22
Octobre-Novembre	/	+ 0,24	+ 0,24
Novembre-Décembre	0	- 0,32	- 0,30
Décembre 87-Janvier 88	0	+ 0,18	+ 0,16
Janvier-Février	- 0,08	- 0,09	- 0,09
Février-Mars	- 0,11	- 0,19	- 0,17
Mars-Avril	+ 0,31	+ 0,28	+ 0,30
Avril-Mai	- 0,01	+ 0,12	+ 0,08
Mai-Juin	+ 0,20	+ 0,27	+ 0,26
Juin-Juillet 88	1	- 0,15	- 0,15
Cumuls	1	+ 0,30	+ 0,23
Juillet 87-Juillet 88			+ 0,39

4,



- de juillet 87 à mars 88 se succèdent des mouvements d'érosion et d'accumulation avec toutefois une légère prédominance de l'érosion, l'érosion étant maximum entre novembre et décembre (- 0,30 m par m linéaire de plage). Les profils, de rectilignes deviennent concaves, en même temps que leur pente augmente (0,138 en décembre), et présentent des rides sur le bas estran;

- de <u>mars à juillet 88</u>, prédomine nettement l'accumulation qui culmine entre mars et avril (+ 0,30 m par m linéaire de plage). Les profils deviennent rectilignes à légèrement convexes, les pentes restent fortes (0,141 en avril) et la haute plage recule. Le bilan annuel de cette plage est positif (+ 0,23 à + 0,39 m par m linéaire de plage).

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments sont des sables très fins à fins ($121 \mu m < Mz < 213 \mu m$), à indice de classement et skewness variables. Le pourcentage de carbonates varie en moyenne entre 15 et 40 %, mais atteint des maxima de 58 à 67% en juillet 88 (suite aux accumulations de coquillages observées en juin). Ces sédiments sont en général transportés en suspension graduée, sauf les sédiments très fins du bas estran observés entre novembre 87 et mai 88 qui sont transportés en suspension uniforme. De plus, en septembre 87, on a observé des sables trimodaux sur le bas estran alors qu'en juillet 88 le haut estran présente des sédiments bimodaux. Les diagrammes de dispersion permettent essentiellement de distinguer deux grands ensembles bien séparés (fig. E-23) :

- les sédiments de la haute plage et du haut estran (I) qui sont les sédiments les plus grossiers (sables fins : 173 μ m < Mz < 213 μ m), les plus mal classés (0,30 < σ < 0,54) et à skewness négatif (-0,32 < SK < -0,03) ;

- les sédiments du bas estran (II) sont plus fins (sables très fins à fins : 121 μ m < Mz < 157 μ m), très bien classés (0,24 < σ < 0,33) et à skewness en général positif (+0,02 < SK < +0,31).

Les échantillons qui s'écartent de ces ensembles sont des sédiments plurimodaux.

Ļ.,



Figure E-23 : P6 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Les variations granulométriques les plus importantes s'observent ici aussi sur le bas estran (tab. E-18). La moyenne Mz diminue entre juillet et novembre 87, elle remonte très légèrement en janvier 88 puis atteint un minimum en mars 88 après quoi, elle ÷.

augmente jusqu'en juillet 88 (fig. E-24). A noter que le minimum de mars correspond à un skewness très positif sur le bas estran.

Tableau E-18 : P6 - Variations moyennes mensuelles des principaux indicesgranulométriques

(N est le nombre d'échantillons ; la colonne variations indique l'écart entre les valeurs minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres ; n.s.: non significatif)

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations				
	Haute plage											
Mz		/	1	177	179	206	1	n.s.				
Sig				0,34	0,29	0,38	1					
SK				- 0,12	- 0,03	- 0,10						
(N)	1		1	(1)	(2)	(1)						
	Haut estran											
Mz	188	173	189	159	146	185	199	67				
Sig	0,41	0,48	0,42	0,30	0,28	0,31	0,52	0,27				
SŘ	- 0,10	- 0,22	- 0,14	+ 0,06	+0,05	- 0,10	- 0,29	0,38				
(N)	(2)	(1)	(2)	(1)	(1)	(2)	(3)					
			B	as estran								
Mz	1	199	132	134	123	149	156	91				
Sig	1	0,56	0,29	0,29	0,33	0,25	0,30	0,41				
SŘ	1	- 0,16	+ 0,17	+ 0,18	+0,31	+0,04	+ 0,12	0,63				
(N)	1	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(3)					
	Plage aérienne											
Mz	188	186	160	151	150	175	178	92				
Sig	Sig 0,41 0,53 0,3		0,35	0,30	0,30	0,30	0,41	0,41				
SK	- 0,10	- 0,18	+ 0,02	+ 0,07	+0,12	- 0,04	- 0,09	0,63				
(N)	(2)	(3)	(4)	(4)	(5)	(5)	(6)					



Figure E-24 : P6 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

VII. MERINA : PROFIL P7

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Cette plage est relativement étroite (24,5 m de largeur moyenne), pentue (0,093 en moyenne) et présente des profils de forme variable mais à prédominance concave (fig.E-25). Les croissants de plage sont fréquents. Sur le plan morphologique, c'est une plage peu variable à l'exception de la haute plage (tab. E-19).

Tableau E-19 : P7 - Résultats morphologiques

$L(m)$ = Largeur en mètres ; P = Pente sous forme tang β ;
TC = Tête de croissant ; F.C. = Flanc de croissant ; CC = Creux de croissant ;
R = Rides

Mois	Haute	plage	Estr	an	Plage aérienne		Forme	Remarques
	L(m)	P	L(m)	Р	L(m)	_P		
Juillet 1987	8	0,1	7	0,114	15	0,107	Rectiligne	
Août	7	0,114	15	0,065	22	0,083	Concave	
Septembre	7	0,043	15	0,113	22	0,091	Convexe TC	
Octobre	3	0,2	17	0,088	20	0,105	Concave	
Novembre	3	0,1	21	0,062	24	0,067	Rectiligne FC	
Décembre	7	0.143	21	0,081	28	0,096	Concave CC	mx lourds
Janvier 1988	10	0.095	19	0.084	29	0.088	Conc/ConvFC	
Février	9	0,106	19	0,082	28	0,089	Concave CC	
Mars	12	0,1	18	0,119	30	0,112	Conc/Convexe	R
Avril	10	0,06	18	0,092	28	0.08	Convexe FC	
Mai	7	0,114	21	0,086	28	0,093	Conv/ConcFC	mx lourds
Juin	2	0,3	22	0.082	24	0,1	Conc/ConvTC	
Juillet 1988	3	0,2	17	0.077	20	0,095	Conc/Rect	
Moyenne	6,8	0,129	17,7	0.088	24,5	0.093		
Ecart type	3.1	0,068	3,9	0.018	4,3	0,012		
C. de variation	0.46	0,53	0,22	0,20	0,17	0,13		

La principale caractéristique de l'évolution mensuelle des profils est la très nette prédominance des mouvements d'érosion qui sont toutefois entrecoupés de périodes d'accumulation limitée, à l'exception de la période mars-avril où l'accumulation atteint un maximum (+ 0,73 m par m linéaire de plage) (tab. E-20). On peut cependant distinguer 4 périodes (fig. E-26) :

۰.


(j. 1

 $\mathbf{b}_{\mathbf{v}}$

k.



Tableau E-20 : P7 - Evolution morphologique mensuelle

<u> </u>	× × 1		Disconstructure
Periodes	Haute plage	Estran	Plage aerienne
Juillet-Août 87	+ 0,16	+ 0,07	+ 0,12
Août-Septembre	+ 0,19	+ 0,17	+ 0,18
Septembre-Octobre	- 0,26	- 0,35	- 0,32
Octobre-Novembre	- 0,37	+ 0,15	+ 0,07
Novembre-Décembre	+ 0,10	- 0,49	- 0,42
Décembre 87-Janvier 88	+ 0,02	+ 0,38	+ 0,29
Janvier-Février	- 0,02	- 0,11	- 0,08
Février-Mars	- 0,27	- 0,47	- 0,41
Mars-Avril	+ 0,70	+ 0,76	+ 0,73
Avril-Mai	- 0,31	- 0,40	- 0,37
Mai-Juin	- 0,40	+ 0,03	- 0,08
Juin-Juillet 88	+ 0,30	0	+ 0,03
Cumuls	- 0,16	- 0,26	- 0,26
Juillet 87-Juillet 88			- 0,33

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage)

- de juillet à septembre 87, prédomine l'accumulation qui est essentiellement restreinte à la haute plage et au haut estran. Les profils tendent à devenir convexes ;

- de <u>septembre 87 à mars 88</u>, l'érosion prédomine, avec un premier maximum entre novembre et décembre (- 0,42 m par m linéaire de plage), puis un maximum secondaire entre février et mars (- 0,41 m par m linéaire de plage). Les profils tendent à devenir concaves et les pentes sont fortes avec un maximum en mars (0,112). Les mouvements d'érosion concernent toute la plage mais sont interrompus de courtes périodes d'accumulation. Ainsi, d'octobre à novembre, on observe une redistribution des sédiments entre la haute plage qui est érodée et l'estran qui s'engraisse alors que de décembre 87 à janvier 88, le dépôt est limité à l'estran ;

- de <u>mars à avril 88</u>, on note un très fort mouvement d'engraissement généralisé de toute la plage (+ 0,73 m par m linéaire de plage) qui entraîne un adoucissement de la pente de la plage et la réalisation d'un profil convexe;

- d'<u>avril à juillet 88</u>, l'érosion prédomine à nouveau. Après avoir concerné l'estran entre avril et mai, elle est restreinte à la haute plage entre mai et juin, alors qu'entre juin et juillet la haute plage connaît une certaine accumulation pendant que le haut estran est érodé, vraisemblablement au profit du bas estran. Les profils redeviennent concaves et les pentes augmentent (0,093 à 0,1) alors que la haute plage se réduit.

Le bilan annuel de ce profil est négatif avec une érosion estimée entre - 0,26 et - 0,33 m par m linéaire de plage. L'estran semble légèrement plus érodé que la haute plage (tab. E-20).

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

On a sur cette plage des sédiments très fins à moyens (141 μ m < Mz < 323 μ m), bien à moyennement classés (0,36 < σ < 0,75), à skewness variable (-0,31 < SK < +0,27) et à très faible pourcentage en carbonates (en général inférieur à 10%). Les sédiments sont transportés par saltation ou en suspension graduée. Les diagrammes de dispersion ne permettent pas de les distinguer selon les unités morphologiques, ce qui indique une grande dispersion des sédiments (fig. E-27). On peut simplement noter deux tendances d'évolution des sédiments à partir des diagrammes Mz-SK et Mz-K :



Figure E-27 : P7 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

e e e National - les sédiments dont la moyenne est inférieure à 230 μ m environ se caractérisent par une diminution de leur skewness et de leur kurtosis au fur et à mesure que la moyenne Mz augmente;

- pour les sédiments dont la moyenne est inférieure à 230 μ m, c'est la relation inverse : au fur et à mesure que la moyenne augmente, le skewness tend à devenir de plus en plus positif et le kurtosis augmente.

Enfin, notons la présence de sables bimodaux en septembre 87, sur le haut et le bas estran, en janvier 88 tout le long de la plage et en juillet 88 sur le haut estran.

Les variations granulométriques mensuelles sont importantes, en particulier sur le bas estran (tab. E-21). Elles suivent un cycle avec diminution de la moyenne de juillet 87 à mars 88 puis augmentation jusqu'en juillet 88, la diminution de la moyenne s'accompagnant d'une amélioration du classement (tab. E-21, fig. E-28).

Tableau E-21 : P7 - Variations moyennes mensuelles des principaux indices granulométriques

(N est le nombre d'échantillons ; la colonne variations indique l'écart entre les valeurs
minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres)

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations				
	Haute plage											
Mz	244	323	1	263	243	274	1	101				
Sig	0,53	0,46	1	0,47	0,48	0,50		0,09				
SK	+ 0,17	+ 0,15	1	+ 0,21	+0,07	+0,12	1	0,09				
(N)	(2)	(1)	_/	(2)	(2)	(1)	1					
			Н	aut estran								
Mz	280	269	244	249	200	217	236	106				
Sig	0,52	0,45	0,40	0,51	0,53	0,43	0,55	0,22				
SK	+ 0,13	+ 0,12	+ 0,17	+ 0,14	- 0,10	- 0,12	+ 0,12	0,42				
(N)	(2)	(3)	(2)	(3)	(3)	(3)	(3)					
			B	as estran								
Mz	/	237	244	195	141	171	265	146				
Sig	1	0,51	0,46	0,65	0,39	0,37	0,53	0,39				
SK	1	- 0,02	- 0,05	- 0,06	+0,03	+0,02	+ 0,17	0,55				
(N)		(1)	(3)	(2)	(1)	(2)	(2)					
			Pla	ge aérienne	;							
Mz	262	274	244	237	204	211	247	182				
Sig	0,52	0,46	0,43	0,53	0,49	0,42	0,54	0,39				
SŘ	+ 0,15	+ 0,10	+ 0,04	+ 0,10	- 0,03	- 0,01	+ 0,14	0,58				
(N)	(4)	(5)	(5)	(7)	(6)	(6)	(5)					



Figure E-28 : P7 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

VIII. MERINA : PROFIL P8

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage est de largeur comparable à la précédente (26 m en moyenne) mais légèrement plus pentue (0,112 en moyenne). Les profils sont en majorité convexes (fig. E-29). C'est une plage peu variable tant en largeur qu'en pente, la haute plage étant l'unité morphologique la plus changeante (tab. E-22). Les croissants de plage sont souvent présents, notamment entre octobre 87 et février 88, pouvant même être emboîtés, comme en octobre 87 où on observe 2 générations de croissants, l'une sur la haute plage et l'autre à mi-estran. De plus, en novembre 87 on a constaté des concentrations de coquilles sur le haut estran.



84

F -1

Mois	Haute	plage	Estra	n	Plage aérienne		Forme	Remarques
	L(m)	P	L(m)	Р	L(m)	Р		•
Juillet 1987	5	0,2	21	0,15	26	0,165	Rectiligne	
Août	4,5	0,089	17,5	0,116	22	0,11	Convexe	
Septembre	4,5	0,178	20,5	0,078	25	0,096	Conv/Conc	
Octobre	8	0,125	15	0,077	23	0,094	Conc/Conv C	
Novembre	7	0,064	18	0,097	25	0,088	Convexe FC	coquilles
Décembre	13	0,073	14	0,146	27	0,111	Convexe TC	mx lourds
Janvier 1988	15	0,047	15	0,115	30	0,079	Convexe TC	
Février	13	0,065	15	0,143	28	0,107	Convexe TC	
Mars	13	0,131	18	0,153	31	0,143	Conc/Conv	R
Avril	11	0,118	19	0.121	30	0,12	Rectiligne FC	
Mai	10	0,11	20	0,115	30	0,113	Convexe	
Juin	2.5	0,24	19,5	0,092	22	0,109	Conc/Rect	
Juillet 1988			18	0.117	18	0,117	Rectiligne	
Moyenne	8,2	0,12	17,7	0,117	25,9	0,112		
Ecart type	4,7	0,06	2,6	0.026	4,1	0,023		
C. de variation	0,57	0,50	0,15	0,22	0,16	0.21		

 $L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ sous \ forme \ tang \ \beta \ ;$ $C = Croissant \ de \ plage \ ; TC = Tête \ de \ croissant \ ; FC = Flanc \ de \ croissant \ ; R = Rides$

L'évolution mensuelle de ce profil est totalement différente de celle observée avec les profils précédents (tab. E-23, fig. E-30).

 Tableau
 E-23 : P8 - Evolution morphologique mensuelle

Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Juillet-Août 87	+ 0,37	+ 0,60	+ 0,55
Août-Septembre	- 0,08	+ 0,07	+ 0,04
Septembre-Octobre	- 0,23	0,13	- 0,15
Octobre-Novembre	+ 0,08	+ 0,34	+ 0,25
Novembre-Décembre	+ 0,28	+ 0,02	+ 0,09
Décembre 87-Janvier 88	+ 0,37	+ 0,75	55505+32 0.65 577 - 1
Janvier-Février	- 0,34	- 0,64	- 0,48
Février-Mars	- 0,35	- 0,80	0 , 59 ☆ 🗸
Mars-Avril	+ 0,19	+ 0,53	+ 0,35
Avril-Mai	- 0,05	+ 0,05	+ 0,01
Mai-Juin	- 0,20	- 0,13	- 0,16
Juin-Juillet 88	1	+ 0,02	+ 0,02
Cumuls	0	+ 0,68	<u> </u>
Juillet 87-Juillet 88			+ 0.46

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage)



On distingue ainsi deux grandes périodes :

- de juillet 87 à janvier 88, la tendance est à l'accumulation, qui n'est interrompue qu'entre septembre et octobre par une courte période d'érosion de faible ampleur, limitée à la haute plage et au bas estran. Quand les mouvements sont très faibles (août-septembre et novembre-décembre), cela correspond à des phénomènes de compensation au sein du profil (érosion-accumulation ou l'inverse). Les mouvements de dépôt les plus importants s'observent entre décembre 87 et janvier 88 (+ 0,65 m par m linéaire de plage). Cette période se traduit par le passage de profils rectilignes ou concaves à des profils convexes ;

- de janvier à juillet 88, on a prédominance de l'érosion qui culmine entre février et mars (- 0,59 m par m linéaire de plage). Il y a toutefois une courte période d'accumulation de mars à mai. Les profils de plage présentent des pentes plus fortes que précédemment (0,143 en mars) et tendent à devenir concaves alors que la haute plage disparaît en juillet.

Le bilan annuel de ce profil est nettement positif (+ 0,46 à + 0,58 m par m linéaire de plage), l'engraissement se faisant avant tout au bénéfice de l'estran.

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments sont des sables fins à moyens (160 μ m < Mz < 287 μ m), très bien à moyennement bien classés (0,29 < σ < 0,64), peu carbonatés (< 10%), à skewness et kurtosis variables. Ces sédiments sont transportés par saltation ou en suspension graduée. Les diagrammes de dispersion permettent de distinguer deux grands ensembles (fig. E-31) :

- la haute plage et le haut estran (I) qui présentent les sédiments les plus grossiers (Mz > 221 μ m), les plus mal classés (0,40 < σ < 0,64) et à skewness à tendance positive (-0,08 < SK < +0,29). On note qu'au fur et à mesure que la moyenne Mz augmente, le classement s'améliore, le skewness devient de plus en plus positif et le kurtosis augmente;

- le bas estran (II) comprend les sables les plus fins (Mz en général < 218 μ m), à classement variable (0,29 < σ < 0,57) et à skewness en général négatif (-0,24 < SK < +0,06). Contrairement aux sédiments de la haute plage et du haut estran, on note que quand la moyenne augmente, le skewness tend à devenir négatif et le kurtosis diminue. Les seules exceptions sont les sédiments de juillet 87 et 88 qui correspondent à des périodes où la moyenne augmente de la haute plage au bas estran, les échantillons du bas estran se retrouvant alors dans le groupe précédent.

Des sables bimodaux s'observent aux mêmes périodes que pour le profil précédent : en septembre 87 sur la haute plage et le haut estran, en janvier 88 sur le haut et bas estran et en juillet 88 sur le haut estran.



Figure E-31 : P8 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

On observe des évolutions mensuelles comparables à celles du profil précédent, à savoir :

- les plus fortes variations concernent le bas estran (tab. E-24) ;

- les sédiments voient leur moyenne Mz diminuer progressivement de juillet 87 à mars 88 puis augmenter jusqu'en juillet 88 (fig. E-32).

Tableau E-24 : P8 - Variations moyennes mensuelles des principaux indicesgranulométriques

(N est le nombre d'échantillons ; la colonne variations indique l'écart entre l	les val	eurs
minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres)		

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations					
	Haute plage												
Mz	262	222	259	273	266	264	1	63					
Sig	0,45	0,59	0,48	0,44	0,47	0,55	1	0,18					
SK	+ 0,17	+ 0,04	+ 0,29	+ 0,17	+0,13	+0,19		0,25					
(N)	(1)	(1)	(1)	(3)	(2)	(2)	1						
			H	aut estran									
Mz	250	245	282	233	232	259	234	81					
Sig	0,50	0,56	0,44	0,49	0,48	0,39	0,57	0,27					
SK	+ 0,08	+ 0,09	+ 0,09	+ 0,02	- 0,03	+0,03	+ 0,01	0,46					
(N)	(2)	(3)	(2)	(2)	(3)	(2)	(3)						
			B	as estran									
Mz	238	199	196	175	160	183	271	114					
Sig	0,45	0,44	0,39	0,51	0,34	0,30	0,44	0,28					
SK	- 0,05	- 0,12	- 0,04	- 0,17	+0,04	- 0,01	+ 0,12	0,36					
(N)	(1)	(1)	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)						
			Pla	ge aérienne	:								
Mz	250	231	243	233	231	235	249	119					
Sig	0,47	0,54	0,43	0,47	0,56	0,41	0,52	0,34					
SŘ	+ 0,07	+ 0,04	+ 0,08	+ 0,03	+0,04	+0,07	+ 0,05	0,53					
(N)	(4)	(5)	(5)	(7)	(6)	(6)	(5)						



Figure E-32 : P8 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

IX. THIAWLENE : P9

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Cette plage présente une largeur moyenne de 21 m et une pente moyenne de 0,095 (tab.E-25). Elle est peu variable, à part la haute plage. Les profils sont en général de forme convexe (fig. E-33). Des croissants de plage ont été observés de septembre 87 à mai 88. De plus, on a noté la présence fréquente, sur le haut estran, de concentrations de minéraux lourds, accompagnés en décembre et mai de grosses coquilles.

Tableau E-25 : P9 - Résultats morphologiques

Mois	Haute	plage	Estra	าก	Plage a	érienne	Forme	Remarques
	L(m)	Р	L(m)	Р	L(m)	P		
Juillet 1987	10	0.095	0,7	0,134	16,7	0,114	Convexe	
Août	3.5	0,143	17,5	0.109	23	0,114	Concave	
Septembre	10	0.03	12	0,113	22	0,075	Convexe FC	
Octobre	2,5	0,02	14,5	0,055	17	0,05	Convexe TC	
Novembre	2	0.05	20	0.07	22	0,068	Convexe FC	mx lourds
Décembre	5	0,09	20	0,098	25	0.096	Recuiligne FC	mx lourds.coq
Janvier 1988	4	0,075	20	0.095	24	0,091	Rectiligne TC	
Février	6	0.075	16	0,131	22	0,116	Convexe TC	
Mars	6	0,15	19	0.053	25	0.076	Concave FC	R
Avril	5	0.07	18	0,114	23	0.096	Conv/Rect	
Mai	4	0.163	21	0,086	25	0,1	Conc/ConvCC	mx lourds.coq
Juin	1	1	18	0,106	18	0.106	Recuiligne	mx lourds
Juillet 1988	1	1	16	0.128	16	0.128	Rectiligne	mx lourds
Movenne	4,5	0.087	16,8	0.099	21,4	0.095		
Ecart type	3.2	0.048	4	0,027	3.3	0.022		
C. de variation	0.70	0,54	0,24	0.27	0.16	0,24		

 $L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ sous \ forme \ tang \ \beta \ ;$ $TC = Tete \ de \ croissant \ ; FC = Flanc \ de \ croissant \ ; coq = Coquilles$

Ainsi qu'indiqué plus haut, ce profil n'a pas fait l'objet de comparaisons de profils mensuels suite à des problèmes de repère.

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments sont des sables fins à moyens (174 μ m < Mz < 312 μ m), bien à moyennement bien classés (0,36 < σ < 0,67), à skewness variable et faible pourcentage de carbonates (< 14%). Ces sédiments sont transportés par saltation ou en suspension graduée. On note la pésence de sables bimodaux en janvier 88 sur le bas estran puis en mars et juillet 88 sur le haut estran.



Les diagrammes de dispersion permettent de distinguer deux grands ensembles (fig. E-34) :

- les sédiments de la haute plage et du haut estran (I) sont les plus grossiers (215 μ m < Mz < 312 μ m), bien à moyennement bien classés (0,39 < σ < 0,61) et à skewness positif (+0,03 < SK < +0,30). Les exceptions observées correspondent à des sédiments bimodaux du haut estran prélevés dans une zone à minéraux lourds en juillet 88 ;



Figure E-34 : P9 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

- les sédiments du bas estran (II) sont les plus fins (174 μ m < Mz < 245 μ m), à classement très variable (0,36 < σ < 0,67), à skewness à tendance négative (-0,16 < SK < +0,06) et pour lesquels le kurtosis diminue quand la moyenne augmente. On observe quelques exceptions qui correspondent à des sédiments plus grossiers prélevés en novembre 87 et juillet 88.

L'évolution annuelle des sédiments au niveau du bas estran est bimodale (fig. E-35) avec deux minimas de la moyenne, en septembre 87 puis en mai 88, qui s'accompagnent d'une amélioration du classement. Entre ces deux minima, la moyenne augmente légèrement puis rediminue pour se stabiliser entre janvier et mars avant d'atteindre le deuxième minimum. De mai à juillet 88, la moyenne réaugmente. On note également que les variations de la moyenne sont comparables sur le haut et le bas estran (tab. E-26).

Tableau E-26 : P9 - Variations moyennes mensuelles des principaux indices granulométriques

(N est le nombre d'échantillons; la colonne variations indique l'écart entre	es vale	eurs
minimum et maximum de la moyenne Mz en micromètres ; n.s.: non sign	ificati	f)

[]	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations				
	Haute plage											
Mz	246	302	1	1	255	1	/	n.s.				
Sig	0,49	0,45	/	/	0,56	1	/					
SK	+ 0,07	+ 0,19	1	/	+0,16	1	/					
(N)	(2)	(2)	/	/	(1)	/	/					
			Н	aut estran								
Mz	279	260	259	257	240	279	211	94				
Sig	0,60	0,49	0,42	0,50	0,53	0,48	0,56	0,22				
SK	+ 0,07	+ 0,09	+ 0.15	+ 0,14	+0,09	+0,13	- 0,10	0,67				
(N)	(1)	(2)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)					
			В	as estran								
Mz	245	192	218	201	204	182	248	90				
Sig	0,50	0,45	0,42	0,53	0,60	0,39	0,54	0,31				
SK	- 0,08	- 0,08	+ 0,08	- 0,11	- 0,10	- 0,09	+ 0,15	0,32				
(N)	(1)	(1)	(2)	(3)	(2)	(3)	(2)					
			Pla	ge aérienne								
Mz	254	263	242	229	231	231	226	138				
Sig	0,52	0,47	0,42	0,51	0,56	0,44	0,55	0,31				
SK	+ 0,03	+ 0,09	+ 0,12	+ 0,02	+0,04	+0,02	0	0,46				
(N)	(4)	(5)	(5)	(6)	(6)	(6)	(5)					



Figure E-35 : P9 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

X. CIMETIERE DE THIAWLENE : PROFIL P10

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Cette plage présente une largeur moyenne de 27 m et une pente moyenne de 0,095. Comme toutes les autres plages, les coefficients de variation de la largeur et de la pente présentent de faibles valeurs à l'exception de la haute plage (tab. E-27). Les croissants de plage sont très fréquents avec, d'octobre 87 à janvier 88, superposition de 2 à 4 générations de croissants. En juin 88, on observe des croissants constitués de coquillages mais aussi un sol fossile à la base de la microfalaise limitant la haute plage et le haut estran. La forme des profils est variable et très affectée par les croissants de plage surtout quand ils sont emboîtés comme en novembre et décembre (fig. E-36). Une autre caractéristique de cette plage est la régularité des concentrations de minéraux lourds, en général sur le haut estran.



95

ير 1. اير

ř

Mois	Haute	plage	Estra	n	Plage a	érienne	Forme	Remarques
	L(m)	P	L(m)	P	L(m)	Р		
Juillet 1987	6	0,067	20	0,108	26	0,098	Convexe	
Août	5	0,08	23	0,076	29	0.077	Rectiligne CC	mx lourds
Septembre	9	0,039	16	0,081	25	0,066	Convexe TC	mx lourds,R
Octobre	10	0,07	13	0,123	23	0.1	Convexe TC	crois superpos
Novembre	10	0,12	20	0,09	30	0,1	Conc/ConvTC	coquilles, cr s
Décembre	10	0,1	20	0,075	30	0,083	Conc/Rect	mx lourds.cr s
Janvier 1988	14,5	0,09	17,5	0.071	32	0,08	Rectiligne FC	mx lourds.cr s
Février	11.6	0,125	15,4	0,071	27	0.094	Concave CC	
Mars	12	0,158	18	0,108	30	0.128	Concave FC	mx lourds.coq
Avril	12,5	0,072	16,5	0,112	29	0,095	Convexe TC	mx lourds.coq
Mai	8,5	0,099	21,4	0,116	30	0,111	Convexe FC	mx lourds, cr s
Juin	1,5	0,6	21,5	0.07	23	0,104	Concave CC	crois.coq
Juillet 1988	1	1	17	0,091	17	0,091	Rectiligne	mx lourds
Moyenne	8,5	0,135	18,4	0,092	27	0.095		
Ecart type	4,3	0,15	2.8	0.019	4,1	0,016		
C. de variation	0.50	1,11	0.15	0,21	0.15	0,17		

 $L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ sous \ forme \ tang \ \beta \ ;$ F.C. = Flanc de croissant ; TC = Tête de croissant ; CC = Creux de croissant ; cr.s. = Croissants superposés ; coq = Coquilles ; R = Rides

Du point de vue des mouvements mensuels on peut distinguer trois grandes périodes (tab. E-28, fig. E-37) :

- de juillet 87 à septembre 87, l'accumulation prédomine et concerne essentiellement l'estran. Les profils sont convexes et à pente relativement faible ;

- de <u>septembre 87 à mars 88</u>, prédomine l'érosion qui est très importante entre février et mars (- 0,54 m par m linéaire de plage). Ces phénomènes d'érosion intéressent en particulier l'estran. Ils sont interrompus par un intervalle d'accumulation limitée de novembre 87 à janvier 88 qui concerne surtout le bas estran. Cette période voit le passage de profils convexes à des profils concaves avec des pentes fortes, le maximum étant atteint en mars 88 (0,128);

- de mars à juillet <u>88</u>, c'est l'accumulation qui prédomine avec des mouvements intenses entre mars et avril <u>88</u> (+ 0,77 m par m linéaire de plage) puis entre juin et juillet (+ 0,54 m par m linéaire de plage). Là encore, c'est l'estran qui est le lieu privilégié de ces mouvements verticaux. Cependant, d'avril à juin, on note de faibles mouvements d'érosion tout le long du profil, puis des mouvements de compensation entre la haute plage et le haut estran qui sont érodés et le bas estran où s'accumulent les sédiments. Les profils tendent à redevenir convexes à rectilignes, les pentes diminuent alors que la haute plage disparaît en juillet. Une des particularités de cette période est la présence d'accumulations de coquilles sur l'estran qui constituent en juin le matériel des croissants de plage.



Tableau E-28 : P10 - Evolution morphologique mensuelle

Périodes	Haute plage	Estran	Plage aérienne
Juillet-Août 87	0	+ 0,16	+ 0,13
Août-Septembre	+ 0,15	+ 0,27	+ 0,25
Septembre-Octobre	- 0,13	- 0,66	- 0,45
Octobre-Novembre	- 0,17	+ 0,03	- 0,06
Novembre-Décembre	+ 0,08	+ 0,24	+ 0,19
Décembre 87-Janvier 88	+ 0,06	+ 0,09	+ 0,08
Janvier-Février	- 0,18	- 0,42	- 0,30
Février-Mars	- 0,28	- 0,71	- 0,54
Mars-Avril	+ 0,58	+ 0,91	+ 0,77
Avril-Mai	- 0,29	- 0,33	- 0,31
Mai-Juin	- 0,52	- 0,13	- 0,26
Juin-Juillet 88	+ 0,40	+ 0,55	+ 0,54
Cumuls	- 0,30	0	+ 0,04
Juillet 87-Juillet 88			- 0,18

(mouvements verticaux en m par m linéaire de plage)

Le bilan annuel de ce profil semble être stable (+ 0,04 m par m linéaire de plage). Les résultats obtenus par la comparaison des profils de juillet 87 et 88 sont légèrement exagérés car la longueur de profil concernée est courte. Ils traduisent plutôt le bilan des mouvements au niveau de la haute plage et du haut estran qui est négatif (- 0,30 m par m linéaire d'après les cumuls).

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments sont des sables fins à moyens (143 μ m < Mz < 310 μ m), très bien à moyennement bien classés (0,32 < σ < 0,70), à skewness variant entre - 0,28 et + 0,35. Ils sont peu carbonatés (% de CaCO₃ < 15% en général) et sont transportés en suspension graduée ou par saltation. Les sables bimodaux sont assez fréquents en juillet sur le bas estran. Ils sont également présents en septembre sur l'estran, en janvier sur la haute plage et le bas estran et en mars sur la haute plage. L'étude des diagrammes de dispersion montre une très grande parenté des sédiments des différentes unités morphologiques (fig. E-38) avec toutefois les regroupements suivants :

- les sables de la haute plage et du haut estran se caractérisent par des skewness positifs et par l'augmentation du kurtosis quand la moyenne augmente ;

- les sables du bas estran sont en général un peu plus fins et ont un skewness négatif. Chez eux, le kurtosis diminue quand la moyenne augmente. Les échantillons qui s'écartent de ces caractéristiques générales sont :

- pour la haute plage et le haut estran, des sables fins prélevés dans une zone à minéraux lourds ;

- pour le bas estran, des sables prélevés en juillet et mars qui sont deux périodes au cours desquelles le bas estran présente des sédiments plus grossiers ou de même taille que ceux du haut de plage.



Figure E-38 : P10 - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Quant à l'évolution mensuelle, on note, comme pour le profil P9, une bimodalité (fig. E-39) avec deux minimas de la moyenne en septembre 87 et en mai 88, la moyenne

augmentant entre janvier et mars. C'est le bas estran qui présente les plus fortes variations granulométriques (tab. E-29).

Tableau E-29 : P10 - Variations moyennes mensuelles des principaux indices granulométriques

(N est le nombre d'échantillons ; la colonne va	ariations indique l'écart entre les val	eurs
minimum et maximum de la moy	yenne Mz en micromètres)	

	Juillet 87	Septembre	Novembre	Janvier 88	Mars	Mai	Juillet 88	Variations			
	Haute plage										
Mz	254	234	288	274	268	274	1	77			
Sig	0,54	0,52	0,46	0,52	0,55	0,51	1	0,17			
SK	+ 0,15	+ 0,03	+ 0,20	+ 0,28	+0,23	+0,21	1	0,33			
(N)	(1)	(2)	(3)	(3)	(3)	(2)	1				
			H	aut estran							
Mz	247	267	264	275	281	255	262	73			
Sig	0,49	0,60	0,45	0,51	0,53	0,47	0,44	0,23			
SK	+ 0,04	+ 0,19	+ 0,15	+ 0,22	+0,21	+0,14	+ 0,14	0,31			
(N)	(2)	(2)	(2)	(3)	(2)	(2)	(3)				
			В	as estran							
Mz	279	228	182	256	253	201	302	138			
Sig	0,61	0,48	0,49	0,57	0,55	0,39	0,48	0,38			
SK	- 0,08	- 0,05	0	+ 0,12	+0,07	- 0,14	+ 0,04	0,38			
(N)	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(3)	(1)				
			Pla	ge aérienne							
Mz	261	243	251	270	267	237	273	146			
Sig	0,55	0,53	0,46	0,53	0,54	0,45	0,45	0,38			
SK	+ 0,01	+ 0,06	+ 0,13	+ 0,22	+0,18	+0,04	+ 0,12	0,50			
(N)	(5)	(6)	(7)	(8)	(7)	(7)	(4)				



Figure E-39 : P10 - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

ANNEXE F RESULTATS MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DE LA DEUXIEME PERIODE D'ETUDE OCTOBRE 1989 - AOUT 1990

RESULTATS MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DE LA DEUXIEME PERIODE D'ETUDE (octobre 89 à août 90)

I. MBAO - PROFIL PA

A . DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage aérienne de Mbao est étroite (20 m de largeur moyenne), de même que la zone de surf. Les pentes moyennes de ces deux unités morphologiques sont également voisines (0,057 et 0,06 respectivement). D'une manière générale, la largeur et la pente des différentes unités morphologiques sont assez variables (tab. F-1). Quant à la forme des profils, elle oscille entre concavité et convexité. Les croissants de plage sont souvent présents avec, en mai 90, deux générations emboîtées. Ils s'observent à la limite haute plage/haut estran ou à mi-estran (fig. F-1).

Tableau F-I: PA - Mbao: Résultats morphologiques

$L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ (forme \ tang \ \beta) \ ; C = Croissant \ de \ plage$:,
$TC = T\hat{e}te \ de \ croissant$; $CC = Creux \ de \ croissant$; $FC = Flanc \ de \ croissant$	

	Haute	e plage	Es	tran	Plage	aérienne	Zonc	de surf	Forme et	
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	remarques	
Octobre 89	1,6	0,0375	10.6	0,0349	12,2	0,0352	9,2	0.0804	Rectiligne	CC
Décembre 89	5	0.05	8	0,0538	13	0,0523	34	0,0324	Rectiligne	
Mars 90	6,4	0,0141	18,2	0,072	24,6	0,0569	6,5	0,1031	Convexe	тс
Mai 90	6,1	0,082	24,8	0,046	30,9	0,0531	18,9	0,0545	Concave	С
Juillet 90	3,1	0,0452	22,9	0,0611	26	0,0592	26	0.0485	Convexe	TC
Août 90	2,3	0,0652	8,8	0.0966	11,1	0,0856	26,2	0,0431	Convexe	FC
Moyennes	4,1	0,049	15,6	0,061	19,7	0.0571	20,1	0,060		
Ecart-type	2	0,023	7,3	0,021	8,3	0.016	10,8	0,027		
Coef.Var.	0,48	0,48	0.47	0,34	0,42	0,28	0,54	0,45		



Les mouvements verticaux observés ici sont nettement dominés par l'érosion, ce qui se traduit par un bilan négatif (cumul de - 0,49 m par m linéaire de plage entre octobre 89 et août 90). Les mouvements d'érosion les plus importants ont lieu entre octobre et décembre puis entre juillet et août. Ils affectent tout le profil, alors que les mouvements plus faibles enregistrés entre mars et juillet correspondent à une évolution opposée de la plage aérienne et de la zone de surf (tab. F-2 et fig. F-2). Cette tendance à l'érosion est interrompue entre décembre et mars par un engraissement qui affecte toute la plage, mais semble être relayé par une érosion dans la zone de surf. Dans l'ensemble, c'est l'estran qui est la partie de la plage la plus érodée alors que la zone de surf maintient une certaine stabilité (tab. F-2). Les périodes de forte érosion donnent des profils de plage aérienne concaves à forte pente (0,0856 en août 90), les engraissements des profils convexes. Pour la zone de surf, la période de plus forte pente (0,1031 en mars 90) correspond à une période d'accumulation.

Tableau	F-2 : P/	A - Mbao	: Mouveme	nts verticaux
(er	n mètres	par mètre	linéaire de	plage)

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	- 0,25	- 0,32	- 0,31	- 0,34	- 0,31
Déc-Mar 90	+ 0,34	+ 0,46	+ 0.45	+ 0,31	+ 0,35
Mar-Mai 90	- 0,31	- 0,20	- 0,18	+ 0,27	- 0,10
Mai-Juil 90	+ 0,19	0	+ 0.03	- 0,10	- 0,03
Juil-Aou 90	- 0,20	- 0,52	- 0,49	- 0,23	- 0,40
Cumuls	- 0,23	- 0,58	- 0,50	- 0,09	- 0,49





On peut distinguer trois grands groupes de sédiments (fig. F-3) :

Figure F-3 : PA - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

- les sédiments de la plage aérienne (I) qui sont des sables fins à moyens (172 μ m < Mz < 283 μ m : moyenne de 237 μ m), bien à moyennement bien classés (0,39 < σ < 0,63 : moyenne 0,49), à skewness variable (-0,34 < SK < +0,14) et à kurtosis voisin de 1. Le pourcentage de carbonates est en général inférieur à 20% (14% en moyenne), sauf pour l'échantillon de haute plage d'octobre 89 (45,83%) qui semble avoir été contaminé par les dépôts coquilliers du cordon littoral. Ces sédiments sont en majorité transportés par saltation, plus rarement en suspension graduée. Les sédiments de la haute plage se distinguent légèrement des autres car ils sont en moyenne plus grossiers, mieux classés et à skewness positif;

- les sédiments présents entre le déferlement et - 2 m (II) : il s'agit de sables très fins à fins (75 μ m < Mz < 245 μ m : 150 μ m en moyenne), très bien à moyennement bien classés (0,28 < σ < 0,53 : moyenne 0,38) et à skewness variable (-0,25 à + 0,19), positif d'octobre 89 à mars 90, négatif ensuite. Ce sont en général des sables unimodaux, rarement bimodaux (mode compris entre 63 et 250 μ m, en général 125 μ m). Ils sont transportés en suspension graduée ou uniforme. Le pourcentage de carbonates varie entre 7,67 et 33,33% (moyenne : 14,59 %);

- les sables compris entre - 4 et - 8 m (III) : ce sont des sables très fins (72 μ m < Mz < 104 μ m : moyenne 81 μ m), très bien classés (0,19 < σ < 0,35 : moyenne 0,26) et à skewness variable mais souvent positif (- 0,14 < SK < + 0,32). Ils sont unimodaux (mode compris entre 63 et 100 μ m) et sont transportés en suspension uniforme. Le pourcentage de carbonates varie entre 6,67 et 22,67 % (moyenne: 14,5 %).

Les plus fortes variations granulométriques ont lieu entre le bas estran et la profondeur de - 2 m (tab. F-3). Au niveau du bas estran et, dans une moindre mesure, du déferlement, on note deux minima de la moyenne en décembre 89 et mars 90 qui s'accompagnent d'une amélioration du classement. Par ailleurs, les moyennes sont maxima en octobre 89 et août 90 (tab. F-3, fig. F-4). Par contre, à - 2 m, l'évolution est différente, les minima s'observant à des périodes de maxima sur le bas estran et la zone de déferlement et inversement.

Tableau F	-3 : Mbao	 Variations 	de la moyen	ne Mz ('en µm)	selon l	es mois	et les i	unités
			morpholog	iques.					

Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Août90	Var.gr.
HP	255	262	274	261	250	274	24
HE	227	210	219	205	276	283	78
ME	1	225	261	177	235	. 235	84
BE	266	174	213	172	207	257	94
Def	164	1	245	139	143	155	106
-2m	75	119 .	153	174	136	152	99
-4m	104	82	89	100	84	82	22
-6m	74	74	77	78	74	80	6
-8m	75	78	77	76	72	73	-6

•.



Figure F-4 : PA - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m

II. CAP DES BICHES : PROFIL PB

B. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La largeur de la plage aérienne varie entre 15 et 40 mètres (moyenne de 25 m environ) alors que la pente varie entre 0,0438 et 0,0834 (valeur moyenne : 0,0587). La haute plage est étroite (5,6 m en moyenne), alors que l'estran est plus large (20 m en moyenne) et plus pentu (0,0667 en moyenne contre 0,0457 pour la haute plage). La zone de surf a une largeur moyenne de 16 m avec une pente en général légèrement plus faible que celle de la plage aérienne, oscillant entre 0,03 et 0,065 (moyenne de 0,0455). Dans l'ensemble, la largeur des différentes unités morphologiques est plus variable que leur pente (tab. F-4). La forme des profils est également variable. On a observé souvent des croissants de plage, en général à la limite haute plage/estran. Enfin, on a noté la présence, en août, d'un talus au niveau du déferlement (fig. F-5).



	Haute	plage	ge Estran		Plage aérienne		Zone de surf		Forme et
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	remarques
Octobre 89	6,6	0,0485	9,6	0,0729	16,2	0,0617	14,7	0,0449	Rectiligne CC
Décembre 89	6	0,0667	26	0,0538	32	0,0563	10	0.065	Concave
Mars 90	11,5	0,0261	4,6	0,0848	16	0,0438	20	0,0637	Convexe FC
Mai 90	9,2	0,0413	30,6	0,0552	39,8	0,052	7	0,03	Convexe
Juillet 90	1	1	32,2	0,055	32,2	0,055	32	0,0309	Rectiligne CC
Août 90	1	1	15,1	0,0834	15,1	0,0834	14	0,0386	Concave, talus
Moyennes	5,6	0,0457	19,6	0,067	25,2	0,0587	16,3	0,0455	
Ecart-type	4,6	0,0129	11,5	0,016	10,7	0.0135	8,9	0,0156	
Coef.Var.	0,82	0,28	0,58	0,24	0,43	0.23	0,55	0,34	

Tableau F-4 : PB - Cap des Biches : Résultats morphologiques $L(m) = Largeur en mètres ; P = Pente (forme tang <math>\beta$); CC = Creux de croissant ; FC = Flanc de croissant

L'évolution des mouvements verticaux est comparable à celle observée à Mbao bien que les mouvements soient d'ampleur moindre (tab. F-5). On a ainsi observé, d'octobre à décembre, une érosion tout le long de la plage puis, entre décembre et mars, un mouvement d'engraissement particulièrement marqué au niveau de l'estran. De mars à juillet se produisent des mouvements de compensation le long des profils avec érosion de la haute plage et de l'estran et dépôt dans la zone de surf. De juillet à août, on a à nouveau une érosion de toute la plage. Là encore, les périodes d'érosion donnent des profils concaves à fortes pentes, les périodes d'accumulation des profils convexes (fig. F-6). De plus, la haute plage disparaît à partir de juillet. Dans l'ensemble, les cumuls sont négatifs (- 0,15 m par m linéaire pour toute la plage), l'estran et la haute plage étant plus affectés par l'érosion que la zone de surf.

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	- 0,10	- 0,20	- 0,17	- 0,13	- 0,15
Déc-Mar 90	0	+ 0,26	+ 0,22	1	+ 0,22
Mar-Mai 90	- 0,09	- 0,13	- 0,10	+ 0,12	+ 0,02
Mai-Juil 90	- 0,11	- 0,15	- 0,14	+ 0,15	- 0,06
Juil-Aou 90	1	- 0,10	- 0,10 "	- 0,27	- 0,18
Cumuls	- 0,29	- 0,32	- 0,29	- 0,13	- 0,15

Tableau F-5 : PB - Cap des Biches : Mouvements verticaux (en mètres par mètre linéaire de plage)



111

2,2

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

On distingue quatre grands ensembles de sédiments (fig. F-7) :

- les sables de la plage aérienne (I) qui sont des sables fins à moyens (148 μ m < Mz < 252 μ m : moyenne de 212 μ m), bien à moyennement bien classés (0,30 < σ < 0,59: moyenne de 0,42) et à skewness variable (-0,21 < SK < +0,34). Ces sables sont en général unimodaux (mode variant entre 125 et 250 μ m) et transportés en suspension graduée. Le pourcentage de carbonates est inférieur ou égal à 20%. Les sables de la haute



Figure F-7 : PB - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

plage et du haut estran sont plus grossiers et surtout mieux classés (0,31 < σ < 0,46: moyenne de 0,40) que les autres et ont un skewness généralement positif ;

- les sables du déferlement à - 2 m (II) : ce sont des sables très fins à fins (83 μ m < Mz < 202 μ m : moyenne 148 μ m), en général bien classés (0,26 < σ < 0,60 ; moyenne 0,33) et à skewness variable, mais à tendance négative (-0,26 < SK < +0,11). Ces sables sont en général unimodaux (mode variant de 80 à 160 μ m ; 125 μ m en moyenne). Ils sont transportés en suspension graduée ou uniforme. Le pourcentage de carbonates varie entre 14 et 49 % (moyenne : 22,45 %) ;

- les sables entre - 4 et - 6 m (III) : ce sont des sables très fins (72 μ m < Mz < 95 μ m : moyenne 82 μ m), très bien classés (0,22 < σ < 0,32 : moyenne 0,26) et à skewness voisin de zéro (-0,08 < SK < +0,06), à l'exception de ceux de décembre 89 qui présentaient un skewness très positif (+0,39 et +0,42). Ces sables sont unimodaux (mode variant de 80 à 160 μ m). Ils sont transportés en suspension uniforme. Le pourcentage de carbonates varie entre 9,67 et 19,33 % (moyenne: 14 %) ;

- les sables de - 8 m (IV) : il s'agit de faluns, c'est-à-dire de sables moyens (306 μ m < Mz < 349 μ m : moyenne 323 μ m) et très carbonatés (76,67 à 93,33 % : moyenne 85,13 %). Ils sont bien à moyennement classés (0,36 < σ < 0,77 : moyenne 0,53) et leur skewness est très positif (+0,06 < SK < +0,58 : moyenne + 0,40). Ils présentent un mode principal grossier (315 μ m) et un mode secondaire très fin (63 μ m). Ils sont transportés en général par saltation, plus rarement en suspension graduée. Il est à signaler qu'on a trouvé un sédiment semblable à - 6 m de profondeur en décembre 89.

Les sédiments qui varient le plus sont ceux situés à - 2 m, puis ceux du haut estran et du mi-estran (tab. F-6). Les fortes variations observées à -6 m sont liées à la présence d'un falun en décembre 89. Comme précédemment, on observe sur la plage aérienne deux minima de la moyenne Mz en décembre 89 et mai 90, ce dernier étant en général plus important mais correspondant à un maximum à - 2 m (fig. F-8).



Figure F-4 : PB - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m
Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Août90	Var.gr.
HP	228	230	252	210	/	1	42
HE	238	205	238	153	203	238	85
ME	1	200	202	148	206	233	85
BE	227	173	207	167	230	233	66
Def	202	1	147	141	136	167	66
-2m	1	83	150	173	137	1	90
-4m	1	83	87	95	85	1	12
-6m	1	314	75	75	72	1	242
-8m	1	323	323	306	349	1	43

Tableau F-6 : Cap des Biches - Variations de la moyenne Mz (en μm) selon les mois et les unités morphologiques.

III. CENTRALE THERMIQUE DU CAP DES BICHES : PROFIL PC

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

Cette plage a été perturbée par les travaux d'extension de la centrale thermique. De plus, seule une partie de la plage aérienne a été considérée, celle comprise entre le canal d'évacuation et la mer. Aussi, les données de largeur de la haute plage et de la plage aérienne doivent être considérées comme des valeurs minima. En mai 90, on a observé un dépôt important sur la haute plage qui était d'origine anthropique, lié aux travaux d'extension de la centrale et a disparu en juillet. Aussi, dans l'analyse des mouvements verticaux entre mars et juillet, la haute plage n'a pas été considérée.

La plage aérienne et la zone de surf ont des largeurs moyennes équivalentes (25 m). On a une plage aérienne de forme convexe car la haute plage a toujours une pente faible (0,0108 en moyenne) alors que l'estran est légèrement plus pentu (0,0378 en moyenne) (fig. F-9). D'une manière générale, la largeur comme la pente de la haute plage et de l'estran sont assez variables. Par contre, la zone de surf, plus pentue (0,0449 en moyenne), est plus variable en largeur qu'en pente (tab. F-7). Les croissants de plage ont été rarement observés sur cette plage.



Plage aérienne Zone de surf Forme et Haute plage Estran L(m) Pente L(m) Pente Pente L(m) Pente L(m) remarques · Octobre 89 11.6 0.006 13 0,0577. 24,6 0.0276 17 0.0435 Convexe CC Décembre 89 б 0,0117 25 0.0464 31 0,0352 15 0,0467 Convexe 11 0.0109 / 0.0567 / 0,0227 1 0.0567 Convexe Mars 90 Mai 90 13,8 0,0145 9,5 0,0368 23,3 0,0292 29 0,0534 Convexe CC Juillet 90 30,1 0,0179 30,1 0,0179 37,5 0,0373 Convexe 1 1 Août 90 1 17,3 0,011 17,3 0,011 28,4 0,0317 Convexe 1 7 0.0378 25.3 25.4 0.0108 19 0,0239 0.0449 Moyennes

0,020

0,53

б.1

0,88

0.0034 8.4

0,44

0,32

Ecart-type

Coef.Var.

Tableau F-7 : PC - Centrale thermique : Résultats morphologiques $L(m) = Largeur en mètres ; P = Pente (forme tang <math>\beta$) ; CC = Creux de croissant

Les mouvements verticaux sont peu importants, bien que le cumul soit négatif et comparable à ce qui a été obtenu au cap des Biches (- 0,13 m par m linéaire de plage). On observe en général des mouvements de compensation entre la haute plage et la zone de surf, ce qui donne des mouvements d'ensemble faibles, à l'exception de la période entre décembre 89 et mars 90 où on a un fort mouvement d'érosion (fig. F-10). On note une différence essentielle entre l'estran qui a une nette tendance à l'érosion et la zone de surf qui a par contre tendance à s'engraisser (tab. F-8).

5,3

0,21

0.0087

0,37

9.3

0,36

0,0094

0.21

	Haute plage	Estran	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	- 0,22	+ 0,11	+ 0,13	+ 0,04
Déc-Mar 90	0	- 0,24	1	- 0,20
Mar-Mai 90	1	0	+ 0,13	0
Mai-Juil 90	1	- 0.03	+ 0,05	+ 0,04
Juil-Aou 90	1	- 0,07	+ 0,09	- 0,01
Cumuls	1	- 0,23	+ 0,40	- 0,13

Tableau F-8 : PC - Centrale thermique : Mouvements verticaux(en mètres par mètre linéaire de plage)



B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Les sédiments de la haute plage au déferlement sont dans l'ensemble relativement homogènes (fig. F-11). Il s'agit de sables fins (140 μ m < Mz < 216 μ m : moyenne 183 μ m), très bien à moyennement bien classés (0,28 < σ < 0,54 : moyenne 0,37), à skewness variable (-0,22 < SK < +0,20) mais en général positif. Ils sont tous unimodaux (mode variant entre 125 et 200 μ m, le plus souvent 160 μ m) et sont transportés en général en suspension graduée. Le pourcentage de carbonates est inférieur à 16,5% et semble légèrement plus élevé au niveau du bas estran et du déferlement.



Figure F-11 : PC - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Les plus fortes variations granulométriques ont lieu sur le bas estran et au niveau du déferlement (tab. F-9). Comme précédemment, on observe en général deux minima de la moyenne en décembre 89 et mai 90 (fig. F-12).

Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Août90	Var.gr.
HP	187	210	216	213	1	1	29
HE	171	173	198	170	176	205	35
ME	182	163	167	166	176	200	37
BE	215	145	187	158	181	213	70
· Def	146	1	193	140	174	215	75

Tableau F-9 : Centrale thermique - Variations de la moyenne Mz (μm) selon les mois et les unités morphologiques.



Figure F-12 : PC - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

IV. NORD EPI DE DIOKOUL : PROFIL PD

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

On a ici une plage aérienne étroite (19 m de largeur moyenne) mais relativement pentue (0,0665 en moyenne). La zone de surf est de largeur comparable (20 m en moyenne), mais de pente moins importante (0,0453 en moyenne). La plage aérienne a une forme rectiligne voire concave (fig. F-13). La zone morphologique qui est la plus variable tant en largeur qu'en pente est l'estran (tab. F-10). Les croissants de plage ne sont pas bien représentés. Par contre, en décembre 89, on a obsérvé des rides sur le bas estran et un talus relativement abrupt au niveau de la zone de surf.



G

	Haute	Haute plage		tran	Plage	aérienne	Zone de surf		Forme et
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	remarques
Octobre 89	6,2	0,0484	6,4	0,0547	12,6	0,0492	24,1	0,0523	Rectiligne
Décembre 89	5,6	0,0929	23.8	0,0408	29,4	0.0507	29,8	0,0389	Concave, talus
Mars 90	6,5	0,0785	10,9	0,0376	17,4	0,0529	21,7	0,0521	Concave CC
Mai 90	8,1	0,058	7,6	0,1105	15,7	0,0834	13,5	0,063	Conv/Rect CC
Juillet 90	5,9	0,0436	17	0,0776	22,9	0,079	13	0,0292	Rectiligne
Août 90	5.3	0,0102	9,5	0.0737	14,8	0,0838	18	0,0361	Rectiligne
Movennes	6.3	0.0705	12.5	0.0658	18.8	0.0665	20	0,0453	
Ecart-type	1	0.0243	6.7	0.027	6.3	0.0172	6.6	0.0125	
Coef.Var.	0,15	0,34	0,53	0,42	0,33	0,26	0,33	0.27	

Tableau F-10 : PD - Nord épi de Diokoul : Résultats morphologiques $L(m) = Largeur en mètres ; P = Pente (forme tang <math>\beta$) ; CC = Creux de croissant

On a observé les mouvements verticaux suivants (fig. F-14, tab. F-11) :

- des mouvements d'engraissement, affectant toute la plage mais en particulier la zone de surf, entre octobre et décembre 89 (+ 0,17 m par m linéaire de plage), puis entre juillet et août 90 (+ 0,18 m par m linéaire de plage);

- entre décembre et mars, des mouvements d'érosion localisés (- 0,08 m par m linéaire de plage) alors que de mars à mai, les mouvements d'érosion sont plus importants (- 0,42 m par m linéaire de plage), notamment dans la zone de surf ;

- de mai à juillet, il y a des mouvements de compensation le long du profil avec érosion de l'estran et engraissement de la zone de surf (- 0,03 m par m linéaire de plage).

Le cumul est négatif et comparable à ce qui a été observé pour les profils précédents (- 0,18 m par m linéaire de plage). Mais ici, c'est la zone de surf, où les mouvements verticaux sont de plus grande ampleur, qui subit la plus forte érosion (tab. F-11).

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	0	+ 0,04	+ 0,04	+ 0,20	+ 0,17
Déc-Mar 90	- 0,11	- 0,03	- 0,05	- 0,21	- 0,08
Mar-Mai 90	- 0,08	- 0,33	- 0,22	- 0,69	0,42
Mai-Juil 90	0	- 0,16	- 0,08	+ 0,04	- 0,03
Juil-Aou 90	+ 0,08	+ 0,16	+ 0,15	+ 0,22	+ 0,18
Cumuls	- 0,18	- 0,23	- 0,16	- 0,44	- 0,18

Tableau F-11 : PD - Nord épi de Diokoul : Mouvements verticaux (en mètres par mètre linéaire de plage)



B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Bien que les différenciations sédimentologiques soient peu marquées (fig. F-15), on distingue cependant :

- les sables de la haute plage au mi estran (I) : ce sont des sables fins (156 μ m < Mz < 205 μ m : moyenne 177 μ m), unimodaux (en général 160 μ m, plus rarement 125 ou 200 μ m), très bien à bien classés (0,27 < σ < 0,41: moyenne 0,37) et à skewness variable mais à tendance négative (-0,21 < SK < +0,11). Ils sont transportés en suspension graduée. Le pourcentage de carbonates oscille entre 9,33 et 22,67 % (moyenne: 14,3 %);



Figure F-15 : PD - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques

en fonction des unités morphologiques

- les sables du bas estran et du déferlement (II) se distinguent par le fait qu'ils sont plus fins (120 μ m < Mz < 200 μ m : moyenne 153 μ m) et à skewness à tendance positive (-0,21 < SK < +0,23). De plus, ils sont transportés soit en suspension graduée, soit en suspension uniforme. Ce sont des sables très bien à bien classés (0,28 < σ < 0,50 : moyenne 0,37). Enfin, ils sont plus carbonatés (18 à 37,67 % : moyenne 24,3 %) que les précédents.

Les plus fortes variations des indices granulométriques ont lieu au niveau du bas estran et du déferlement (tab. F-12). On note ici encore deux minima de la moyenne en décembre 89 et mai 90 (fig. F-16), alors que sur la haute plage, le minimum se situe en octobre 89.

Tableau F-12 : Nord épi de Diokoul - Variations de la moyenne Mz (en µm) selon les mois et les unités morphologiques.

Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Août90	Var.gr.
HP	165	192	205	191	186	183	40
HE	İ67	176	191	170	182	182	24
ME	174	156	158	158	174	178	22
BE	/	120	162	143	171	200	80
Def	188	1	145	129	143	131	59



Figure F-16 : PD - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

V. EPI DE DIOKOUL : PROFIL PE

Ce profil a été levé au niveau de l'un des derniers épis construits entre août 88 et septembre 89 par ENDA-Tiers Monde à Diokoul. Son but était d'apprécier l'évolution de l'épi tout récent.

L'épi a une longueur de 27,5 m et une pente moyenne de 0,058. Il est constitué de gabions de $2 \times 1 \times 1$ m et de $4 \times 1 \times 0,5$ m remplis de moellons de latérite. Il est donc incomplet par rapport aux normes préconisées par ENDA-Tiers Monde (Arecchi et Virtanen, 1984; cf fig.28).

Les mesures de dénivellation entre le sommet des gabions et la plage, faites en octobre 89, ont fait apparaître les résultats suivants :

- les dénivellations entre les gabions et le sol sont partout inférieures ou égales à 52 cm (moyenne de 23 cm), ceci pour les 18 premiers gabions, alors qu'au moment de la pose de l'épi, cette dénivellation était de 1 mètre. Ceci signifie soit que l'épi s'est enfoncé, soit qu'il y a eu dépôt de sédiments ;

- on a ensuite remarqué que les dénivellations sont plus importantes sur le flanc nord de l'épi (30,6 cm en moyenne) que sur le flanc sud (14,7 cm en moyenne). Ceci se traduit par des positions différentes de la laisse de haute mer qui est plus proche du continent sur le flanc nord que sur le flanc sud. Ces différences de dénivellation entre les deux flancs de l'épi ne peuvent s'expliquer par un enfoncement de l'épi, même si un tel mouvement n'est pas à exclure. Par contre, elles sont une preuve d'un dépôt sédimentaire préférentiel sur le flanc sud de l'épi.

On a noté également que certains gabions, en particulier ceux situés à l'extrémité de l'épi côté mer, étaient très aplatis, ayant perdu leurs dimensions originelles (4,65 x 1,2 x 0,24 m); certains étaient même ouverts.

Les profils réalisés le long de cet épi ont montré une très légère évolution de sa pente qui est passée, entre octobre 89 et juillet 90 de 0,051 à 0,064, cette accentuation de la pente débutant en mai 90 (fig. F-17). Une telle évolution de la pente pourrait être liée à des phénomènes d'affouillement par les houles de la base de l'épi côté mer, cet épi étant court et ayant son extrémité située dans la zone de déferlement. ÷...



Lors des levés topographiques, on a également mesuré ou observé, à partir de ce profil, la dénivellation entre les têtes des profils nord et sud épi (PD et PF). Les résultats sont les suivants (tab. F-13) :

Mois	Dénivellation avec PD	Dénivellation avec PF
Octobre 89	1,55 m	1,34 m
Mars 90	plus bas	plus haut
Mai 90	1,42 m	1,19 m
Juillet 90	· 1,74 m	1,40 m
Août 90	1,36 m	1,10 m

Tableau F-13 : Mesures de dénivellation entre le début du profil PE et les têtes de profil de PD (nord épi) et de PF (sud épi)

Il apparaît donc, et ceci confirme les différences de dénivellation du sommet des gabions par rapport à la plage observées entre les flancs nord et sud de l'épi, que la plage immédiatement au nord de l'épi est plus basse que la plage sud. Cette dernière serait donc un lieu d'accumulation sédimentaire.

VI. SUD EPI DE DIOKOUL : PROFIL PF

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage aérienne a une largeur moyenne de 21,5 m et une pente moyenne de 0,0562. Elle a généralement une forme nettement convexe avec une haute plage étroite et de faible pente (0,0187 en moyenne), alors que l'estran est beaucoup plus pentu (0,0852 en moyenne). La zone de surf est plus étroite (13 m de largeur moyenne) et à forte pente (0,0717 en moyenne). La largeur et la pente de chacune des unités morphologiques varient peu, sauf la pente de la haute plage (tab. F-14). Les croissants de plage ont été rarement observés. Par contre, à deux reprises (mai et août 90), on a noté la présence d'un talus soit à la limite bas estran/zone de surf, soit dans la zone de déferlement (fig. F-18). De plus, en mai 90, il y avait, sur l'estran, de nombreux galets de roche volcanique et des coquilles.



Tableau F-14 : PF - Sud épi de Diokoul : Résultats morphologiques

	Haute	Haute plage Estran Plage aérienn		aérienne	Zone de surf		Forme et		
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	<u>L(m)</u>	Pente	remarques
Octobre 89	9	0,0444	13,9	0,046	22,9	0,0454	11,8	0,061	Rectiligne
Décembre 89	11,4	0,0105	19,5	0,079	30,9	0.0537	15,3	0,049	Convexe
Mars 90	11,2	0,0063	8,9	0,0842	20,1	0,0408	18	0,0706	Convexe FC
Mai 90	11,4	0,0026	9,8	0,1367	21,2	0,0646	9,5	0,0768	Conv,talus,TC
Juillet 90	8,3	0	9,5	0,0842	17,8	0.0657	17,1	0,0579	Conv/Conc
Août 90	6,8	0,0485	9	0,0811	15.8	0,0671	8	0,115	Rectil, talus
Movennes	9.7	0,0187	11.8	0.0852	21,5	0,0562	13,3	0.0717	
Ecart-type	2	0,023	4,2	0,029	5,3	0,0114	4,1	0,0234	
Coef.Var.	0,20	1,25	0.36	0,34	0,25	0,20	0,31	0,33	

$L(m) = Largeur \ en \ metres \ ; P = Pente \ (forme \ tang \ \beta) \ ;$ $TC = Tete \ de \ croissant \ ; FC = Flanc \ de \ croissant$

Les mouvements verticaux (tab. F-15, fig. F-19) sont essentiellement érosionnels, surtout entre octobre et décembre (-0,30 m par m linéaire de plage), mars et mai (-0,28 m par m linéaire de plage), mais aussi entre juillet et août (-0,20 m par m linéaire de plage). Entre décembre et mars, on a un très léger engraissement, mais restreint à l'estran (+ 0,06 m par m linéaire de plage). Enfin, de mai à juillet, on a érosion de l'estran et dépôt dans la zone de surf (-0,07 m par m linéaire de plage). On aboutit ainsi à un bilan très négatif (-0,79 m par m linéaire de plage), la zone de surf étant la plus érodée (- 1,13 m par m linéaire de plage).

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	- 0,18	- 0,30	- 0,26	- 0,36	0,30
Déc-Mar 90	0	+ 0,14	+ 0,09	- 0,03	+ 0,06
Mar-Mai 90	+ 0,03	- 0,24	- 0,10	- 0,63	- 0,28
Mai-Juil 90	- 0,11	- 0,28	- 0,19	+ 0,19	- 0,07
Juil-Aou 90	- 0,19	- 0,14	- 0,16	- 0,30	- 0,20
Cumuls	- 0,45	- 0,82	- 0,62 .	- 1,13	- 0,79

 Tableau
 F-15 : PF - Sud épi de Diokoul: Mouvements verticaux

 (en mètres par mètre linéaire de plage)



B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

En général, on n'observe pas de différenciation franche des sédiments selon les unités morphologiques. Par contre, il existe des différences nettes entre les sédiments de mai 90 et les autres. On peut ainsi distinguer (fig. F-20) :



Figure F-20 : PF - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

- les sédiments habituels qui sont des sables très fins à fins (110 μ m < Mz < 248 μ m : moyenne 181 μ m), très bien à moyennement classés (0,30 < σ < 0,96 :

moyenne 0,43) et à skewness variable (-0,21 < SK < +0,27). Ils sont en général unimodaux (mode variant entre 125 et 200 μ m) et transportés en suspension graduée, plus rarement en suspension uniforme ou saltation. Le pourcentage de carbonates est en général inférieur à 30%. Dans cet ensemble, les sables du bas estran et du déferlement sont en moyenne légèrement plus fins (moyenne : 164 μ m);

- les sédiments de mai 90 se distinguent nettement des précédents. Ils sont plus grossiers (200 μ m < Mz < 384 μ m : moyenne 263 μ m), moyennement à mal classés (0,58 < σ < 1,58 : moyenne 0,84) et à skewness très négatif (-0,67 < SK < -0,17 : moyenne -0,31). Ces sédiments sont tous bi- à trimodaux avec un mode principal à 200 ou 160 μ m et des modes secondaires très grossiers (1250 à 3150 μ m). Ils sont très carbonatés (37,33 à 71,33% de CaCO3 : 51,73% en moyenne) et sont transportés par saltation ou roulement.

Les variations granulométriques les plus marquées s'observent entre le mi-estran et le déferlement (tab. F-16), une bonne partie de la variation étant due aux sédiments particuliers observés en mai 90. Le fait remarquable dans l'évolution mensuelle est la très forte augmentation de la moyenne en mai alors que les minima s'observent en décembre 89 (tab. F-16, fig. F-21).



Figure F-21 : PF - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

							And in case of the local division of the loc
Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Jui190	Août90	Var.gr.
HP	176m	214	196	238	200	203	62
HE	179	178	191	247	213	190	69
ME	195	141	162	245	181	192	104
BE	1	110	165	384	191	191	274
Def	248	1	129	200	127	153	121

Tableau F-16 : Sud épi de Diokoul - Variations de la moyenne Mz (en µm) selon les mois et les unités morphologiques.

VII. CIMETIERE MUSULMAN DE DIOKOUL : PROFIL PG

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage aérienne est relativement étroite (21 m de largeur moyenne) et pentue (0,0596 en moyenne). La zone de surf est encore plus étroite (17 m en moyenne) et de pente moyenne plus faible (0,0497). La haute plage et l'estran sont très variables tant en largeur qu'en pente, alors que la zone de surf varie plus en largeur qu'en pente (tab. F-17). On a en général des profils de plage aérienne rectilignes (fig.F-22). Les croissants de plage ont été rarement observés. Enfin, en mai 90, on a pu noter la présence d'un talus de 30 cm environ à la base du bas estran.

Tableau F-17 : PG - Cimetière musulman de Diokoul : Résultats morphologiques $L(m) = Largeur en mètres ; P = Pente (forme tang <math>\beta$); TC = Tête de croissant : CC = Creux de croissant

	Haute plage		Es	Estran		Plage aérienne		dc surf	Forme et
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	remarques
Octobre 89	13	0,0231	4,4	0,0114	17,4	0.0259	22,2	0,0396	Rect/Conc CC
Décembre 89	13,7	0.0547	7,8	0.0641	21,5	0,0581	23,5	0,0494	Rectiligne
Mars 90	15,7	0,0567	9,2	0.0717	24,9	0,0622	8	0,0475	Rectiligne
Mai 90	8,5	0,0729	12,5	0,0704	21	0,0714	11,5	0,0696	Rect.talus,TC
Juillet 90	2,9	0,1069	17,2	0,0762	20,1	0,0806	19,3	0,0425	Rectiligne
Moyennes	10,8	0,0629	10,2	0,0588	21	0,0596	16,9	0.0497	
Ecart-type	5,1	0.0304	4,9	0,0267	2,7	0,0209	6.8	0,0119	
Coef.Var.	0,48	0,48	0,48	0,45	0,13	0,35"	0.40	0,24	





.

Ce profil est très érosionnel (cumul en juillet 90 de -1,08 m par m linéaire de plage), l'érosion étant de plus en plus forte au fur et à mesure qu'on passe de la haute plage à la zone de surf (tab. F-18, fig. F-23). On a deux périodes d'érosion très forte : octobre à décembre (-0,60 m par m linéaire de plage), puis mars à mai (-0,35 m par m linéaire de plage). De décembre 89 à mars 90, les mouvements d'érosion sont faibles et limités à la haute plage et à la zone de surf alors que, de mai à juillet, l'érosion sur la haute plage et l'estran semble avoir conduit à un dépôt dans la zone de surf.

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	- 0,17	- 0,46	- 0,25	- 0,83	- 0,60
Déc-Mar 90	- 0,05	0	- 0,03	- 0,06	- 0,04
Mar-Mai 90	- 0,23	- 0,45	- 0,30	- 0,51	- 0,35
Mai-Juil 90	- 0,12	- 0,17	- 0,15	+ 0,45	- 0,09
Cumuls	- 0,57	- 1,08	- 0,73	- 1,35	- 1,08

Tableau F-18 : PG - Cimetière musulman de Diokoul : Mouvements verticaux(en mètres par mètre linéaire de plage)

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Dans l'ensemble, on observe des sables très fins à fins (92 μ m < Mz < 206 μ m : moyenne 156 μ m), très bien à bien classés (0,29 < σ < 0,47 : moyenne 0,39) et à skewness variable (-0,19 < SK < +0,29) (fig. F-24). Ce sont en général des sédiments unimodaux (mode variant entre 80 et 200 μ m), transportés en suspension graduée à uniforme. Les carbonates sont en général inférieurs à 30%. Les sédiments du bas estran et du déferlement sont plus fins (92 μ m < Mz < 156 μ m : moyenne 124 μ m).

Cependant, en mai 90, apparaissent sur le bas estran et au déferlement des sédiments bimodaux (mode principal à 125 μ m et mode secondaire à 1250 ou 2000 μ m) qui sont des sables fins à grossiers (respectivement 624 et 143 μ m), très mal classés (respectivement 1,65 et 1,1) et à skewness variable mais important (respectivement -0,55 et +0,37). Ils sont transportés par roulement. Le pourcentage de carbonates est supérieur à 60%. En juillet 90, on retrouve aux mêmes endroits des sables très fins à fins (126 μ m < Mz < 156 μ m), bimodaux dont le mode principal est de 125 μ m. En octobre 89, on avait également dans cette même zone des sables très fins, bimodaux (mode principal à 125 ou 80 μ m).

۰,



Figure F-24 : PG - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Les zones qui évoluent le plus sont le mi- et le bas estran (tab. F-19). L'évolution mensuelle est marquée d'abord par la présence des sédiments grossiers sur le bas estran en mai 90. La moyenne Mz semble atteindre un minimum en décembre 89 (fig. F-25).

137

Tableau F-19 : Cimetière musulman de Diokoul - Variations de la moyenne Mz (en μm) selon les mois et les unités morphologiques.

Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Var.gr.
HP	177m	190	191	206	192	29
HE	166	148	173	158	177	29
ME	159	125	130	173	168	48
BE	1	92	127	624	156	532
Def	117		125	143	126	26



Figure F-25 : PG - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran

VIII. CIMETIERE CHRETIEN DE DIOKOUL : PH

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage aérienne est ici très étroite (12,4 m de largeur moyenne) et très pentue (0,1728 en moyenne). La zone de surf est légèrement plus large (19 m en moyenne) et de pente moins raide (0,0712 en moyenne). Ces différentes unités morphologiques ont des largeurs assez variables (tab. F-20). On note une diminution de la pente de la haute plage à la zone de surf, ce qui donne aux profils une allure concave (fig. F-26). On n'a pas observé de croissants de plage.



	Haute plage		Estran		Plage aérienne		Zone de surf		Forme et
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	remarques
Octobre 89	2	0,16	5,4	0,18	7,4	0,1746	16,5	0,0964	Rectiligne
Décembre 89	8,5	0,2176	11,8	0,1212	20,3	0,1591	19,1	0,0398	Concave
Mars 90	4,8	0,2604	3,8	0,1657	8,6	0,2209	16,6	0,0723	Concave
Mai 90	6,1	0,1869	9,5	0,1158	15,6	0,1346	12	0,0942	Concave
Juillet 90	1,2	0,3917	8,8	0,142	10	0,175	31	0,0532	Concave
Moyennes	4,5	0,2433	7,9	0,1449	12,4	0,1728	19	0,0712	
Ecart-type	3	0,091	3,2	0,028	5,4	0,0318	7.2	0,0249	
Coef.Var.	0,66	0,37	0,41	0,19	0,44	0.18	0,38	0,35	

Tableau F-20 : PH - Cimetière chrétien de Diokoul : Résultats morphologiques $L(m) = Largeur en mètres ; P = Pente (forme tang <math>\beta$)

Ce profil se caractérise d'abord par un cumul faiblement négatif (- 0,09 m par m linéaire de plage jusqu'en juillet 90). On observe en effet, après une période de forte érosion entre octobre et décembre 89 (- 0,49 m par m linéaire de plage), des mouvements d'engraissement d'importance décroissante jusqu'en mai 90. Puis, entre mai et juillet, il se produit un mouvement d'érosion de la plage aérienne et de dépôt sur la zone de surf (fig. F-27). On note que la haute plage est l'unité qui est particulièrement érodée (- 0,54 m par m linéaire de plage), alors que la zone de surf s'engraisse (+ 0,25 m par m linéaire de plage) (tab. F-21). Ceci suggérerait un transfert de sédiments entre la haute plage et la zone de surf.

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	- 0,28	- 0,42	- 0,37	- 0,53	- 0,49
Déc-Mar 90	- 0,12	+ 0,31	+ 0,15	+ 0,35	+ 0,19
Mar-Mai 90	+ 0,13	+ 0,23	+ 0,18	+ 0,13	+ 0,15
Mai-Juil 90	- 0,27	- 0,08	- 0,14	+ 0,30	+ 0,06
Cumuls	- 0,54	+ 0,04	- 0,18	+ 0,25	- 0,09

Tableau F-21 : PH - Cimetière chrétien de Diokoul : Mouvements verticaux(en mètres par mètre linéaire de plage)



B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

On distingue 5 grands ensembles sédimentaires (fig. F-28) :

- les sables de la haute plage (I) : ce sont en général des sables moyens (247 μ m < Mz < 323 μ m : moyenne 276 μ m), bien à moyennement classés (0,49 < σ < 0,71 : moyenne 0,60) et à skewness négatif (-0,14 < SK < -0,01 : moyenne -0,07). Ils sont transportés par saltation ou roulement et se distinguent par des pourcentages de carbonates importants (41,33 à 67,33 % : moyenne 57,4 %);



Figure F-28 : PH - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

- les sables de l'estran (II) : ce sont des sables très fins à fins

(119 μ m < Mz < 224 μ m : moyenne 178 μ m), très bien à bien classés (0,26 < σ < 0,43 : moyenne 0,33) et à skewness variable, mais en moyenne négatif (-0,13 < SK < +0,36). Ils sont en général unimodaux (mode variant entre 125 à 200 μ m) et transportés par suspension graduée, rarement par suspension uniforme. Ces sables sont moins carbonatés que ceux de la haute plage (14,67 à 52,67 % : moyenne 22,71 %). Il est à noter que les sables du bas estran ont souvent un skewness positif (-0,02 < SK < +0,36 : moyenne +0,12);

- les sables du déferiement et de - 2 m (III) : ce sont des sables très fins à fins (101 μ m < Mz < 195 μ m : moyenne 144 μ m), très bien à bien classés (0,29 < σ < 0,38 : moyenne 0,34) et à skewness variable (-0,27 < SK < +0,21). Ils sont unimodaux (mode variant entre 80 à 160 μ m) et transportés par suspension uniforme ou graduée ;

- les sables de la plage sous-marine (- 4 m à - 8 m) (IV) : ce sont des sables très fins (73 μ m < Mz < 93 μ m : moyenne 82 μ m), très bien classés (0,25 < σ < 0,34: moyenne 0,29) et à skewness en général positif (-0,13 < SK < +0,36). Ces sables sont unimodaux, le mode variant entre 63 et 80 μ m. Ils sont transportés en suspension uniforme ;

- des faluns qui se trouvent en général à - 6 m (V) : ils se distinguent par leur fort pourcentage en carbonates (23,66 à 60,67 % : moyenne 37,75 %) et le fait qu'ils soient bimodaux et transportés en suspension graduée. Ce sont des sables très fins à fins (88 μ m < Mz < 66 μ m : moyenne 125 μ m), moyennement bien à moyennement classés (0,57 < σ < 0,94 : moyenne 0,78) et à skewness variable, mais toujours extrême et en général négatif (-0,53 < SK < +0,44 : moyenne - 0,23);

- le sable trouvé en août 90 à - 8 m est particulier : c'est un sable moyen (359 μ m), très carbonaté (77,33 %), transporté par saltation, mais très bien classé (0,26) et à skewness positif (+0,08).

On remarque ici que, contrairement à ce qu'on a vu précédemment, c'est au niveau de la haute plage que les variations granulométriques sont les plus importantes (tab. F-22). A -6 et -8 m, les fortes variations observées sont liées à la présence ou non des faluns. Bien qu'il y ait des données manquantes, on note que du haut estran à -2 m, les sédiments les plus fins s'observent en décembre 89. De plus, on observe une augmentation continue de la moyenne entre décembre 89 et juillet ou août 90 (fig. F-29). Par contre, sur la haute plage, le minimum est enregistré en octobre 89 (tab. F-22).

Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Août90	Var.gr.
HP	247	259	323	274	250	1	76
HE	223	183	199	198	224	1	41
ME	1	145	167	177	187	1	42
BE	1	119	163	166	168	1	49
Def	195	1	148	138	157	1	57
-2m	1	101	124	142	139	150	49
-4m	1	81	81	93	81	83	12
-6m	1	166	115	129	88	73	93
-8m	1	76	86	81	87	359	283

Tableau F-22 : Cimetière chrétien de Diokoul - Variations de la moyenne Mz (en μm) selon les mois et les unités morphologiques.



Figure F-29 : PH - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m

IX. KEURI KAO : PROFIL PI

Pour ce profil qui se trouve au niveau du mur de protection de Keuri Souf-Keuri Kao, on ne dispose que des prélèvements sédimentologiques faits entre - 2 et - 8 m de profondeur. On distingue (fig. F-30) :

- les sédiments à - 2 m (I) qui sont des sables très fins à fins ($85 \mu m < Mz < 170 \mu m$: moyenne 130 μm), très bien à moyennement bien classés ($0.23 < \sigma < 0.61$: moyenne 0.42) et à skewness en général négatif (-0.18 < SK < +0.18). Ils sont unimodaux, le mode variant entre 80 et 125 μm . Ils sont transportés en suspension graduée, plus rarement uniforme ;

- les sédiments de - 4 à - 8 m (II) sont des sables très fins (78 μ m < Mz <

92 μ m : moyenne 82 μ m), très bien classés (0,22 < σ < 0,32 : moyenne 0,26) et à skewness en général positif (-0,02 < SK < +0,29 : moyenne +0,12). Ils sont unimodaux (en général 80 μ m, très rarement 63 μ m) et transportés en suspension uniforme.



Figure F-30 : PI - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Les seules variations granulométriques notables ont lieu à -2 m avec, pour la moyenne Mz, un minimum en décembre 89 et un maximum en mai 90 (tab. F-23, fig. F-31).

Tableau F-23 : Keuri Kao - Variations de la moyenne Mz (en μm) selon les mois et les unités morphologiques.

Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Jui190	Août90	Var.gr.
-2m	88	85	101 .	191	170	146	106
-4m	81	79	88	86	83	81	9
-6m	79	78	82	81	84	78	6
-8m	80	81	92	87	80	83	12



Figure F-31 : PI - Variations mensuelles de la moyenne Mz à - 2 m

X. BATA : PROFIL PJ

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage aérienne a une largeur moyenne de 24 m et une pente moyenne de 0,0802. La forte variabilité de la haute plage est due surtout à la disparition de celle-ci en août 90. La zone de surf est relativement étroite (10 m en moyenne) et très pentue (0,1135 en moyenne). C'est la zone qui est la plus variable tant en largeur qu'en pente (tab. F-24). Les profils de la plage aérienne sont souvent concaves (fig. F-32). A partir de juillet, un sol fossile affleure en haut de plage. Quant aux croissants de plage, ils sont presque toujours présents et quelquefois emboîtés, comme en décembre 89 et mai 90.



Tableau F-24 : PJ - Bata : Résultats morphologiques $L(m) = Largeur \ en \ mètres ; P = Pente (forme \ tang \ \beta) ; C = Croissant \ de \ plage ; TC = Tête \ de \ croissant ; FC = Flanc \ de \ croissant$

	Haute plage		Estran		Plage aérienne		Zone de surf		Forme et
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	remarques
Octobre 89	9	0,0811	10,1	0,0752	19,1	0,0775	3,8	0,1526	Concave C
Décembre 89	15,2	0,0803	12,6	0,0508	27,8	0,067	14,5	0,0855	Concave C
Mars 90	10,9	0,0725	20,4	0,0784	31,3	0,0764	5	0,13	Conc/Conv TC
Mai 90	11,5	0,0991	13,1	0,0588	24,6	0,0776	13,5	0,0681	Rect, mx 1., C
Juillet 90	6,1	0,123	21	0,0748	27.1	0,086	4,8	0,175	Conc/Conv
Août 90	1	1	14,5	0,0966	14,5	0,0966	16,4	0,0695	Conc/Rect FC
·. Moyennes	8,8	0,0912	15,3	0,0724	24,1	0,0802	9,7	0,1135	
Ecart-type	5,3	0,0203	4,5	0,0162	6,2	0,0099	5,7	0,0454	
Coef.Var.	0,60	0,22	0,29	0,22	0,26	0,12	0.59	0,40	

Presque tous les mouvements verticaux observés sont des mouvements compensatoires entre la plage aérienne et la zone de surf (tab. F-25; fig. F-33). Le cumul des mouvements verticaux est négatif (- 0,32 m par m linéaire de plage). On note cependant que l'érosion concerne essentiellement la plage aérienne (- 0,26 m par m linéaire de plage) alors que la zone de surf a un bilan positif (+ 0,15 m par m linéaire de plage).

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Oct-Déc 89	- 0,29	- 0,21	- 0,25	+ 0,22	- 0,20
Déc-Mar 90	+ 0,17	+ 0,05	+ 0,11	- 0,36	+ 0,01
Mar-Mai 90	- 0,06	- 0,23	- 0,18	+ 0,27	- 0,09
Mai-Juil 90	+ 0,01	+ 0,14	+ 0,07	- 0,26	- 0,02
Juil-Aou 90	- 0,09	- 0,07	- 0,01	+ 0,28	- 0,02
Cumuls	- 0,26	- 0,32	- 0,26	+ 0,15	- 0,32

Tableau F-25 : PJ - Bata : Mouvements verticaux(en mètres par mètre linéaire de plage)


B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

On distingue ici quatre grands ensembles (fig. F-34) :

- les sables de la haute plage au déferlement (I) : ce sont des sables fins à moyens ($202 \ \mu m < Mz < 395 \ \mu m$: moyenne 275 $\ \mu m$), bien à moyennement bien classés ($0,42 < \sigma < 0,67$: moyenne 0,52) et à skewness en général positif, rarement négatif (-0,17 < SK < +0,28: moyenne +0,10). Ces sables sont en général unimodaux (mode variant de 200 à 315 $\ \mu m$) bien que ceux de la haute plage soient souvent bimodaux. Ils sont transportés en général par saltation, plus rarement en suspension graduée ou par roulement;



Figure F-34 : PJ - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

- les sables à - 2 m (II) assurent en quelque sorte la transition entre les sables de la plage aérienne et ceux de la plage sous-marine. Ce sont des sables très fins (85 μ m < Mz < 166 μ m : moyenne 121 μ m), très bien à moyennement bien classés (0,19 < σ < 0,59 : moyenne 0,36) et à skewness voisin de zéro (-0,11 < SK < + 0,27). Ils sont en général unimodaux, le mode oscillant entre 80 et 160 μ m, et peu carbonatés. Ils sont transportés en suspension graduée ou uniforme ;

- les sables de la plage sous-marine de - 4 m à - 6 m (III) : ce sont des sables très fins à fins (76 μ m < Mz < 159 μ m : moyenne 88 μ m), très bien à bien classés (0,20 < σ < 0,50 : moyenne 0,31) et à skewness variable, mais à tendance positive (-0,33 < SK < +0,28). Ils sont peu carbonatés (6,33 à 33 % : moyenne 13,9 %) et transportés en général en suspension uniforme. Ce sont très souvent des sables unimodaux (mode variant de 63 à 125 μ m);

- les sables à - 8 m (IV) : ce sont des sables très fins à fins ($80 \mu m < Mz < 237 \mu m$: moyenne 146 μm), bien à moyennement classés ($0,40 < \sigma < 0,94$: moyenne 0,79) et à skewness variable, mais extrême et à tendance négative (-0,56 < SK < +0,50). Ces sables sont aussi très carbonatés (41,67 à 86 % : moyenne 49,8 %). Ils sont transportés en suspension graduée et ce sont en général des sédiments bimodaux.avec un mode principal fin (63 ou 80 μ m) et un deuxième mode plus grossier (200 ou 250 μ m).

Les zones qui présentent les plus grandes variations granulométriques sont le bas estran et la haute plage (tab. F-26). Les fortes variations observées à - 8 m sont liées à la présence ou non de faluns. Sur le bas estran, on note un minimum de la moyenne en décembre 89 et un maximum en juillet 90 (fig. F-35) alors qu'à - 2 m, on observe deux minima en décembre 89 et juillet 90, le maximum se situant en août 90.

Unités	Oct89	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Août90	Var.gr.
HP	255m	202	316	279	268	302	114
HE	298	216	314	242	266	266	98
ME	1	262	281	205	266	250	76
BE	287	215	247	356	395	293	180
Def	312	1	268	304	281	257	55
-2m	143	85	95	129	109	166	81
-4m	83	78	81	90	83	79	12
-6m	159	79	81	76	78	82	83
-8m	237	182	143	112	80	123	157

Tableau F-26 : Bata - Variations de la moyenne Mz (en μm)selon les mois et les unités morphologiques.



Figure F-35 : PJ - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m

XI. BARGNY : PROFIL PK

A. DONNEES MORPHOLOGIQUES

La plage aérienne a une largeur moyenne de 26 m et une pente moyenne de 0,0534. La zone de surf est étroite (11 m en moyenne) mais très pentue (0,0963 en moyenne). Les plus fortes variations s'observent sur la haute plage et la zone de surf (tab. F-27). Les profils de la plage aérienne sont en général convexes et les croissants de plage sont presque toujours présents (fig. F-36). On a noté en mai 90 la présence de minéraux lourds, de galets et de coquillages ainsi que de blocs de roches sur la plage aérienne.

	Haute plage		Estran Plage aérienne		Zone de surf		Forme et		
	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	L(m)	Pente	remarques
Décembre 89	15	0.0107	10,4	0,0599	25.2	0,0397	24,5	0.0531	Convexe
Mars 90	12,5	0,0264	18,7	0,0695	31,2	0,0529	3,3	0,1758	Convexe CC
Mai 90	11,6	0,0172	9,9	0,0525	21,5	0,0335	14	0,1121	Conv,mxl.,TC
Juillet 90	11,2	0,0134	17,5	0,0914	28,7	0.061	4,2	0,069	Conv/Conc TC
Août 90	1	. 1	21,3	0,0798	21,3	0,0798	10,5	0,0714	Rectiligne CC
Moyennes	10.1	0,0169	15,6	0,0706	25,6	0,0534	11,3	0,0963	
Ecart-type	5.7	0,0069	5,1	0,0156	4,4	0,0182	8,6	0,0495	
Cocf.Var.	0.57	0,41	0,33	0,22	0,17	0,34	0,76	0,51	

Tableau F-27 : PK - Bargny : Résultats morphologiques $L(m) = Largeur \ en \ mètres \ ; P = Pente \ (forme \ tang \ \beta) \ ;$ $TC = Tête \ de \ croissant \ ; CC = Creux \ de \ croissant$





Le bilan de cette plage, entre décembre 89 et août 90, est très négatif (- 0,72 m par m linéaire de plage), en particulier pour l'estran et la zone de surf (tab. F-28). En effet, à l'exception de la période mars-mai 90, tous les mouvements verticaux sont érosionnels (fig. F-37).

	Haute plage	Estran	Plage aérienne	Zone de surf	Moyennes
Déc-Mar 90	- 0,17	- 0,27	- 0,21	- 0,35	- 0,24
Mar-Mai 90	+ 0,08	+ 0,21	+ 0,17	1	+ 0,17
Mai-Juil 90	- 0,10	- 0,58	- 0,34	- 0,42	- 0,37
Juil-Aou 90	- 0,23	- 0,29	- 0,27	- 0,40	- 0,28
Cumuls	- 0,42	- 0,93	- 0,65	- 1,17	

Tableau F-28 : PK - Bargny : Mouvements verticaux (en mètres par mètre linéaire de plage)

B. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

On retrouve les mêmes grands ensembles qu'à Bata (à l'exception des faluns), à savoir (fig. F-38) :

- les sables de la haute plage au déferlement (I) : ce sont des sables fins à moyens (184 μ m < Mz < 346 μ m : moyenne 258 μ m), bien à moyennement classés (0,38 < σ < 0,74 : moyenne 0,52), à skewness à tendance positive (-0,12 < SK < +0,27). Ces sables sont en général unimodaux (mode variant de 125 à 315 μ m). Ils sont transportés surtout par saltation, parfois en suspension graduée. Il est à noter que les sédiments du bas estran se distinguent par des moyennes plus fortes (216 μ m < Mz < 346 μ m : moyenne 280 μ m) et un plus mauvais classement (0,48 < σ < 0,74 : moyenne 0,55) ;

- les sables à - 2 m (II) sont des sables très fins à fins (93 μ m < Mz < 166 μ m : moyenne 123 μ m), très bien à moyennement bien classés (0,33 < σ < 0,61 : moyenne 0,44) et à skewness en général négatif (-0,39 < SK < +0,05). Ils sont transportés en suspension graduée ou uniforme. Rarement bimodaux, leur mode varie entre 80 et 200 μ m;

- les sables de la plage sous-marine de - 4 à - 8 m (III) : ce sont des sables très fins (74 μ m < Mz < 95 μ m : moyenne 86 μ m), très bien classés (0,20 < σ < 0,31 : moyenne 0,26) et à skewness variable, mais à tendance positive (-0,06 < SK < +0,28). Ces sables sont transportés en suspension uniforme. Ils sont uni- ou bimodaux, le mode principal étant de 80 μ m.



Figure F-38 : PK - Diagrammes de dispersion des indices granulométriques en fonction des unités morphologiques

Les plus fortes variations granulométriques s'observent sur le bas estran et au niveau du déferlement (tab. F-29). Mais les courbes de variations bimensuelles des indices granulométriques et de Mz en particulier varient selon les unités morphologiques.

Sur le bas estran, on enregistre un minimum en mars 90 et un maximum en juillet 90 alors qu'au niveau du déferlement, le minimum se situe en juillet 90 (fig. F-39).

Unités	Déc89	Mars90	Mai90	Juil90	Août90	Var.gr.
HP	266m	283	270	266	232	51
HE	254	295	184	229	210	111
ME	248	205	257	293	245	88
BE	285	216	285	346	266	130
Def	1	269	229	346	213	133
-2m	93	117	166	102	135	73
-4m	84	95	89	83	84	12
-6m	91	88	91	82	88	9
-8m	78	81	82	74	81	8

Tableau F-29 : Bargny - Variations de la moyenne Mz (en µm) selon les mois et les unités morphologiques.



Figure F-39 : PK - Variations mensuelles de la moyenne Mz sur le bas estran et à - 2 m

157



Mots-clés Atlantique, Sénégal, Érosion côtière, Niveau marin, Recul littoral

497-



209-213, rue La Fayette 75480 Paris cedex 10 ISSN : 0767-922X ISBN : 2-7099-1345-3 Diffusion : 32, avenue Henri Varagnat 93143 Bondy cedex

~

ļ