n° d'ordre 188

THESE

présentée à

SECTION SECTION

DE

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE FLANDRES-ARTOIS

pour obtenir le titre de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE en OCEANOLOGIE

par

Stéphane DEWEZ

SEDIMENTATION ET DYNAMIQUE EN MANCHE ORIENTALE (DE LA BAIE D'AUTHIE AU CAP D'ALPRECH).



Soutenue le 21 Janvier 1988 devant la commission d'examen.

Examplaire

Président

Rapporteurs

L.R.LAFOND A.RICHARD

H.CHAMLEY

après avis du jury

Examinateurs

J.P.AUFFRET C.AUGRIS C.BECK M.LE GOUIC Je commence à écrire ces quelques lignes en janvier 1987, environ un an avant l'achèvement de cette thèse. Il est un peu tôt pour rédiger un avant-propos, mais avant d'aborder la dernière ligne droite à la fois si longue et si courte, je suis en train de franchir un cap aussi dévastateur que le Gris-Nez par force 10/ Depuis peu, ce naufrageur est derrière moi, et rien ne me semble plus important que de dire mon immense reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé à me remettre à flot. Si j'accorde dès aujourd'hui, ces premières lignes à tous ceux, qui directement ou indirectement, quelquefois par le simple fait d'exister, m'ont apporté leur soutien, c'est parce que la mémoire est ingrate et que dans l'euphorie d'une fin de thèse, elle a tendance à oublier les moments les plus pénibles.

Nous sommes à présent en janvier 1988 et une année s'est effectivement écoulée, durant laquelle j'ai pû bénéficier du soutien et des conseils de chacun pour terminer mes recherches et me consacrer à la rédaction.

Ma reconnaissance s'adresse tout particulièrement à Monsieur Hervé CHAMLEY, Professeur à l'Université de Lille Flandres-Artois, pour la motivation et l'optimisme qu'il sait si bien partager avec tous ceux qui l'entourent. J'ai pû apprécier durant mes trois années de troisième cycle ses exceptionnelles qualités de chercheur et d'homme. Je le remercie très sincèrement d'avoir dirigé mes recherches avec autant de sérieux et de rigueur, que ce soit à Lille ou depuis Rhode Island (USA).

Monsieur Louis-Robert LAFOND, Professeur à l'Université d'Orsay Paris-Sud a dès le départ manifesté beaucoup d'intérêt pour les travaux entrepris par notre jeune équipe "littoraliste", en nous apportant ses précieuses connaissances. Il a accepté fort aimablement d'être rapporteur de cette thèse et j'ai ainsi pû bénéficier de ses dernières suggestions et recommandations qu'il m'a adressées avec beaucoup d'humour.

Monsieur Alain RICHARD est Professeur de biologie marine à l'Université de Lille Flandres-Artois mais aussi moniteur fédéral de plongée. Il a pû ainsi me faire partager sa connaissance du milieu naturel avec une compétence, un sérieux et une disponibilité de tous les instants, et me faire accéder à une passion d'enfance. Je suis très honnoré de la sympathie qu'il m'a vite témoignée et lui suis très reconnaissant d'avoir accepté de produire un rapport sur mes travaux.

Ma gratitude va également à Monsieur Christian BECK, Maître de Conférences à l'Université de Lille Flandres-Artois, qui a accepté, malgré ses nombreuses autres tâches, de diriger mes recherches en accord avec Monsieur CHAMLEY. Les nombreuses discussions m'ont été d'un apport précieux. Je reconnais ne pas toujours avoir répondu favorablement aux différentes approches d'études qu'il m'a suggérées, mais suis conscient de l'intérêt qu'il y aurait à explorer de nouvelles voies...avec un peu plus de temps. Je le remercie du soutien et de l'amitié, qu'il m'a apportés.

Ce jury serait incomplet sans la participation de Monsieur Jean-Paul AUFFRET, maître-assistant à l'Université de Caen et l'un des tous meilleurs spécialistes de la géologie et de la dynamique sédimentaire de la Manche. Il a eu le mérite d'accepter une collaboration avec notre équipe et de nous faire profiter de l'avancement de certains de ses travaux. Je suis très honnoré de cette marque de confiance qu'il nous a accordée et de sa participation à ce jury. Monsieur Claude AUGRIS, Ingénieur au centre de Brest de l'IFREMER ne saurait être oublié dans cet avant-propos, tant il a participé activement à la réussite des travaux de notre équipe. Son concours nous a été des plus précieux dans l'organisation et la préparation des missions à la mer, ainsi que par la qualité et la richesse des divers équipements, matériels et documents qu'il a mis à notre disposition. Les rencontres et les entretiens téléphoniques se sont multipliés au cours de ces deux années, et j'ai toujours pu apprécier ses qualités de scientifique, d'homme de dialogue... et de "fonceur"/ Son esprit d'initiative a souvent constitué un fil conducteur de nos travaux.

Monsieur Michel LE GOUIC, Ingénieur Principal de l'Armement, est notre principal interlocuteur à l'EPSHOM de Brest, dont les portes nous ont été ouvertes par Monsieur l'Ingénieur Général de l'Armement BOURGOIN, Directeur du SHOM à Paris. Monsieur LE GOUIC a ainsi guidé nos recherches à Brest en facilitant notre accès aux imposantes archives du Service Hydrographique. L'intérêt qu'il a témoigné à nos travaux cartographiques nous encourage et nous honore. Je le remercie très vivement d'avoir accepté le rôle d'examinateur de mes travaux.

Cet avant-propos est aussi l'occasion d'exprimer ma gratitude envers les deux organismes qui ont assuré le financement de mes recherches: l'IFREMER et le Conseil Régional Nord Pas-de-Calais.

J'ai une dette particulière envers Monsieur Pierre Debrabant, Professeur à l'USTLFA, qui m'a apporté ses conseils et son solide soutien dans les moments les plus difficiles.

Monsieur Jean Sommé, Professeur à l'USTLFA m'a fait part de ses critiques très constructives et de ses suggestions au cours de la rédaction du chapitre "Histoire Quaternaire". Qu'il en soit chaleureusement remercié.

Ces remerciements s'adressent également:

- à Monsieur A. Cressard, qui fut avec Monsieur Claude Augris, le principal interlocuteur dès le départ de notre collaboration avec IFREMER.

- aux équipages des N/O Sepia II et Pluteus II pour leur compétence et leur disponibilité, ainsi qu'aux responsables de la planification des missions.

- à Ingrid, Marie-Andrée et Dominique, chercheurs de la Station marine de Wimereux, qui ont prêté leur concours amical lors des reconnaissances en plongée, ainsi qu'à certains plongeurs du Club Sous-Marin de la Côte d'Opale.

- à Monsieur le Professeur L. Cabioch de la Station de Roscoff et à Monsieur R. Glaçon de la Station de Wimereux pour le prêt de leurs documents.

- à Dominique Guillou de Roscoff, Yvon Jaouen, Jean-Luc Lephilippe et Christian Prudhomme, techniciens de la société Genavir, qui ont permis par leur compétence et leur concours sympathique, une utilisation optimale des systèmes de caméra vidéo et de positionnement Sylédis, et du sonar latéral.

- à Monsieur Bruno Gelleréau et ses collaborateurs du bureau Etudes et Cartographie pour leur patience et la qualité de la carte qu'ils ont dessinée.

- à Monsieur Jean Didon, Maître de Conférences à l'USTLFA, pour m'avoir incité dès mon D.E.A. à me servir de l'outil informatique.

A l'U.F.R. des Sciences de la Terre, à Lille, certaines personnes ont permis d'alléger mes travaux de recherche des contraintes matérielles et techniques qui s'y rapportent. Je veux parler de Mesdames F. DUJARDIN pour la frappe de nombreux rapports, qu'elle a assurée avec la rapidité et la gentillesse qu'on lui connaît, M. BOCQUET pour certains croquis et représentations graphiques, A. BREBION pour le tirage offset, ainsi que Messieurs R. BALLENGHIEN pour la reliure et J. CARPENTIER qui a su associer à la qualité de ses travaux photographiques, son humour subtil et son soutien amical. Que Assia et Enayat trouvent également ici l'expression de ma gratitude pour leurs travaux de vacations.

Au cours de ces trois années de recherche au laboratoire, j'ai été sensible à la sympathie et à l'amitié que m'ont témoignées mes nombreux collègues, ainsi qu'à leur esprit d'équipe. J'associe ici (dans le désordre) Yves Despeyroux pour son aide généreuse et précieuse, ainsi que Patricia, Philippe Recourt pour son savoir technique et sa grande disponibilité, Jean-François Deconinck, Thierry Holtzapffel, Hervé Coulon, Janine Foulon, Christine et Philippe, Sophie, Armelle, Irfan, Amar, Mohammed, Bernard, Hubert, Xavier dont les qualités de dessinateur et d'humoriste apparaîtront dans ce mémoire, Lahcen qui m'a rappelé comment calculer une intégrale (/), puis François Guillot qui m'a apporté sans réserve son concours de "matheux éclairé" lorsque je me perdais dans les calculs, ainsi que Hervé, Lucky et Marco, compagnons lointains, Geneviève, Jean-Paul et beaucoup d'autres, qui ne m'en voudront pas d'involontairement les oublier.

J'ai souvent parlé dans ces quelques pages de "notre équipe", J'ai le sentiment qu'avec Philippe Clabaut et Olivier Vicaire, la complémentarité de nos caractères et de nos points de vue nous a permis d'accomplir effectivement un véritable travail d'équipe dont chacun a pû tirer profit. Je leur exprime ma sincère gratitude pour l'amitié qu'ils m'ont accordée, ainsi qu'à Anne Bouquillon pour son soutien de tous les instants.

Je serais bien ingrat si j'oubliais ici Joseph Patouillard, dont les conseils et l'amitié m'ont été si bénéfiques au long de mes études à Lille. Il m'a de plus consacré de nombreuses semaines pour m'aider à la réalisation de programmes informatiques de traitement des données. Qu'il trouve ici l'expression de ma vive reconnaissance et qu'il la partage avec Armelle pour les nombreux jolis dessins, qu'elle m'a envoyés.

Je dédie enfin ce mémoire à mes parents pour leur soutien si précieux, et à qui les premières lignes s'adressent plus particulièrement.

TABLE DES MATIERES

Avant-propos	
Täble des matières	, 1
Résumé - Abstract	9
Introduction	11
CHAPITRE I- CADRE D'ETUDE	13
A- CADRE GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE D'ENSEMBLE	13
1-Localisation	13
2≅ Morphologie d'ensemble	14
B- LE CONTEXTE GEOLOGIQUE	17
1- Structure et évolution déplogique acté-quaternaire	
deslasManche:	7
1-1 (a Manches orcidentale et centrale	B
1-2"La Manchesorientale	9
1-2-1 ['Anticlinorium Weald-Artois	9
1-2-2 LesBässing de Dieppe	21
At Higheles Acchemister de la Marcha	
27 HISTOIFE WULLEFAILE OF LA MANCHELLELLELLELLELLELLELLELLELLE	2Z
2 201 UNFONDIOGIE: des evenements	
2-2 Le reseau des paleovallees	23
2-3 Lastransgressions flandrienne	26
2-4 La formation des corps sableux	29
2-4-1 Les bancs de sable	29
2#4+2 Les vagues de sable:	50
3- Conclusions	51
C- LE CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE.	52
1- La marée	52
1-1 Rappels	52
1-2.La marée en Manche orientale	54
2- La marée	54
2-1 Phases de courant	ξĂ.
2-2 Cerectéristiques des courants de marée	~~
de curfare dance la zone d'étude	37
2-3 Variations des courants de marée dans la tranche d'eau	59
3- Les vents et la houle	41
3-1 Répartition des vents	11
3-2 La houle	¥2
4- Résumé	15

	CHAPITRE II- METHODES47
<u>A-</u>	METHODES UTILISEES EN MER
	1- Etude de l'interface eau-sédiment
	1-1 Le sonar lateral
	1-1-2 Description de l'équipement utilisé
	1-1-3 Pouvoir de résolution du sonar
	1-1-4 Equipements associés
	1-1-4-1 Le positionnement
	1-1-4-2 Le sondage bathymétrique
	1-1-5 Mode de formation et description d'un sonogramme
	1-1-6 Limites ou systeme
	1-7 Observations par raméra vidén
	1-3 Observations et orélèvements en plongée
	1-4 Prélèvements de sédiments à la benne
	1-5 Mesures de courant60
	1-6 Résumé
	2- Etude de la succession verticale des sédiments
	2-1 La sismique réflexion
	2-2 Le vibrocarottage64
B-	ANALYSES DE LABORATOIRE ET TRAITEMENT DES DONNEES
	1- Etude des carottes
	2- Analyses sédimentologiques
	3- Traitement des données
C -	DEPOUILLEMENT DES DONNEES SONAR

CHAPITRE III- MORPHOLOGIE

	DES CORPS SABLEUX
1-	CARACTERISTIQUES GENERALES DES PRINCIPALES STRUCTURES SABLEUSES70
	1- Les structures perpendiculaires aux courants
	1-1 Les rides (ripples)70
	1-1-1 Caractéristiques générales
	1-1-2 Facteur contrôlant la morphologie
	1-1-3 Restriction granulométrique
	1-2 Les méparides (megaripples)
	1-2-1 Caractéristiques générales
	1-2-2 Rannorts caractéristiques
	1-2-3 Restriction graphlométrique
	1-3 Les vaoues de seble (sendwaves).
	1-3 Les vagues de sable (sandrates/ittrittitititititititititititititititit
	1-3-1 Laracteristiques generales
	1-3-2 Formes secondares
	1-3-3 Restriction granulometrique
	1-3-4 Répartition géographique//
	1-4 Terminologie

	3- Autres struc 3-1 Les ruban 3-2 Les tache	tures sabl s (sand ri s (sand pa	euses bbons) itches)			
B-	PRINCIPALES UNITE	S MORPHOLO	GIQUES DU	SECTEUR I	YETUDE	83
	1- Les bancs 1-1 Caractéri 1-2 Structure 1-2-1 Les v 1-2-2 Les m	stiques gé s associée agues de s égarides	nérales S			
	2- Les champs d 2-1 Le champ 2-1-1 Carac 2-1-2 Orien 2-1-3 Struc 2-2 Le champ 2-2-1 Carac 2-2-2 Orien 2-2-3 Struc 2-3 Le champ 2-3-1 Carac 2-3-2 Orien 2-3-2 Orien 2-3-3 Obser 2-4 Résumé 3- Le talus lit 4- Les interban 4-1 Les ruban	e vagues d Nord téristique tation et tures asso Sud téristique tation et tures asso côtier téristique tation et vations de toral s et les t	e sable. s générale morpholog: ciées s générale morpholog: détail. détail.	es ie des vac ie des vac ie des vac	ues de sal	91 92 92 92 92 94 98 99 99 99 99 99 99 100 102 102 104 104 104 105 108 109 109 109
<u>C-</u>	4-2 Les fosse CONCLUSIONS	S. <i>.</i>				
	CHAPITRE	E IV-	NATU	RE DE	s sei	IMENTS
	SUPERFIC	CIELS.				
A -	RESULTATS D'ETUDE	S ANTERIEL	IRES			
B-	LA COUVERTURE SED	IMENTAIRE.				
	1- Conditions d 1-1 Plongées. 1-2 Prélèveme	e prélèven nts à la b	ent		• • • • • • • • • •	
	2- Caractéristi	ques génér	ales des :	sédiments.		
	3- L'ensemble B 3-1 Types de 3-2 Les bancs 3-2-1 Obser 3-2-1-1 S 3-2-1-2 S 3-2-2 Carac et du 3-2-2-1 L	assure de sédiments. vations en édiments d édiment du téristique Battur a Bassure	Baas-côte plongée s u pied de sommet de s générale de Baas	sur la Bas banc e banc es de la E	sure de Ba Passure de	122 123 128 128 128 128 128 128 132 Baas 134 134

3-3 Les interbancs
3-3-1 Observations en plongée sur l'interbanc
Bassure de Baas - frange littorale
3-3-2 Les interbancs de la Bassure de Baas et du Battur138
3-4 Entre les isobathes 10 et 20 m
3-4-1 Observations en plongée sur le champ côtier
3-4-1-1 Sédiments d'une vaque de sable
3-4-1-2 Sédiment d'un creux de vaque de sable
3-4-2 Caractères généraux des sédiments du secteur côtier144
3-5 Le talus littoral
3-6 Résumé
4- Le secteur nord-occidental
4-1 Types de sédiments148
4-2 Le champ Nord
4-2-1 Observations en plongée
4-2-2 Caractéristiques générales des sédiments
4-3 Les interbancs
4-4 Le Vergover
4-5 Les fosses F2 et F3
5- Autres domaines sédimentaires
5-1 L'interbanc champs du large-Bassure de Baas156
5-2 Le champ Sud
5-3 La fosse F1
C- CONCLUSIONS
1- Méthodologie157
2- Répartition des sédiments
CHAPITRE V- DYNAMIQUE

	SEDIMENTAIRE
} _	COURANTOMETRIE
	1- La partie nord du champ Nord165
	1-1 Mesures effectuées dans le cadre de l'étude
	1-1-2 Cycle Br1
	1-2 Mesures effectuées par le S.H.O.M
	2- La bordure nord-est du Vergoyer
	2-1 Cycles IDSH 918 et 922168
	2-2 Cycle IDSH 930170
	2-3 Cycle IDSH 20079171
	3- La zone côtière
	3-1 Mesures effectuées dans le cadre de l'étude
	3-1-1 Cycle Aa2172
	3-1-2 Cycle Aa3
	3-2 Mesures effectuées par le S.H.O.M
	3-2-1 Cycle IDSH 855174
	3-2-2 Cycle IDSH 928174
	3-2-3 Cycle IDSH 920175
	4 Résumé

f

	5	
B- MO	RPHOLOGIE DES CORPS SABLEUX-CONSEQUENCES DYNA	MIQUES178
	1- Low honor	170
	1-1 l'encemble des hance de la mer du Nord.	178
en e	1-2 Les bancs du secteur d'étude	
	1-2-1 Le Vergoyer	
	1-2-2 La Bassure de Baas	
	1-2-3 Le Battur	
	2- Les vagues de sable	
	2^{-1} Generalites	
	2-2-1 Orientation des vaques de sable	
	2-2-2 Polarité des vaques de sable	
	• Ménundukan	
	J- Megarldes	105
	3-2 Perturbations locales de l'orientation	cénérale
	des mégarides	
	3-2-1 Cas des courants rotationnels	
	3-2-2 Perturbations au voisinage des crêt	es de ridins186
	3-3 Polarité des mégarides	
	3-3-1 Etudes anterleures	100
	3-3-2-1 Faibles coefficient de marée	
	3-3-2-2 Coefficients de marée supérieur	s à 60
•	3-3-2-3 Cas particulier:les champs de v	agues de sable191
4	4- Les rides	
	CURRENN-CONFRONTATION DES DONNEES COURANTO O	GTOUES
ET	MORPHOLOGIQUES	
	1- Les bancs	
	1-1 Le Vergoyer	
	1-2 La Bassure de Baas	
	2- Les structures transverses aux courants	
·	2-1 Orientations générales	
	2-2 Orientations particulières	
		
D- RAI	PPELS DES LOIS HYDRODYNAMIQUES	
÷.,	1- Les variations de la vitesse près du fond	100
	The variations de la vitesse pres du fond.	***************************************
	2- Transports sédimentaires	
•	3- Vitesse critique de mise en mouvement	
	A Turner to a supremier	004
	4- Transport en suspension	
ļ	5- Action des houles sur le transport de sédi	ments
E- DEI	PLACEMENTS SEDIMENTAIRES DANS LA ZONE D'ETUDE	
	ter til hannan da gementer starssetter i ter som	
:	IT VITESSES DE COURANTS NECESSAIRES à l'inver de polarité des mécarides	510N 204
	de putarite des megaritoestititititititi	
	2- Volume déplacé au cours de l'inversion	
	de polarité des mégarides	

3- Calibrage de l'équation de Bagnold	} .
4- Prévision des transports sédimentaires	k 1
F- MOBILITE DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES	i.
1- Mobilité des mégarides214	÷ ·
2- Mobilité des vagues de sable	i i
2-2 L'étude de Langhorne216 2-3 Résultats relatifs au secteur d'étude) } ?
2-3-2 Les vagues de sable du champ Nord	, ,
<u>G- CONCLUSIONS</u>	•
1- Dynamique des corps sédimentaires	
2- Prévision des transits sédimentaires dans la zone d'étude222	2
CHAPITRE VI - HISTOIRE QUATERNAIR	E
DE LA ZONE D'ETUDE225	j
A- ASPECTS MORPHOLOGIQUES	5
1- Tracé des paléovallées fluviatiles. Histoire pléistocène225	5
1-1 La Somme) E
1-2 L'Authle	2
2- Mise en place des corps sableux. Histoire holocène	3
2-1 Les Dancs	2
2-1-1 (ravaux relatits a la mer du Nord	2 2
2-1-2 Le secteur o etude	' ጎ
2-1-3 cas pertituiter du vergoyer	i
2-2 Les champs de vagues de sabrettinnent de Nord.	•
2-2-7 le certeur d'étude	2
PE APPORTS DES DONNEES DE SISMIQUE REELEVION ET DE CAROTTAGE	- र -
1- Apports de la sismique-réflexion	3
2- Annorts des carottes	5
2-1 Les fosses F2 et F3	5
2-1-1 La carotte C5236	5
2-1-2 La carotte C18)
2-2 Les domaines de terrasses	5
2-2-1 Les carottes C7 et C15) (
2-2-2 La carotte C8241	i
2-2-3 La carotte C19241	1
2-3 La couverture des sédiments superficiels marins242	2
2-3-1 La carotte C3242	2
2-3-2 La carotte C4242	2
2-3-3 La carotte C16243	٢
C- CONCLUSION - TENTATIVE DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE244	4

CONCLUSIONS GENERALES
1- Contexte et objectifs de l'étude248
2- Matériels d'étude248
3- Cadre d'étude
 4- Principaux résultats
5- Bilan et perspectives254
BIBLIOGRAPHIE
LISTE DES FIGURES
LISTE DES TABLEAUX

PLANCHES PHOTOS

ANNEXES



RESUME.- Les recherches effectuées s'inscrivent dans une convention Région-IFREMER relative au domaine côtier du Nord - Pas-de-Calais, associant chimistes, biologistes et sédimentologues. Situé en Manche Orientale, le secteur analysé s'étend, sur le littoral, de la Baie d'Authie au Cap d'Alprech et se prolonge vers le large jusqu'au rail de navigation. Le régime hydrodynamique y est dominé par l'action des courants de marée, qui se renforcent du Sud vers le Nord et atteignent 3 noeuds. Le flot plus intense que le jusant, entraîne une dérive générale de la masse d'eau dirigée vers le Nord et accentuée par les houles et les vents.

L'étude de la couverture sédimentaire superficielle et de ses relations avec les facteurs hydrodynamiques a été abordée au moyen des techniques suivantes : sonar latéral, bathymétrie, prospection par caméra vidéo et en plongée, prélèvements de sédiments, courantométrie. La morphologie des fonds est marquée par la présence de grands bancs sableux (le Vergoyer, la Bassure de Baas et le Battur) allongés sur plusieurs dizaines de kilomètres, parallèlement aux courants de marée. Leur surface est couverte de vagues de sable transverses. Celles-ci s'associent également sous la forme de 3 champs de "ridins". Bancs et vagues de sable sont festonnés de mégarides, structures transverses de second ordre. Ces différents corps sableux sont constitués de sables moyens ou grossiers, parfois enrichis en débris coquilliers, et reposent sur un substrat de cailloutis de galets de silex. La complémentarité des techniques d'études permet une cartographie précise des corps sédimentaires, où sont identifiées des variations granulométriques et lithologiques, aussi bien à l'échelle du banc qu'à celle de la mégaride.

Par opposition à la Bassure de Baas et au Battur, les deux flancs du Vergoyer sont soumis préférentiellement à l'action d'une des deux phases de courant : le flot ou le jusant. La dynamique de ce banc s'apparente à celle des principaux bancs de Mer du Nord. La Bassure de Baas et le Battur se comportent comme des édifices où transitent les sédiments superficiels. Contrairement aux vagues de sable, peu mobiles, les mégarides se déplacent en fonction de l'intensité des courants. L'orientation et la morphologie de ces différentes structures montrent, en accord avec les mesures de courants, que la résultante des transits sédimentaires est dirigée vers le Nord. Une valeur moyenne de 250 T/m par an a été calculée.

Les bancs et les vagues de sable sont d'origine flandrienne, ils ont commencé leur mise en place entre 9 000 et 7 000 B.P. Leur surface correspond à un modelé actuel de la couverture de sables beiges, d'origine plus récente.

<u>Mots-clés</u> : Manche Orientale, sonar latéral, courants de marée, corps sableux, cartographie morpho-sédimentaire, dynamique sédimentaire, Flandrien.

ABSTRACT.- The investigations were carried out as part of a cooperation program sponsored by the I.F.R.E.M.E.R. and the North - Pas-de-Calais Council, and concerning the whole Nord - Pas-de-Calais coastal area ; this program includes chemists, biologists and sedimentologists. The study area is located in the northeastern part of the English Channel and covers 800 km^2 . It extends from Baie d'Authie in the South to Cap d'Alprech in the North, and from the french coastline to the navigation track. Hydrodynamic conditions are dominated by strong tidal currents which may reach 3 knots. Flood, which is stronger than ebb and reinforced by waves and winds, produces a general northward drift of water.

Using complementary techniques, a study has been performed on the surficial sediments and their relations with hydrodynamic conditions. Techniques include : side scan sonar, bathymetrical mapping, diving prospection and video filming, sediment sampling and current measurements. Sea-floor morphology is dominated by large elongated sand banks (Vergoyer, Bassure de Baas and Battur) of several tens of km's long and oriented parallel to tidal currents. They are covered with transverse sand waves. These may as well be associated within 3 "ridins" fields too. Sand banks and sand waves are covered with second-order, transverse megaripples. All these bedforms lie on a substrate of flint pebbles and are composed of medium and coarse sands which are sometimes enriched in shelly debris. The use of complementary techniques enabled us to accurately map the bedforms, where grain-size and lithologic variations are identified, as well on scale of bank's as on the scale of megaripple.

In contrast with Bassure de Baas and Battur, the two flanks of Vergoyer are preferentially shaped by the action of either flood or ebb. Dynamics of this bank are similar to that of the North Sea's major banks. Bassure de Baas and Battur behave like accumulations where surficial sediments pass by. Unlike sand waves, which are not very mobile, megaripples move according to the strength of currents. Orientation and morphology of these different bedforms show that resulting sediment movement is directed to the North. They move close to 245 T/m per year.

The sand banks as well as the sand waves are of flandrian age. They appeared between 9 000 and 7 000 B.P. Their surface is considered to originate from modelling by currents, of the beige sands cover, in more recent times.

<u>Key-words</u>: Eastern English Channel, side scan sonar, tidal currents, bedforms, morpho-sedimentary mapping, sedimentary dynamics, Flandrian.



Le 30 mai 1983, une convention quinquennale de coopération en matière de recherche et de développement sur l'environnement littoral et sous-marin était signée entre l'IFREMER et la Région Nord Pas-de-Calais. Le présent travail s'inscrit dans ce programme interdisciplinaire regroupant notamment des chimistes, des biologistes et des sédimentologues. Il a pour cadre un secteur d'étude, compris, sur le littoral, entre la Baie d'Authie et le Cap d'Alprech, et qui s'étend vers le large jusqu'au rail de navigation hauturière. Il est consacré à l'étude de la sédimentation et de la dynamique d'une portion de mer épicontinentale soumise à l'action prépondérante des courants de marée. Ce type de milieu très caractéristique (tide dominated shelf) est très étudié par les auteurs anglo-saxons, depuis une vingtaine d'années, grâce à l'avènement du sonar latéral.

Les recherches ont débuté en octobre 1985 en étroite collaboration avec P. CLABAUT, dont la zone de travail, située immédiatement au Nord, s'étend du Cap d'Alprech au Cap Blanc-Nez (cf. fig. I-1), et dans le prolongement d'une étude effectuée en 1984-85 sur l'impact sédimentaire des rejets de dragages au large du port de Boulogne-sur-Mer (DEWEZ, 1985).

Les campagnes menées entre 1983 et 1985 par IFREMER dans le de pour l'exploitation de granulats marins cadre prospections (missions, GRANOR) ont fourni plusieurs centaines de kilomètres de profils sonar et de sismique-réflexion, ainsi que des carottes. Ces données ont été mises à notre disposition afin de les dépouiller. Dans les deux années qui suivirent, nous avons mis en oeuvre une dizaine de missions en mer afin de compléter ces résultats. Le sonar latéral a nouvelle fois, ainsi que d'autres techniques été utilisé une complémentaires: sondage bathymétrique, prospection par caméra vidéo et en plongée, prélèvements sédimentaires à la benne et en plongée, et courantométrie. A partir de ces données, nos objectifs étaient les suivants: établir une cartographie morpho-sédimentaire de la zone d'étude, définir les relations entre l'hydrodynamisme marin et la dynamique des corps sableux et retracer l'évolution quaternaire du secteur, en particulier à l'Holocène.

Un jalon de ces recherches a consisté, en avril 1987, en la publication, sous l'égide de la Région Nord Pas-de-Calais et de l'IFREMER, de la "Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer." par AUGRIS, CLABAUT, DEWEZ et AUFFRET. Cette carte regroupe les principales informations tirées des enregistrements sonar et des prélèvements sédimentaires. La présente étude complète ce travail en rassemblant toutes les données complémentaires, obtenues à différentes échelles par l'emploi de toutes les techniques citées: sonar latéral, bathymétrie, sismique-réflexion, explorations par caméra vidéo et en plongée, prélèvements sédimentaires, carottages et courantométrie.

Deux chapitres sont consacrés à la présentation du secteur d'étude et des techniques employées. Les résultats sont ensuite exposés et discutés au long de 4 chapitres:

- morphologie des corps sédimentaires
- nature des sédiments superficiels
- dynamique sédimentaire
- histoire quaternaire

CHAPITRE I- CADRE D'ETUDE

A- CADRE GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE D'ENSEMBLE

1- Localisation

Le domaine étudié se situe en Manche Drientale, à proximité du détroit du Pas-de-Calais (fig. I-1). Il s'étend sur environ 35 km, depuis la Baie d'Authie au Sud jusqu'au Cap d'Alprech au Nord. Il est limité au large par le méridien 1°10'E au Sud puis par le rail de navigation hauturière vers le Nord, et bordé vers l'Est par la plaine maritime picarde. L'extension maximale depuis la côte vers le large atteint ainsi 27 km face à la Baie d'Authie et environ 12 km face au Cap d'Alprech. Ainsi défini, sa superficie est d'environ 900 km².



Fig. I-1.- Localisation du domaine d'étude.

La transition avec le domaine étudié plus au Nord par P. CLABAUT (1988) est assurée par un secteur commun, compris entre les latitudes du Cap d'Alprech et de Boulogne-sur-Mer.

2- Morphologie d'ensemble

Boulogne-sur-Mer est située en bordure d'une côte rocheuse où affleurent des séries sédimentaires du Jurassique supérieur. Au Sud de Boulogne s'étendent les falaises du Cap d'Alprech, qui marquent la limite septentrionale de notre secteur d'étude. Au Sud de ce cap, se trouve la "Côte d'Opale", côte sableuse aux larges estrans, bordée le plus souvent de dunes et échancrée par les estuaires de la Canche et de l'Authie.

Cette zone littorale se raccorde à l'isobathe 10 m par l'intermédiaire d'un talus assez raide, dont la pente moyenne diminue du Nord (2,5° en face du Cap d'Alprech) vers le Sud (0,1° en face de Berck) (cf. fig I-2). Les distances de la côte aux isobathes 0, 5 et 10 m, en différents points du littoral, sont données dans le tableau 1. La distance entre la côte et l'isobathe 0 m représente la largeur de la plage à basse mer, lors d'une marée de grande vive eau (coefficient 120) (cf. I-C-1.1).

	الله الإله حلك حك الله عليه عليه عليه الله الله عليه عليه عليه عليه عليه عليه عليه ع							-
ļ		ţ		ţ		!		!
!	Distance de la côte	ļ	0 m	!	5. m	ļ	10 m	ļ
!	à l'isobathe	ļ	(m)	!	(m)	ļ	(m)	!
!	الله الله الله الله الله الله الله الله	_!_	-	!	ا خان الجرد برور برور وی خان	!_		!
!		· I		!		!		!
ţ	Cap d'Alprech	ł	100	!	250	!	350	ļ
!	Hardelot-Plage	!	700	ļ	1200	!	1500	. ţ
ļ	Le Touquet	!	1000	ļ	1800	ļ	3000	!
!	Merlimont-Plage	!	850	ţ	1400	ļ	5000	ļ
ţ	Berck-Plage	ļ	850	!	1600	!	5500	. !
!	محمد ملحو الحمد محمد الجم الحمد الحمد الجم الحمد الحمد الحمد الحمد المحمد الحمد الحمد الحمد المحمد ا	_!_	. بب هد مد س بن بن .	!_		!_		!

Tab. 1.- Distances de la côte aux isobathes 0, 5 et 10 m en différents points du littoral.

A partir de l'isobathe 15 m environ, les fonds se prolongent en pente très douce vers le large, jusqu'à l'isobathe 35 m marquant la bordure du chenal du Lobourg, qui constitue le point bas (environ -60 m) du détroit du Pas-de-Calais. Ce plateau compris entre



Fig. I-2.- Morphologie générale des fonds

-15 m et -35 m, est accidenté par de nombreux reliefs sableux, et présente plusieurs zones de surcreusement (fig. I-2).

a) <u>Les reliefs sableux</u>: D'une hauteur de 15 à 30 m par rapport au plateau sous-jacent et d'une longueur atteignant pratiquement 50 km, les bancs de sable constituent les principaux éléments de relief du secteur d'étude. Ce sont, du large vers la côte, le Vergoyer, la Bassure de Baas, à laquelle vient se souder le Battur à la latitude de Merlimont, ainsi qu'un autre petit banc constituant la partie nord des Quemers de la Somme. Ces édifices sont alignés de façon quasiment parallèle aux courants de marée et subissent de ce fait un phénomène de virgation (cf. I-C-2-2). Orientés NE-SW au Sud, ils s'orientent progressivement suivant une direction presque N-S vers le Nord. Cette courbure est particulièrement nette pour la Bassure de Baas.

D'autres reliefs sableux ont été reconnus au cours de cette étude. Ce sont les vagues de sable ou ridins⁽¹⁾, qui se différencient des bancs par leur orientation perpendiculaire aux courants de marée et leurs dimensions plus réduites. Ces structures se regroupent de plus en vastes champs, au nombre de trois sur le secteur d'étude:

- entre le Vergoyer et la Bassure de Baas,

- au Nord-Est du Vergoyer,

- entre la Bassure de Baas et le Battur d'une part, et l'isobathe 10 m d'autre part.

b) <u>Les zones surcreusées</u>: Les zones de surcreusement ou fosses entaillent le substratum sur une profondeur d'environ 15 m. On en dénombre trois dans le secteur d'étude:

> - Une fosse orientée SW-N borde le flanc SE du Vergoyer. Seule sa terminaison nord peut être reconnue sur la zone d'étude (F1).

> - La deuxième s'étend perpendiculairement aux bancs, dans le prolongement de l'estuaire de la Canche (F2).

> - Immédiatement au Nord de cette dernière, la troisième fosse semble constituer une ramification du chenal du Lobourg (F3).

(1) ridin ou riden est un terme régional, synonyme de vague de sable.

B- LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les plus importantes références sur la géologie de la Manche figurent dans deux ouvrages de synthèse: "Colloque sur la géologie de la Manche" (1972) et "A discussion on the geology of the English Channel" (1975), qui ont servi de base à la réalisation de la carte géologique au 1/1 000 000 établie par BOILLOT et LEFORT (1974).

<u>1- Structure et évolution géologique</u> <u>anté-quaternaire de la Manche</u>

La Manche est constituée de trois provinces caractérisées par leur propre style géologique et séparées des voisines par des éléments structuraux dominants: d'une part la ligne Cotentin-Start Point, qui sépare la Manche occidentale et la Manche centrale; d'autre part la flexure Bembridge-Saint Valery-en-Caux, qui sépare la Manche centrale de la Manche orientale (fig. I-3). On peut considérer que le bassin résulte de la juxtaposition de deux ensembles ayant une origine et une structure différentes: d'une part la Manche occidentale et



Fig. I-3.- Principaux traits structuraux de la Manche. D'après POMEROL (1977).

centrale qui se rattache au Massif Armoricain et constitue une marge aujourd'hui inactive; d'autre part la Manche orientale, qui apparaît typiquement comme un "bassin intracratonique" (in POMEROL, 1977).

1-1 La Manche occidentale et centrale

Bien qu'éloigné du secteur étudié, ce domaine doit être brièvement considéré, car son histoire est connexe. Cette partie de la Manche s'est individualisée dès le Permien. Les phases préparatoires à l'ouverture de l'Océan Atlantique semblent avoir débuté à cette époque à la faveur d'un rift continental, dont un faisceau étroit de fractures, appelé accident Aurigny-Duessant, constituerait aujourd'hui la trace. La Manche occidentale se serait comportée comme un demigraben (BOILLOT et MUSELLEC, 1975), séparant le substratum paléozoïque et protérozoïque du Massif Armoricaín au Sud, d'un large bassin subsident constitué d'épaisses formations permo-triasiques et Nord. Ce phènomène de rifting, jurassiques 🦲 au accompagné d'épanchements basiques fut particulièrement marqué en Manche occidentale mais s'étendit à la Manche centrale avant d'être arrêté ou dévié vers le Sud-Est par l'accident Bembridge - St Valery-en-Caux, l'importance n'a été mise en évidence que très récemment dont (SMITH et CURRY, 1975).

L'océanisation de la Manche n'a cependant pas eu lieu en raison du changement d'orientation de la ligne d'ouverture de l'Océan Atlantique au Jurassique supérieur à la faveur de la rotation de l'Espagne et de l'ouverture du Golfe de Gascogne. C'est pour SMITH et CURRY (1975) la fin de la première partie de l'histoire de la Manche ouest. Dès lors cette région est affectée par des mouvements verticaux de la marge continentale, qui sont en partie la conséquence prémices de l'orogénèse alpine (POMEROL, 1977). Ceux-ci des occasionnent à partir du Crétacé inférieur un régime de transgressions et de régressions. La ligne Cotentin-Start Point constitue dès cette époque une extension entre les masses granitiques de Cornubie et le granite de Barfleur, jouant le rôle de seuil et exerçant ainsi un contrôle sur la sédimentation entre la Manche occidentale et la Manche orientale jusqu'à la fin du Crétacé (SMITH et CURRY, 1975).

A partir de la base du Tertiaire, tout le bassin de la Manche se comporte comme une mer épicontinentale, la sédimentation y étant contrôlée par le jeu des transgressions et des régressions qui affectent les grands bassins adjacents tels le Bassin de Paris (cf. POMEROL, 1971).

1-2 La Manche orientale

La Manche orientale est limitée au Sud par la flexure Bembridge - St Valery en Caux et communique vers le Nord avec la Mer du Nord par l'intermédiaire du Pas-de-Calais. Elle est composée de deux ensembles juxtaposés, qui constituent le substratum rocheux de notre zone d'étude. On distingue (fig. I-4 et I-5):

- Au Nord, l'anticlinorium Weald-Artois, complexe faillé constitué de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur.

- Au Sud, le Bassin de Dieppe, selon le terme adopté par ROBERT (1971). Ce synclinal constitué de Crétacé supérieur et de Paléogène est le véritable trait d'union entre le Bassin de Paris et le bassin du Hampshire. Il repose en légère discordance angulaire (5 à 10°) sur l'anticlinorium Weald-Artois (AUFFRET et COLBEAUX, 1977).

1-2-1 L'Anticlinorium Weald-Artois

Cet axe a une structure en horst compris entre deux zones faillées dont les principaux accidents sont la faille Nord-Bassurelle au Sud, qui se poursuit à terre par la faille de Montreuil, et la faille Dungeness - Gris-Nez au Nord (AUFFRET et COLBEAUX, 1977) que l'on peut rattacher au cisaillement Nord-Artois (COLBEAUX, 1974). La sructure majeure de l'anticlinorium est constituée par l'Anticlinal des Ridens, également appelé Anticlinal de la Crèche, à la latitude de Boulogne, où il affleure en coupe Nord-Sud. Légèrement dissymétrique vers le Nord, cette large voûte de 2 à 3 km a une orientation Est-Ouest. La série stratigraphique détaillée a été décrite par plusieurs auteurs (RIOULT et al, 1972; BOILLOT et RIOULT, 1974; LAPIERRE, 1975). La base de la série est composée par des alternances argilo-gréseuses attribuables au Kimméridgien et au Portlandien. Le Crétacé inférieur présent sous la forme de faciés argileux purbeckiens et wealdiens recouvre ces formations massives. Il affleure surtout en mer.



- La phase anté-Crétacé supérieur a donné ses principales caractéristiques à l'ensemble du Jurassique terminal, plissé et faillé - Crétacé inférieur, plissé. la discordance angulaire entre le horst Weald-Artois et le Bassin de Dieppe résulte de ces premiers mouvements.

21

- La phase anté-Eocène supérieur a été active du Crétacé terminal à l'Eocène. Elle est responsable de la surrection de l'axe au Lutétien moyen (in POMEROL, 1971 et 1977).

- La phase miocène a accentué le caractère de horst de la structure.

1-2-2 Le Bassin de Dieppe

11 s'agit d'un synclinal à fond plat, dissymétrique, dont le flanc nord plus redressé a un dessin plus régulier, parallèle aux plis et aux failles de direction N110 de l'anticlinorium du Boulonnais. La flexure Bembridge - St Valery-en-Caux contrôle en grande partie sa limite sud. La série paléogène est épaisse de 380 m; la craie basale montre des épaisseurs à l'affleurement de 250 m au Sud et à l'Est, et de 420 m vers le Nord-Ouest (CURRY et SMITH, 1975). Le contact entre la craie sénonienne et les terrains tertiaires s'effectue sans discordance angulaire visible. malgré l'absence probable de Maastrichtien et de Dano-Montien (AUFFRET et al, 1975)

Le Paléogène débute par une série de dépôts continentaux à saumâtres attribuables au Thanétien et au Sparnacien (BOILLOT et RIOULT, 1974; AUFFRET et al, 1975; CURRY et SMITH, 1975), également décrits à terre aux environs de Dieppe par DUPUIS et STEURBAUT (1987). Il se poursuit par une série Eocène cuisienne à bartonienne (cf. PDMEROL, 1965), présentant de fortes affinités avec celle du Bassin de Paris jusqu'au Lutétien supérieur. Il s'agit de dépôts marins francs à sédimentation carbonatée (mis à part l'Eocène supérieur), où abondent les microfaunes benthiques. Celles-ci sont principalement caractérisées par de fortes concentrations en Nummulithes qui constituent de véritables lumachelles (AUFFRET et al, 1975).

L'ensemble des terrains cénozoïques est recouvert de 2 à 4 m de sédiments superficiels, laissant localement affleurer les bancs plus épais du Lutétien

2- Histoire quaternaire de la Manche

2-1 Chronologie des événements

La Manche, mer épicontinentale de faible profondeur a été très affectée par les variations du niveau marin, dues aux oscillations climatiques du Quaternaire. On peut dénombrer pour les 425 000 dernières années 8 alternances de type glaciaire/ interglaciaire (Emiliani, 1967 et 1970 in LARSONNEUR, 1971). KELLAWAY et al(1975) distinguent 3 grandes glaciations, depuis environ 300 000 ans, pour la région de la Manche (tab. 2).

	·		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
	! ! Age (BP)	Etage	! Stade	niveau moyen des ! eaux (O actuel) !
	!(! !(7) 	Flandrien (1)	! Postglaciaire !	(cf. 2-3) !
	!10 !	-000-	Weichsélien	: ! Würm !	- 120 m !
	:73 ! !=129	000-	Eemien	! Riss-Würm !	+ 8 m !
	! !	1	Saalien II (Warthe)	• • •	- 180 m !
* •	!-195 !	000-	Hoxnien	! Riss	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •
	!-251 !	000-	<u>Saalien I</u>	transferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransf transferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransferransf	- 150 m !
	!_297	000_	(Drenthe)	!	

Tab. 2.- Niveaux marins extrêmes au Quaternaire supérieur. D'après KELLAWAY et al (1975). (1) les limites du Flandrien et du Postglaciaire ne se correspondent pas exactement (cf. 2-3).

En période interglaciaire, les contours de la Manche étaient proches des contours actuels. En période glaciaire, par contre, le bassin était complètement émérgé, tout comme la majeure partie du plateau continental. Durant ces périodes de refroidissement, des glaciers recouvraient toute l'Europe du Nord-Ouest. KELLAWAY et al (1975) pensent que ceux-ci ont envahi la Manche par deux fois au cours du Saalien, sans toutefois que toute la Manche orientale, et en particulier notre zone d'étude, n'ait été affectée (fig. 5). STRIDE (1963), BOILLOT et al (1971) et AUFFRET (comm. pers) pensent en revanche que le bassin est demeuré en domaine périglaciaire et n'a pas été envahi par des glaciers au contraire de la Mer du Nord (JANSEN et al, 1979). On ne peut cependant pas exclure la possibilité d'un englacement de la Manche, à des époques particulièrement froides, comme le suggère le façonnement actuel du bassin en forme de gouttière légèrement inclinée d'Est en Ouest (KELLAWAY et al, 1975).

Au weichsélien, le bassin était situé en domaine périglaciaire et a permis l'installation d'un vaste réseau fluviatile prolongeant les cours d'eau de l'époque. Les traces de ce paléoréseau se retrouvent dans la morphologie sous-marine actuelle (AUFFRET et ALDUC, 1977). Au cours de chaque cycle glaciaire/interglaciaire, l'éffet des cycles précédents a plus ou moins été effacé. De ce fait, la plupart des informations se rapportent à la dernière grande oscillation climatique. Ainsi la transgression flandrienne (Postglaciaire) a provoqué d'importants remaniements sédimentaires, tels que le comblement des paléovallées weichséliennes et la mise en place des vastes accumulations, bancs et vagues de sable, actuellement reconnues en Manche.

2-2 Le réseau des paléovallées

DINGWALL (1975) attribue la première mise en place des paléovallées de la Manche au Miocène. Pour BOILLOT et al (1971), cette formation date plus précisément du Pontien.

AUFFRET et al (1980) ont établi une cartographie des paléovallées décelables sur les enregistrements de sismique-réflexion. L'ensemble du réseau se dirige en aval vers la Manche occidentale et l'Atlantique, et recoupe les principales unités structurales de la Manche orientale: le horst Weald-Artois, le Bassin de Dieppe et la plate-forme mésozoïque située entre le Dorset et la Normandie. Ce réseau qui devait drainer une grande partie de l'Europe nordoccidentale et bien sûr les petits fleuves picards tels que la Canche et l'Authie, comprend principalement (fig. I-6):





Fig. I-6.- Réseau des paléovallées de la Manche centrale et orientale. D'après AUFFRET et al (1980).

la paléovallée septentrionale qui communique par l'intermédiaire du chenal du Lobourg, face à Boulogne avec le bassin de la Mer du Nord, et dont le talweg constitue le point bas de la Manche orientale;
la paléovallée de la Somme dont le cours a été abandonné au cours du

Pléistocène par suite d'une capture par le réseau septentrional (AUFFRET et al, 1980);

la plaine d'accumulation médiane, située entre les deux précédentes.
 Son réseau est peu encaissé, divagant et non hiérarchisé;

- la paléo-Seine, d'une largeur de 15 km et subrectiligne;
- la paléovallée médiane caractérisée par de nombreuses fosses.

Au Nord de Cherbourg, l'ensemble confluait en un énorme fleuve (DINGWALL, 1975) qui drainait toutes les eaux de la Manche.

Le paléoréseau présente une grande complexité, qui traduit les emplacements successifs des lits au cours des différentes

périodes d'assèchement de la Manche. On constate également un remplissage important des paléovallées par des nappes alluviales constituées de matériaux fluviatiles ou fluvio-marins. Chaque nappe est caractéristique d'un bas niveau marin. On en dénombre couramment trois, mais il en existe parfois jusqu'à 7 au Nord du Cotentin (QUESNEY, 1983). L'épaisseur varie de 10 à 40 m avec des remblaiements maximaux allant jusqu'à 70 m au niveau des fosses qui surcreusent le substratum rocheux. Elles accidentent en particulier la paléovallée médiane (AUFFRET et ALDUC, 1977)

Les problèmes de la connexion des bassins de la Manche et de la Mer du Nord, et de l'écoulement des eaux de l'Europe septentrionale à travers le Pas-de-Calais méritent d'être soulevés. DUJON (1967 et 1971) reprend l'idée déjà ancienne (BAAK, 1936; GUILCHER, 1951) selon laquelle les principaux fleuves de la Mer du Nord (Elbe, Weser, Rhin, Meuse, Escaut, Tamise...), bloqués par un inlandsis septentrional, se seraient regroupés pour s'écouler vers le Sud, à la fois au Weichsélien et au Saalien. LARSONNEUR (1971) est en désaccord avec cette hypothèse pour des raisons de taille relative des paléovallées septentrionale et méridionale. Pour DESTOMBES et al (1975), un lobe glaciaire venu du Nord serait venu tardivement, au de la deuxième glaciation saalienne (Warthe), éroder les cours affleurements crétacés situés au Nord de l'anticlinal Weald-Artois et constituaient un seuil entre la France et l'Angleterre: aui l'ouverture principale du Pas-de-Calais daterait donc de cette époque, et aurait permis l'écoulement des fleuves septentrionnaux à travers la Manche. Cependant ce phénomène paraît avoir été assez épisodique puisqu'il ne subsiste de remplissage alluvial attribuable au Weichsélien dans le chenal du Lobourg qu'au BRORUP (Weichsélien inférieur) (DESTOMBES et al, 1975; KELLAWAY et al, 1975). Par la suite, le Rhin et les autres fleuves septentrionaux se sont écoulés vers le Nord (DELE, 1969; JANSEN et al, 1979).

En résumé, au cours des périodes de règression, le Bassin de la Manche, situé en domaine périglaciaire, a permis l'installation d'un vaste paléoréseau fluviatile se dirigeant en aval vers l'Atlantique. En période glaciaire des communications intermittentes se sont établies entre les bassins de la Manche et de la Mer du Nord. Les principaux fleuves d'Europe du Nord-Ouest, bloqués par un inlandsis au Nord, ont alors emprunté le chenal du Lobourg pour rejoindre le réseau de paléovallées de la Manche, à la fin de la glaciation saalienne et au début de la glaciation weichsélienne.

2-3 La transgression flandrienne

La transgression flandrienne représente la phase la plus récente des cycles climatiques de l'histoire quaternaire. Elle remanie et oblitère fortement les témoins des cycles antérieurs. Le début de la période de réchauffement flandrienne ne coïncide pas exactement avec la limite inférieure de l'Holocène (cf. tableau 3).

CHRONOSTRATIGRAPHIE ł Ages ! Séquence absolus paléo ! Période ! B.P. ! climatique ! Etage ! Phase I ł --! SUP - ! SUBATLANTIQUE ! ! 1 ! .ţ ŧ FLANDRIENNE ! POSTGLACIAIRE 3000 -! SUBBOREAL ŧ HOLOCENE ! MOYEN ۱ ! --! 1 -! ATLANTIQUE ! ţ ! 7000 -!____ INF. RANSGRESSION 1 -! BOREAL i ŗ 9000 -!---PREBOREAL ŗ t DRYAS RECENT ! FLANDRIEN -!----**SLACIAIRE** 1 ALLEROD 12000 - DRYAS ANCIEN ARDI-! ____ BOLLING 1 - ! DRYAS ANCIEN< ! ł PLEISTOCENE 15000 -!----! -! 1 GLACIAIRE 4 -! POMMERANIAN ! WEICHSELIEN ! ! PLENI ! (= WURM) ! - 1 ł 20000 -! FRANKFURT ! t ŧ

Tab. 3.- Corrélations climatiques et chronostratigraphiques de l'époque flandrienne. D'après LARSONNEUR (1971), TERS (1973) et DESPEYROUX (1985).

Ses effets commencent à se faire sentir vers 16 000 B.P. Les principales étapes du phénomène transgressif ont été décrites par LARSONNEUR et al (1982) (fig. I-7). Le niveau marin atteint la côte -100 m vers 15 000 B.P. A cette époque, un grand lac occupait une vaste dépression: la Fosse Centrale, qui était le centre d'une large région estuarienne. L'isobathe -60 m est atteinte vers 12 000 B.P. Les traces de barres sableuses à cette profondeur permettent de supposer une halte de la mer à ce niveau. Vers 9 000 B.P., la mer n'atteint que la côte -40 m. Mais entre temps, la connexion avec le bassin de la Mer du Nord s'est effectuée par le détroit du Pas-de-Calais, vers 9 300 B.P. (JANSEN et al, 1979). Des lors, la remontée des eaux s'accélère, la côte -30 m est dépassée vers 8 600 B.P. (DUJON, 1969), puis la côte -20 m vers 8 000 B.P. (JANSEN et al, 1979). Le mouvement s'amortit ensuite avec une côte maximale à -10 m vers 7 000 B.P. (AUFFRET et LARSONNEUR, 1975), pour atteindre progressivement son niveau actuel.



Fig. I-7.- Etapes de remontée de la transgression flandrienne. D'après LARSONNEUR et al (1982).

La remontée du niveau marin ne s'est cependant pas faite de façon régulière mais comporte des oscillations secondaires positives et négatives. La courbe de TERS (1973) permet de dénombrer de 8 250 B.P. à l'actuel 7 montées majeures et 6 descentes du niveau marin dont l'amplitude atteint 5 à 10 m (fig. I-8). Les courbes

données par DEVOY (1979) pour l'estuaire de la Tamise présentent des variations similaires. Celles-ci sont la conséquence directe, par le biais de l'eustatisme, de légères fluctuations climatiques, qui ont été mises en évidence par des mesures du rapport isotopique O^{19}/D^{10} dans une carotte de glace (DANSGAARD et al, 1971) (fig. I-8).



Fig. I-8.- Courbe des oscillations du niveau marin de 10000 B.P. à l'actuel. D'après TERS (1973). Courbe des oscillations climatiques de DAANSGAARD et al (1971).

Les modalités de la remontée eustatique peuvent être compliquées par des causes locales telles que l'édification temporaire de barrières littorales. Ceci est particulièrement le cas sur les côtes sableuses du Nord de la France. LE FOURNIER (1974, 1980) montre qu'au cours de l'Holocène, la transgression flandrienne remanie les dépôts terrigènes du Pléistocène et favorise la formation de cordons littoraux, par perte de compétence des agents de transport. Leur accrétion latérale et verticale, ainsi que le développement de marécageux d'arrière-barrière paysages Οù forme la tourbe se expriment, malgré la poursuite du phénomène eustatique, une tendance régressive à travers les séquences sédimentaires. Cependant l'élévation du niveau marin se poursuit et se traduit, comme cela peut étre observé actuellement (CLABAUT et CHAMLEY, 1986; PINTE, 1987) par

l'amaigrissement des plages et l'ouverture de brèches à travers la barrière, lors de fortes tempêtes. Il s'en suit une dislocation de l'édifice qui s'accompagne d'une invasion marine des secteurs marécageux. Ce cycle sédimentaire, évoqué par DESPEYROUX (1985) aurait fonctionné deux fois depuis 8 000 ans et serait d'après LE FOURNIER (1980) applicable à l'ensemble de la transgression flandrienne.

2-4 La formation des corps sableux

L'origine de la formation des grands corps sableux, bancs et vagues de sable est très controversée (STUBBLEFIELD et SWIFT, 1976)

2-4-1 Les bancs de sables

En ce qui concerne les bancs, deux hypothèses principales ont souvent été opoosées:

- Pour certains auteurs, parmi lesquels OFF (1963), HOUBOLT (1968), BELDERSON et al (1986), le principal facteur responsable de la genèse et du maintien des bancs est l'action des courants de marée. HOUBOLT (1968) explique la formation des bancs par le remaniement de matériel anté-holocène sous l'action de courants hélicoïdaux induits par les courants de marée, qui convergent vers la crête de l'édifice ainsi formé.

- La seconde hypothèse est essentiellement basée sur les effets de la transgression flandrienne. Les travaux de SWIFT et de ses collaborateurs montrent que les bancs actuels sont nés à partir de structures sableuses telles que barres d'embouchure estuarienne, anciennes plages ou barrières littorales démantelées, formées lors d'un niveau marin abaissé (SWIFT, 1975). Une succession de bancs, plus ou moins parallèles les uns aux autres, peut ainsi se mettre en place au fur et à mesure de la montée du niveau marin (cf. LE FOURNIER, 1980), cette succession apparaissant comme une réponse continue à l'évolution du régime hydrodynamique flandrien (SWIFT et FIELD, 1981)

La seconde hypothèse paraît actuellement la mieux fondée. Les travaux effectués en Manche et en Mer du Nord ont montré

qu'il existe plusieurs familles de bancs à même profondeur, traduisant certainement des périodes de ralentissement au cours de la transgression flandrienne. Les plus anciens situés au niveau des Approches occidentales de la Manche culminent à 100-120 m (BOUYSSE et al, 1976). LARSONNEUR et al (1982) ainsi que EISMA et al (1979) et JANSEN et al (1979) citent la présence de bancs sableux au voisinage de l'isobathe 60 m, respectivement en Manche et en Mer du Nord centrale. Ces vastes structures sableuses ont probablement une origine estuarienne et sont considérées comme des bancs reliques (KENYON et al, 1981; LUDWIG et al, 1981; STRIDE et al, 1982) formés au début de l'Holocène et en déséquilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles.

Les études relatives à la formation de bancs situés à des profondeurs moindres, comparables à celles de la zone d'étude, montrent qu'ils ont commencé à s'édifier à partir de 9 000 B.P. Les modalités particulières de leur mise en place seront abordées dans la partie dynamique sédimentaire (Chapitre V).

2-4-2 Les vagues de sable

Si l'origine des bancs est très discutée, celle des vagues est plus rarement abordée (NIO et al, 1982). Ces structures perpendiculaires aux courants apparaissent sous deux formes différentes:

- Elles festonnent fréquemment la surface des bancs, où elles atteignent des hauteurs de 2 à 6 m. Elles semblent correspondre dans ce cas à un modelé actuel de la couche superficielle des bancs sous l'action des courants de marée.

- Elles peuvent également s'associer en vastes champs, indépendemment des bancs, à des profondeurs très variables variant en moyenne de 15 à 50 m. Elles atteignent parfois des hauteurs de 12 m. NIO (1976) se fonde sur des exemples fournis par des séries géologiques du Crétacé et du Tertiaire pour proposer un modèle de formation des vagues de sable en relation avec les phénomènes transgressifs. Il a appliqué sa théorie à la formation d'un champ de vagues de sable, en Mer du Nord, au cours de la transgression flandrienne. Selon cet auteur, quelques uns de ces corps sableux se développent à partir de petites structures, formées dès le début de la transgression, sous l'action des courants de marée, et de préférence en domaine estuarien. Au fur et à mesure que le niveau s'élève, les vagues de sable s'accroissent en taille et en nombre dans la mesure où les effets des courants de marée sont suffisamment forts pour les maintenir actives. Lorsque l'action des courants diminue, ce qui correspond en principe au maximum de la transgression, les pentes des vagues de sable s'adoucissent, les creux qui les séparent se comblent et elles deviennent inactives.

On peut admettre sur la base des traveux de NIO (1976 et 1982) que l'édification des vagues de sable a commencé dès que la transgression flandrienne a envahi les zones favorables, à partir de 9 000 B.P.

La dynamique actuelle des vagues de sable sera abordée avec plus de détails dans le chapitre V.

3- Conclusions

Le secteur étudié est situé à la limite de deux entités géologiques: l'anticlinorium Weald-Artois, complexe plissé et faillé, composé de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur, au Nord, et le Bassin de Dieppe, synclinal paléogène, reposant sur la craie sénonienne au Sud. Ces formations, qui constituent le substratum rocheux de la Manche orientale ont été entaillées par des paléovallées cours des bas niveaux marins contemporains des fluviatiles au Quaternaire. Certaines de ces paléovallées sont olaciations du apparentes dans la morphologie actuelle des fonds , tels le Chenal du Lobourg situé à l'Ouest de la zone d'étude. La plupart sont remblayées par des nappes alluviales ou comblées par des sédiments marins superficiels, mis en place au cours de la transgression flandrienne. Cette remontée du niveau marin, qui succède à la derniére période glaciaire du Weichselien, a débuté il y a environ 16 000 ans. Elle a en grande partie effacé les vestiges des cycles précédents, en occasionnant d'importants remaniements sédimentaires. Ses principaux effets consistent en l'édification de grands corps sableux, bancs et de sable, tout au long de la progression du phénomène vagues transgressif. En Manche orientale, ces corps sédimentaires ont commencé à s'individualiser dans la morphologie entre 9 000 et 7 000 B.P. et ont continué à s'édifier jusqu'à nos jours.

C- LE CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE

1- La marée

1-1 Rappels

La marée est due à l'attraction de la lune et du soleil sur la surface des mers et des océans. D'égale intensité au zénith et au nadir'', l'attraction lunaire est environ deux fois plus forte que l'attraction solaire et régit la périodicité de la marée.

On distingue les marées semi-diurne (commune sur les côtes européennes), diurne (peu répandue) et mixte (fréquente sur les côtes du Pacifique). L'explication de ces phénomènes est rappelée par GUILCHER (1979).

La combinaison de l'attraction lunaire (M2) et de l attraction solaire (S2) conduit à un cycle morte-eau/vive-eau de période 14,77; (cf. HOWARTH, 1982). Les marées de vive-eau ont lieu lorsque les forces s'ajoutent, c'est à dire lorsque Terre, Lune, Soleil sont alignés (pleine lune et nouvelle lune), ou quelques jours après, en fonction du temps de réponse de la masse liquide. Les marées de morte-eau se produisent lorsque les deux astres sont en quadrature par rapport à la Terre (ler et 2nd quartier de lune).

Pour quantifier les marées, on se réfère en France au coefficient de la marée, qui dépend du rapport des actions moyennes de la lune et du soleil en un point donné. Calculé pour Brest, il est transposable en toute région du littoral français. Il s'exprime comme le rapport de l'amplitude de la pleine mer considérée (à Brest) à l'amplitude moyenne d'une marée d'équinoxe. C'est un nombre sans dimension exprimé en centièmes entre 20 et 120. Le tableau 4 rappelle les coefficients significatifs.

(1) Le nadic est le point de la sphère céleste représentatif de la direction verticale descendante en un lieu donné (par opposition au zénith).
• !	Coefficient	Définition de la marée !	•
!	(en centièmes)		
!	a ann ann hao nao ann ann dan sine ann ann ann ann		
!	120	Marées exceptionnelles de vive-eau (équinoxe) !	
!	95	Marées de vive-eau moyennes !	
!	70	Marées moyennes !	
•	45	Marées de morte-eau moyennes !	
!	20	Plus faibles marées de morte-eau !	
!_		·	

Tab. 4.- Coefficients significatifs de la marée.

Le marnage est l'amplitude entre le niveau de pleine mer et le niveau de basse mer. Il varie considérablement selon les régions. La figure I-9 montre les zones côtières où le marnage est supérieur à 5 m en marée de vive-eau moyenne (coeff. 95). Les côtes de la Manche constituent l'un des secteurs où cette amplitude est dépassée.



Fig. I-9.- Régions du monde où le marnage par coefficient 95 excède 5 m (<u>in</u> STRIDE, 1982)

1-2 La marée en Manche orientale

En Manche orientale, comme sur l'ensemble des côtes françaises, l'onde de marée est de type semi-diurne. L'intervalle entre deux basses mers ou deux pleines mers consécutives correspond donc, en moyenne, à une demi-journée lunaire, soit 12h25 (c'est à dire 12h plus le décalage induit par la rotation de la lune autour de la Terre).

L'onde de marée est issue de l'Atlantique et pénètre en Manche sous la forme d'une onde progressive dérivée (SHOM, 1968). Dans le même temps, une autre onde de marée contourne les files britanniques par le Nord et rentre en Mer du Nord pour finalement rejoindre, par l'intermédiaire du Pas-de-Calais, celle qui traverse la Manche. L'onde provenant de l'Ouest est de plus grande amplitude que celle issue de la Mer du Nord. Il en résulte, en Manche orientale, la superposition complexe d'une onde stationnaire et d'une onde progressive se dirigeant vers le Nord-Est.

Les courbes de marée obtenues à Boulogne et au Touquet (fig. I-10) pour des coefficients de moyenne vive-eau (coeff. 95) et de moyenne morte-eau (coeff. 45) montrent que le montant (entre PM-5⁽¹⁾ et PM) est plus court que le perdant, c'est à dire la marée descendante (entre PM et PM+7). Le marnage à Boulogne, légérement inférieur à celui du Touquet, est de 7,7 m par coefficient 95 et de 4,4 m par coefficient 45 (voir aussi fig. I-11).

En raison du décalage induit par l'onde de marée résultante progressant vers le Nord-Est, la pleine mer au Touquet est en avance de 15 min. environ sur celle de Boulogne.

(1) PM-5 correspond à 5 heures avant la Pleine Mer.



Fig. I-10.- Courbes de marée à Boulogne et au Touquet.



Fig. I-11.- Hauteurs de la marée à Boulogne. D'après BOUVIER (1968)

2- Les courants de marée

2-1 Phases de courant

Lorsque se superposent, comme en Manche orientale, une onde progressive incidente et une onde progressive réfléchie de plus faible amplitude, les courants de marée, au large, ont, en théorie, les caractères suivants (SHOM, 1968):

- le flot est le courant qui porte dans le sens de propagation de l'onde incidente. Il commence à l'étale, entre la basse mer et le mi-montant, et est maximum entre le mi-montant et la pleine mer;

- le jusant est le courant qui porte dans le sens opposé. Il commence à l'étale, entre la pleine mer et le mi-perdant, et est maximum entre le mi-perdant et la pleine mer.

Les phénomènes sont en réalité plus complexes et, si vers le Sud de notre zone d'étude, les étales à PM-4 et PM+2h30 correspondent assez bien à la théorie, elles ont lieu plus tard à mesure que l'on remonte vers le Nord, et plus tôt à mesure que l'on s'approche de la côte. Pour plus de détails, on se référera aux cartes de courants de MAUPAS (1977) établies heure par heure en tout point de la Manche orientale ainsi qu'aux mesures effectuées par le SHOM (1968). En première approximation, on peut considérer que dans la région de Boulogne, pris comme port de référence pour l'heure marée, le flot est compris entre PM-3 et PM+3 et que le jusant est compris entre PM+3 et PM-3 (pleine mer suivante).

Les vitesses des courants varient dans ces intervalles de temps. En connaissant la vitesse maximale du courant, il est possible de les calculer assez précisément à toute heure-marée en appliquant la règle théorique des sixièmes (SHOM, 1968). Une heuremarée représente le sixième de la durée du flot ou du jusant.

- A l'étale, le courant est nul;

- une "heure" après, il atteint la moitié (3/6) de sa valeur maximale (augmentation de 3/6);

- deux "heures" après, il atteint les 5/6 de sa valeur maximale (augmentation de 2/6);

- trois "heures" après, il atteint sa valeur maximale soit 6/6 (augmentation de 1/6); - deux "heures" avant l'étale suivante, il atteint les 5/6 de sa valeur maximale (diminution de 1/6);

- une "heure" avant l'étale suivante, il atteint la moitié (3/6) de sa valeur maximale (diminution de 2/6);

- à l'étale, le courant est nul (diminution de 3/6).

On constate que dans notre cas, le courant atteint sa

vitesse maximale aux étales de niveau, c'est à dire à pleine mer et à basse mer.

2-2 Caractéristiques des courants de marée de surface dans la zone d'étude

La figure I-12 donne les mesures de l'intensité maximale du courant de flot, effectuées par le SHOM (1968), par coefficient 95 en plusieurs points de la Manche. Ce courant est compris entre 1,5 et 3 noeuds (1 noeud = 0,5 m/s) en dehors des zones



Fig. I-12. - Courants de marée en Manche. D'après SHOM (1968).

de rétrécissement induites d'une part par la presqu'île du Cotentin (8,6 n au Cap de la Hague), d'autre part par le détroit du Pas-de-Calais. La Manche orientale est comprise entre ces deux zones, et présente des valeurs relativement faibles. Les mesures concernant notre zone d'étude (SHOM, 1968) sont rassemblées sous la forme de roses de courants sur la figure I-13. La vitesse et la direction du



mesures du SHOM (1968).

courant y sont visualisées aux diverses heures de la marée (de PM-6 à PM+6) par coefficients 45 et 95. Dans ce secteur, les courants maximaux sont de 1,5 n vers le Sud et avoisinent 3 n aux abords de Boulogne. Ils sont plus faibles au large qu'à la côte. De direction SW-NE dans la partie sud-ouest de la zone, l'onde de marée s'incurve peu à peu pour prendre une direction pratiquement N-S à la latitude du Cap d'Alprech: elle est donc sensiblement parallèle au trait de côte, entre Dieppe et Boulogne-sur-Mer. En général, le flot est prépondérant sur le jusant, d'où un mouvement résultant dirigé vers le NNE, qui atteint en moyenne 2,7 milles par jour (SHOM, 1968).

On note que les courants, alternatifs à l'Ouest (point 83), deviennent légèrement tournants dans le sens trigonométrique au Sud de la zone d'étude, puis à nouveau alternatifs à mesure que l'on se rapproche de Boulogne et du détroit du Pas-de-Calais.

2-3 Variations des courants de marée dans la tranche d'eau

Les variations d'intensité des courants en fonction de la profondeur sont assez nettes, en particulier à proximité du fond, où interviennent activement les forces de frottement et des phénomènes de viscosité (HOWARTH, 1982). Il existe ainsi une "couche limite" dans les quelques mètres inférieurs de la tranche d'eau où l'intensité des courants de marée subit une diminution logarithmique. C'est au voisinage immédiat du fond que les courants sont les plus faibles. On verra dans le chapitre V qu'ils sont cependant assez intenses pour engendrer des transports sédimentaires.

Dans la tranche d'eau supérieure, l'intensité des courants de marée varie généralement comme suit (SHOM, 1968 et fig. I-14):

 pour les fonds inférieurs à 20 m, les modifications sont négligeables, quel que soit le niveau considéré dans la tranche d'eau;

- pour les fonds de 40 à 100 m, la vitesse augmente dans la tranche d'eau entre la surface et 5-6 m de profondeur, décroît en-dessous, puis réaugmente pour atteindre la même vitesse qu'en surface à environ 13 m. Au delà, on observe une décroissance sensible de la vitesse jusqu'à 5 m au dessus du fond. - pour les fonds compris entre 20 et 40 mètres, les fluctuations pour les 13 premiers mètres sont intermédiaires entre les deux premiers cas.





La décroissance dans la tranche d'eau supérieure peut être aussi calculée par des fonctions simples données par plusieurs auteurs (in HOWARTH, 1982):

 $u = u_{z}(z/h)^{0.2}$ (Van Veen, 1938)

 $u = u_s(z/h)^{O_s \times B}$ (Cartwright, 1961)

u = u_e(0.63+0.37((2z/h)-(z/h)≅) (BOWDEN et FAIRBAIN, 1952)

 $u = u_{\pm}(z/h) P$ avec 0.14 <p< 0.30 (DYER, 1970)

où u est la vitesse à une hauteur z, h la profondeur d'eau et u_e la vitesse en surface.

La formule de BOWDEN et FAIRBAIN (1952) n'est applicable que pour les 3/4 supérieurs de la tranche d'eau.

Les courbes des 3 premières fonctions sont tracées sur la figure 1-14 en prenant comme profondeur d'eau h = 91 m (50 brasses). Ces courbes ne font pas intervenir l'augmentation de vitesse donnée par le SHOM (1968) pour les fonds compris entre 0 et 13 m. En dessous

de 13 mètres cependant, l'ensemble des courbes donne des vitesses assez similaires et, dans chaque cas, l'intensité à 5 m du fond est environ égale aux 3/4 de la vitesse de surface.

Notons qu'un léger retard de phase du courant près du fond peut exister par rapport au courant de surface. On peut ainsi avoir, comme cela a souvent été observé sur le secteur d'étude, un courant de flot en surface et un courant de jusant au fond, et inversement.

3- Les vents et la houle

Lorsqu'il souffle sur de grandes étendues d'eau, le vent entraîme plusieurs phénomènes:

- il provoque des courants de dérive par entrainement des eaux superficielles. Pour des petits fonds comme ceux de la Manche orientale la vitesse de ces courants peut atteindre rapidement 5% de la vitesse du vent. Comparée à celle des courants de marée, cette vitesse est loin d'être négligeable, et est suffisante pour entrainer un déséquilibre dans le rapport des intensités du flot et du jusant. Ces courants de dérive font, en raison de la force de Coriolis, un angle d'environ 20 à 25° (à droite dans l'hémisphère Nord) par rapport à la direction du vent (SHOM, 1968);

- lorsqu'il est orienté pendant plusieurs jours dans la même direction, le vent peut occasionner des afflux d'eau à la côte. On peut ainsi observer sur le littoral, au cours de tempêtes où le vent souffle d'Duest en Est, des surcotes allant jusqu'à 1 m par rapport aux prédictions de la marée;

- il est responsable, enfin, de la formation des vagues et houles au large, et par conséquent des caractéristiques des trains de houles abordant les zones littorales.

3-1 Répartition des vents

Les nombreuses études statistiques des vents effectuées dans la région de Boulogne par les Services Maritimes auxquelles s'ajoutent celles réalisées par CLABAUT (1984), DESPEYRDUX (1985) et

DEWEZ (1985) montrent qu'ils se partagent en deux directions principales opposées (SW et NE), déterminées par l'orientation de l'axe de la Manche qui les canalise. Les vents les plus fréquents proviennent du secteur W à SSW et totalisent 30% des observations (fig. I-15). Ces vents sont également les plus intenses: ils avoisinent 25-30 noeuds (soit 12-15 m/s) pour 10% des observations dans le secteur W à SSW qui correspond à l'étendue de mer libre (fetch) la plus grande (environ 200 km). La vitesse maximale excède 50 noeuds. Ces vents violents s'observent surtout entre octobre et mars.



Fig. I-15.- Fréquence et vitesse des vents à Boulogne. D'après BOUVIER (1968).

3-2 La houle

Les données concernant la houle sont peu nombreuses. Le bateau-feu de la Bassurelle constituait jusqu'en 1985 une source d'informations au large de la zone d'étude. Il était situé par 50°32'N - 0°57'48"E sur la pointe sud du banc de la Bassurelle. DESPEYROUX (1985) a rassemblé les informations disponibles, relatives aux houles en ce point, pour les années 1982 et 1983. Il ressort que leur période moyenne est comprise entre 3 et 5 secondes et que les amplitudes maximales de 3 à 4 m sont observées en particulier au cours des mois de novembre à mars. Induites par les vents, les houles proviennent principalement du secteur W à SW (fig. I-16).





Au cours de leur propagation vers le littoral, elles subissent de nombreuses réfractions sur les bancs, dont l'orientation est parallèle à la côte, si bien que les houles observées sur le littoral semblent provenir uniquement du secteur W, comme le montre le diagramme obtenu au Touquet grâce à un radar de faible portée (fig. I-17).



Fig. I-17.- Provenance de la houle au Touquet. (In CLIQUE, 1986).

Des enregistrements de la houle ont été effectués durant près de 5 ans par le Laboratoire National d'Hydraulique aux abords du port de Boulogne. Ils représentent 759 jours d'observation dont 131 jours de calme plat entre le 16/09/55 et le 24/05/60. Les principaux résultats sont reportés sur la figure I-18. Les houles les plus fréquentes ont une période de 6 à 10 secondes, et atteignent parfois des amplitudes supérieures à 4 m (fig. I-18 a, b, c).





Fig. I-18.- a- Fréquence des hauteurs de la houle à Boulogne-sur-Mer. H_{1/3} appelée aussi hauteur significative, est la valeur moyenne du tiers supérieur des creux de vagues d'un train de houle. H est la hauteur moyenne. Ces deux valeurs se calculent à l'aide de formules simples (BONNEFILLE, 1980) à partir de H_{max} , hauteur maximale enregistrée. b- Fréquence des périodes maximales de la houle. c- Corrélogramme. d- Valeurs des houles décennale et centennale.

Les enregistrements qui ont servi de base à ces figures, montrent que les amplitudes comprises entre 4 et 8 m sont atteintes principalement au cours des mois d'automne et d'hiver. Les amplitudes décennale et centennale sont calculées par extrapolation (fig. I-18 d). La houle décennale est de 7,5 m d'amplitude, alors que la houle centennale atteint 9,5 m.

4- Résumé

Le secteur d'étude est soumis à un hydrodynamisme très intense. En période de moyenne vive-eau, le marnage atteint près de 8 m, valeur maximale recensée en Manche. Les courants de marée, assez faibles au Sud (1,5 noeud), s'intensifient vers le Nord en raison du rétrécissement du détroit du Pas-de-Calais, et atteignent 3 noeuds. Les vitesses du flot, dirigé vers le Nord-Est, sont généralement supérieures à celles du jusant, orienté dans le sens opposé. Ce déséquilibre est accentué par les vents, qui, provenant du Sud-Ouest, occasionnent un mouvement de dérive générale vers le Nord-Est. Quant aux houles de Sud-Quest, dont le fetch maximal avoisine 200 km, elles atteignent, au cours des tempêtes, des hauteurs supérieures à 4 m.

L'action conjuguée des courants de marée et des houles, en Manche orientale, est suffisamment importante pour occasionner des déplacements au sein de la couverture superficielle des sédiments. Cet aspect dynamique sera développé dans le chapitre V.



METHODES D'ETUDE

CHAPITRE II- METHODES

A- METHODES UTILISEES EN MER

Les moyens d'investigation mis à la mer constituent la principale originalité de ce travail par leur diversité. Les différentes échelles d'observation du fond, complémentaires entre elles, sont traitées ici avec un relatif détail.

1- Etude de l'interface eau-sédiment

Le sonar à balayage latéral a permis une couverture générale complète de notre zone d'étude. D'autres techniques telles que le sondage bathymétrique, les observations par caméra vidéo ou en plongée, les prélèvements de sédiments et les mesures de courants près du fond ont été également utilisées.

1-1 Le sonar latéral

1-1-1 Principe et fonctionnement

L'application du sonar latéral à la connaissance des fonds marins date de 1958 (CHESTERMAN et al). Le principe réside dans l'émission d'un signal ultra-sonore par deux transducteurs (émetteurs-récepteurs) montés dans un corps fuselé appelé "poisson", remorqué par un navire. Afin de garantir une grande finesse et une précision maximale au niveau de l'enregistrement, le lobe d'émission de l'onde doit être étroit en gisement (plan horizontal) et très large en site (plan vertical)(fig. II-1). Le signal est rétrodiffusé par le fond de la mer avec une intensité dépendant de sa topographie et de sa nature, puis capté par les transducteurs, qui sont connectés à un amplificateur et à un enregistreur. L'opération est répétée à intervalles réguliers au fur et à mesure de l'avancement du poisson, et les bandes de terrain illuminées sont juxtaposées sur l'enregistrement fournissant ainsi une image du fond.



Fig. II-1.- Bande de terrain éclairée à chaque impulsion ultra-sonore (partie gauche du faisceau).

Pour un sonar latéral classique, l'image présente deux types de distorsions:

- parallélement à la route suivie, elle subit des dilatations et des compressions dues aux variations de vitesse du navire, la vitesse de déroulement du papier de l'enregistreur étant constante;

- perpendiculairement à la route suivie, l'échelle de balayage latéral est une fonction linéaire du temps de propagation de l'onde dans l'eau entre le poisson et le fond. Il se crée ainsi sur l'image une distorsion due à l'obliquité des distances vraies sur le fond, dépendant de l'altitude du poisson.

De plus, l'absence de lobe d'émission central et la visualisation du trajet de l'onde dans l'eau sur la partie centrale de l'enregistrement occasionnent une perte d'information à la verticale du poisson, appelée zone sourde.

Les distorsions de l'image peuvent être corrigées à partir de procédés graphiques comme l'a proposé FLEMMING (1976). Cependant, ces corrections sont fastidieuses et présentent un haut degré d'incertitude, au niveau de la prise en compte de tous les paramètres. L'équipement que possède IFREMER présente l'avantage d'effectuer ces corrections automatiquement par l'introduction des microprocesseurs. 1-1-2 Description de l'équipement utilisé

Le sonar à balayage latéral de type EG-G SMS 960 de l'IFREMER constitue notre principal outil d'acquisition de données. Il a permis d'assurer la couverture totale de notre zone d'étude et de réaliser une cartographie du fond de la mer détaillée et rapide (1 km²/h environ à une vitesse de 4-5 noeuds)

La description de cet équipement s'inspire des travaux de BRAUD (1984, 1986) et de BERNE et al (1986).

Il est constitué de 3 éléments principaux:

a) <u>le poisson</u> (Model 272) est équipé de deux transducteurs émettant latéralement des signaux de 105 Khz de fréquence, à courte durée d'impulsion (0,1 ms) et dont la cadence d'émission C est proportionnelle à la portée latérale P sélectionnée: (C(s) = 0,0015 P(m)). L'angle d'ouverture du lobe principal d'émission est de 1,2° en gisement alors qu'il atteint 30° en site (fig. II-2). L'utilisation des lobes secondaires élimine presque totalement la zone sourde mais la résolution y est moindre. Quant au lobe subvertical, il donne un profil du fond suivant la route suivie. La portée maximale de 500 m de l'appareil est rarement utilisée en raison de la dégradation de la qualité de l'image sur de telles distances et de la faible profondeur d'eau sur la zone de travail. En fait c'est la portée pratique de 100 m qui a été utilisée pour notre prospection.



Fig. II-2.- Caractéristiques du faisceau du sonar latéral EG-G.

b) <u>l'enregistreur graphique</u> (SMS 960 MASTER UNIT) est relié au poisson par un câble électroporteur, par l'intermédiaire d'un treuil à connecteur tournant permettant une télécommande de l'altitude du poisson.

Cet enregistreur associe plusieurs fonctions: - toutes les fonctions électroniques classiques (gains à temps variables, contraste, amplification et numérisation du signal);

- l'asservissement du défilement du papier à la vitesse du navire (correction de compression);

- la détermination de l'altitude du poisson servant au calcul de la correction d'obliquité des rayons. Chaque point élémentaire de l'image (pixel) est ainsi ramené dans sa position réelle. Ce traitement du signal se rapporte à une anamorphose;

- la suppression du trajet des ondes acoustiques dans l'eau, permettant de juxtaposer les voies gauche et droite;

- la visualisation des données ramenées dans un repère orthonormé par une table traçante numérique. Les signaux rétrodiffusés alimentent, sous forme de courants, des électrodes en hélice, qui parcourent la bande d'enregistrement. Le courant traverse le papier électro-sensible, en produisant des marques d'intensité variable (16 niveaux de gris et 2048 pixels par impulsion et par ligne) qui sont fonction des caractéristiques du fond. L'image imprimée est appelée sonogramme;

 l'entrée d'informations (date, heure, numéro de profil, cap, vitesse, gain, contraste) de façon manuelle ou automatique.

c) l'enregistreur magnétique acquiert les données numérisées brutes (après gain à temps variable) sur un dérouleur de bandes. Sans entrer dans les caractéristiques techniques de l'appareil qui sont développées par BERNE et al (1986), indiquons que pour une portée de 100 m, une minute d'enregistrement correspond à 4,32.10⁴ bits de données. Ce type d'équipement est particulièrement utile dans le cas de cartographie détaillée (mosaïque) où l'assemblage de bandes d'enregistrement juxtaposées nécessite certains rejeux. La qualité des données fournies en temps réel permet, pour des reconnaissances générales sur de vastes zones telles que la nôtre, de s'affranchir de ces traitements. L'enregistreur magnétique a donc été peu utilisé.

1-1-3 Pouvoir de résolution du sonar

Le pouvoir de résolution est un des paramètres qui limite l'exploration acoustique par sonar latéral. On distingue la résolution transversale de la résolution longitudinale qui représentent la longueur d'un objet orienté, respectivement, perpendiculairement et parallèlement à la route suivie.

Ces deux paramètres varient d'après les formules développées par BRAUD (1986), en fonction de la position sur l'enregistrement:

 - la résolution transversale se dégrade vers le centre de l'image; par exemple pour H (altitude du poisson) = 10 m et P (portée) = 100 m, la taille d'un pixel passe de 0,126 m au bord de l'image à 1,57 m au centre;

- la résolution longitudinale s'améliore vers le centre de l'image; par exemple pour H = 10 m et P = 100 m, la taille d'un pixel passe de 2,11 m au bord de l'image à 0,21 m au centre.

En pratique, pour des conditions optimales d'enregistrement, on considère que le pouvoir de résolution du sonar est compris entre 1 et 2 m.

Les notions de résolution transversale et longitudinale ont une implication directe sur les conditions d'utilisation du sonar. Pour disposer effectivement, d'une part d'une portée P, et, d'autre part d'un échantillonnage longitudinal continu, l'altitude H du poisson doit répondre respectivement aux conditions suivantes: H < 0,47P et H > 0,0714VP (V: vitesse du poisson en m/s).

En pratique, pour les petits fonds de la Manche orientale compris entre 10 et 50 m, le poisson a été remorqué à une altitude de 5 à 20 m.

1-1-4 Equipements associés

1-1-4-1 Le positionnement

L'ensemble des profils réalisés a été positionné grâce au système de radio-navigation SYLEDIS spécialement mis en œuvre pour les campagnes de sonar latéral par la société

GENAVIR (IFREMER). Cet équipement donne instantanément à l'homme de barre la vitesse et le cap vrai du navire, ainsi que, par l'intermédiaire d'un indicateur gauche-droite, sa position au mètre près par rapport au profil préalablement déterminé. La précision et la fiabilité de cet équipement assurent un excellent calage géographique aux enregistrements sonar effectués. La localisation du navire est enregistrée régulièrement sur cassette toutes les minutes ou toutes les 30 secondes, permettant un tracé automatique des plans de route.

1-1-4-2 Le sondage bathymétrique

Le sondage bathymétrique par faisceau étroit a été utilisé en parallèle avec le sonar. Cette technique permet d'apporter une dimension verticale à la morphologie des fonds, "vue" en plan par le sonar. Signalons par ailleurs que l'échosondeur a été utilisé seul afin d'effectuer des corrélations topographiques dans des secteurs partiellement couverts par le sonar latéral, mais aussi lors de missions de prélèvements à la benne (cf. II-A-1-4) sur les N/O Pluteus II et Sepia II.

500 km de profils bathymétriques ont ainsi été effectués en dehors de la prospection jumelée avec le sonar (fig. II-5).

> 1-1-5 Mode de formation et description d'un sonogramme

par les transducteurs est Le signal émis rétrodiffusé avec plus ou moins d'intensité selon la nature et la morphologie des fonds (fig. II-3). Ainsi la roche ou les sédiments grossiers tels que galets et graviers réfléchissent mieux que les sables et apparaissent gris foncé à noir sur les sonogrammes, tandis que les sables donnent une teinte plus claire. L'intensité de gris n'a cependant pas une valeur absolue pour un sédiment donné et varie en fonction des réglages de l'appareil et des conditions d'environnement. permettant une très nets. contre les contrastes sont Par identification aisée des limites entre deux types de sédiment.



Fig. II-3.- Mode de formation des images sonar.

Les éléments de relief sont également identifiés par le sonar latéral. Toute ondulation du fond entraîne une variation de l'angle d'incidence de l'onde acoustique et, par là même, de la quantité d'énergie rétrodiffusée. Ainsi les surfaces les mieux "éclairées" apparaissent en sombre sur les sonogrammes alors que les zones d'ombre sont représentées en clair. Une image sonar peut ainsi s'apparenter au négatif d'une "photographie aérienne" des fonds.

La planche H.T. 1 donne une représentation à l'échelle d'un sonogramme. L'enregistrement est composé de deux parties distinctes:

- la partie gauche est une vue en plan du fond de la mer et constitue le sonogramme sensu stricto. Il est composé d'un côté gauche et d'un côté droit associés aux lobes d'émission correspondants du sonar, séparés par un trait continu représentant la trace du poisson. Chaque intervalle entre les repères de distance étant de 25 m dans un repère orthonormé, la portée représentée est de 100 m. Dans ce cas précis, l'échelle du sonogramme est au 1/1000; - la partie droite donne une allure de la topographie sur le profil suivi, le trait plein donnant l'altitude du poisson au dessus du fond et le trait pointillé donnant sa position par rapport à la surface.

Des indications telles que marques de profil et marques horaires, ainsi que le codage des différents réglages de l'appareil sont également reportés.

1-1-6 Limites du système

Bien que très performant par les corrections automatiques qu'il réalise et par son haut pouvoir de résolution, le système décrit comporte encore quelques déformations ou imprécisions liées aux conditions d'environnement:

- la correction d'obliquité des rayons est effectuée pour des fonds supposés plats et horizontaux;

 les mouvements du poisson: roulis, tangage et lacets, ne sont corrigés par aucun capteur d'attitude;

- en raison de ces mouvements, il arrive que l'un des transducteurs capte des signaux émis et rétrodiffusés sur l'autre voie. Il se produit alors un phénomène de diaphonie qui se traduit, sur une partie du sonogramme, par la surimpression symétrique de la partie opposée de l'image;

- la position enregistrée est celle du bateau, et non celle du poisson. Le décalage peut atteindre une centaine de mètres:

 la dérive due aux courants traversiers provoque
 à la fois une erreur sur la position du poisson, mais également une rotation de l'image.

Ces facteurs d'imprécision, bien que faibles, doivent être pris en compte lors du dépouillement. Ils peuvent être facilement corrigés manuellement à partir des enregistrements. Signalons de plus qu'un système de correction automatique des données, récemment développé par IFREMER (BERNE et al, 1986), peut être utilisé. 1-1-7 Couverture par sonar latéral de la zone d'étude

Les missions mises en oeuvre par IFREMER depuis 1983, afin de procéder à une reconnaissance de notre secteur d'étude par le sonar sont les suivantes:

- le 3 juillet 1983 sur le N/O THALIA,

- les 24 et 25 avril 1984 sur le N/O PELAGIA,

- du 5 au 22 août 1985 sur le N/O CRYOS,

- du 28 au 31 août 1986 sur le N/O PLUTEUS II.

L'état de la mer est un facteur limitant les capacités d'investigation du sonar. Ainsi en août 1985, les conditions météorologiques défavorables n'ont pas permis une utilisation optimale de cet équipement.

Au total, 900 km de profils ont été réalisés dans la zone prospectée (fig. II-4).

1-2 Observations par caméra vidéo

La reconnaissance par caméra vidéo sous-marine (matériel de la Station Biologique de Roscoff) permet l'observation directe des différents types de fonds (roche, cailloutis, sable) à une échelle complémentaire de celle du sonar latéral: le champ d'observation a une largeur de 1,5 m pour une profondeur voisine de 2 m.

La bonne définition de cet appareil en fait un outil particulièrement adapté aux zones où les changements de faciès sont rapides et où l'imagerie sonar est d'interprétation délicate. On peut de plus observer des figures sédimentaires de faible extension, non détectées sur les sonogrammes, les tris granulométriques et lithologiques au sein de ces figures, et les communautés biologiques associées (ex. DAVOULT, 1987).

Une caméra vidéo étanche est logée dans une armature métallique (troïka) remorquée sur le fond à une vitesse voisine de 1 noeud. La progression moyenne de cet appareil est de 1,5 km/h. 8 heures d'enregistrement vidéo ont été effectués dans la zone d'étude. Les profils correspondants sont reportés sur la figure II-6.



Fig. II-4.- Localisation des profils réalisés avec le sonar latéral.



Fig. II-5.- Localisation des profils bathymétriques non couplés au sonar latéral.

1-3 Observations et prélèvements en plongée

La plongée autonome autorise des observations très précises sur des structures préalablement reconnues au sonar latéral ou grâce à la caméra vidéo. Malgré le caractère très ponctuel des explorations, les apports de cette technique sont précieux et multiples:

- prises de vues générales et macroscopiques (champ de 15x20 cm) (effectuées par A. RICHARD);

 prélèvements in situ et reconnaissance des variations granulométriques et lithologiques fines au sein de structures sédimentaires;

- mesures précises des directions et des pentes de ces structures;

- suivis de déplacements, sous l'action des courants, de sédiments au moyen de marqueurs (brique pilée), ainsi que des structures sédimentaires, grâce à des jalons fichés sur le fond.

Les sites de plongée sont représentés sur la figure II-6

1-4 Prélèvements de sédiments à la benne

Les prélèvements de sédiment permettent de calibrer les sonogrammes en identifiant les faciès acoustiques aux différents faciès sédimentaires. Ceux-ci sont définis par leurs caractéristiques granulométriques et lithologiques (principaux constituants, teneurs en calcaire). 320 échantillons environ ont été collectés dans le secteur étudié (fig. II-7) au moyen d'une benne SHIPECK dont les caractéristiques sont données par AMINOT et CHAUSSEPIED (1983). Cet engin permet d'obtenir un sédiment ponctuel, peu perturbé et non lessivé au cours de la remontée, correspondant à une surface échantillonnée de 4 dm².

Deux stratégies de prélèvement ont été employées:

- entre la côte et la Bassure de Baas, les prélèvements ont été effectués de façon lâche (en moyenne 1 échantillon pour 2 km²) sur un secteur étendu, en fonction de la morphologie reconnue préalablement grâce à l'échosondeur du N/O SEPIA II. Leur position est



Fig. II-6.- Localisation des traits de caméra vidéo, des sites de plongée et des mesures de courants.

connue grâce au système de localisation Decca, dont la précision est de l'ordre de quelques dizaines de mètres;

- dans un secteur plus restreint, compris entre les bancs du Vergoyer et de la Bassure de Baas (entre 50°34'N et 50°43'N), un échantillonnage beaucoup plus dense (jusqu'à 6 échantillons sur 200 m) a été effectué. Des prélèvements sériés sur des structures sédimentaires de faible extension et de relief important, de type vague de sable, ont été rendus possibles grâce à l'utilisation du système de positionnement SYLEDIS, qui fournit une précision de l'ordre du mètre, et de l'échosondeur très performant du N/O PLUTEUS, qui permet de visualiser l'impact de la benne sur le fond (fig. II-8).



Fig. II-8.- Visualisation par sondeur bathymétrique de l'impact d'une benne sur le fond.

1-5 Mesures de courant

On a procédé à des mesures courantologiques afin de mettre en évidence les variations de direction et d'intensité des courants de marée dans la tranche d'eau et de relier les valeurs mesurées près du fond aux conditions de mise en mouvement des sédiments.



Les prélèvements numérotés correspondent à des échantillons types, dont les courbes granulométriques cumulatives sont reportées sur la figure IV-6.

Fig. II-7.- Localisation des points de prélèvement à la benne.

Deux types d'appareils ont été utilisés:

a) le courantomètre Braystocke BFM 008 permet des mesures en temps réel dans la tranche d'eau. Cet appareil constitué par un poisson lesté, équipé d'une hélice et d'une boussole, est relié à un boîtier de lecture donnant la direction du courant et le nombre de tours d'hélice par unité de temps. La vitesse du courant en m/s est obtenue au moyen de tables.

Un cycle de mesures a été effectué pour des courants près du fond et à 5 m de la surface par $50^{\circ}42'N - 1^{\circ}27',50E$ pendant 12 h.

b) le courantomètre enregistreur Aanderaa a été utilisé exclusivement pour des mesures à un 1 m du fond environ. Cet appareil fixé sur une potence lestée par des batteries usagées et reposant sur le fond (fig. II-9) est composé de deux éléments pivotant autour d'un axe:

- un large panneau muni d'ailerons, qui s'oriente dans le courant;
- un boîtier cylindrique étanche surmonté d'un rotor et d'un capteur de température, contenant une boussole et un système d'acquisition des données sur bande magnétique. La direction et la vitesse du courant sont enregistrées toutes les 15 min. ainsi que la température de l'eau.

On a procédé à 3 cycles de mesures (fig. II-6):

- durant 24 h par $50^{\circ}41',94N - 1^{\circ}26',78E$ pour des coefficients de marée de 65 à 80, ainsi que par $50^{\circ}32',20N - 1^{\circ}29',75E$ pour des coefficients de marée de 34 à 44.

- durant 12 h par 50°30',60N - 1°27'E pour un coefficient de 79.

Les deux dernières séries de mesures ont été réalisées parallèlement à des mesures, en plongée, de déplacements de sédiments et de structures sédimentaires (cf. II-A-1-3).

1-6 Résumé

L'ensemble des techniques mises en peuvre pour l'étude de la couverture sédimentaire associe:

- une reconnaissance à grande échelle de la zone concernée, par des procédés acoustiques perfectionnés tels que la prospection par sonar latéral et le sondage bathymétrique;

- une confrontation de ces résultats aux données



Fig. II-9.- Mouillage au fond par potence d'un courantomètre Aanderaa.

de terrain comprenant des observations par caméra vidéo et photographies sous-marines, ainsi que des prélèvements à la benne et en plongée, permettant d'étalonner les images sonar.

La complémentarité des échelles d'observation de ces techniques permet une caractérisation précise de la nature et de la morphologie de la couverture sédimentaire superficielle.

La dynamique sédimentaire est également mieux connue grâce à des mesures de déplacements des sédiments et des structures associées, sous l'action des courants de marée, dont on a déterminé les caractéristiques près du fond. 2- Etude de la succession verticale des sédiments

2-1 La sismique réflexion

Un équipement de sismique très haute résolution de type sondeur de sédiments, de fréquence 2,5 Khz, utilisé en parallèle avec l'appareillage sonar latéral, lors des missions IFREMER de 1984 et 1985, nous a fourni une coupe verticale de la couverture sédimentaire meuble ainsi que de la morphologie du substratum rocheux sous-jacent. La profondeur maximale d'investigation est d'une quinzaine de mètres sous l'interface eau-sédiment. Plus que toute autre, cette méthode, utilisant également la réflexion des ondes acoustiques sur les différents interfaces, nécessite des conditions de navigation très favorables, et n'a fourni des résultats satisfaisants qu'au cours de la campagne d'avril 1984. 170 km de profils ont ainsi pu être réalisés sur notre zone d'étude. La majeure partie de ces profils est reportée sur la figure II-10.

2-2 Le vibrocarottage

Un vibrocarottier a été utilisé en août 1985, afin de procéder à un échantillonnage vertical des sédiments dans des sites préalablement reconnus par sismique-réflexion. Cet équipement (système Zenkovitch) se compose d'un bâti métallique reposant sur le fond (fig. II-11) et d'un tube carottier de 5 m s'enfonçant dans le sol par le jeu des vibrations engendrées par deux moteurs. Une gaine de plastique PVC logée à l'intérieur du tube carottier permet de récupérer intacts les échantillons. 9 carottes, de diamètre 110 ou 200 mm ont été recueillies dans le prolongement de l'estuaire de la Canche, au voisinage des fosses F2 et F3, le long des profils de sismique-réflexion réalisés en avril 1984 (cf. fig. II-10). 3 de ces carottes atteignent la hauteur maximale de 5 m.

Fig. II-11.- Principe du vibrocarottage (page suivante).



fig. II-10. - Localisation des profils sismiques et des carottages.





B- ANALYSES DE LABORATOIRE ET TRAITEMENT DES DONNEES

1- Etude des carottes

Ramenées au laboratoire, les 9 carottes ont été photographiées, décrites puis échantillonnées en fonction des variations de faciès. 70 échantillons ont été prélevés pour l'ensemble de ces carottes.

2- Analyses sédimentologiques

Les quelque 400 échantillons collectés à la benne ou en plongée, ou prélevés dans les carottes, ont été étudiés grâce aux techniques suivantes:

- granulométrie des fractions graveleuse et sableuse sur une colonne de tamis à mailles carrées de norme AFNOR (raison $10^{1/10}$). L'échelle de taille des grains varie de 63 à 16 000 mu;

- dosage du calcaire par le calcimètre de Bernard.

Certains échantillons ont fait l'objet d'analyses complémentaires:

- microgranulométrie de la fraction <63 mu à l'aide d'un Sedigraph 5000 D. Le principe de fonctionnement de cet appareil est décrit par CALATAYUD (1981);

- détermination du cortège minéralogique argileux par diffraction des rayons X selon la méthode préconisée par CHAMLEY (1966) et HOLTZAPFFEL (1986).

- observation des refus de tamis de sédiments caractéristiques à la loupe binoculaire et de frottis de la fraction fine au microscope.

3- Traitement des données

L'ensemble des données granulométriques et de calcimétrie a fait l'objet de programmes dont les explications seront données ultérieurement (PATOUILLARD et DEWEZ, travaux en cours). Les principaux traitements sont les suivants (cf. annexe):

 calcul des paramètres granulométriques de position
 (percentiles, médiane, grain moyen, mode...) et de dispersion (indices de classement et d'asymétrie) ainsi que des teneurs en calcaire;

 détermination du type de sédiment à partir des principaux paramètres, en fonction de la nomenclature de la carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 (VASLET et al, 1978);

- tracé automatique sur imprimante ou table traçante des bistogrammes de fréquence et des courbes cumulatives lissées;

 constitution d'un fichier des paramètres granulométriques et des teneurs en calcaire;

- tracé de diagrammes binaires et ternaires pour les différents paramètres. Ceci permet d'obtenir des corrélations ou de définir des indices d évolution au sein de groupes d'échantillons.

C- DEPOUILLEMENT DES DONNEES SONAR

L'ensemble des enregistrements effectués par le sonar latéral a abouti à l'élaboration d'une carte morpho-sédimentaire. L'ensemble des routes, repéré par le système de radionavigation SYLEDIS et reporté sur table traçante, comporte, tout comme les sonogrammes, des repères horaires, qui permettent un report analogique précis des figures sédimentaires détectées et des limites de faciès. Les profils sont corrélés les uns aux autres en s'appuyant sur les enregistrements bathymétriques et en confrontant les sonogrammes aux prélèvements sédimentaires, afin d'obtenir une cartographie cohérente de la morphologie et de la nature des fonds.

Les données sont reportées à l'échelle de la carte marine SHDM 6795 (1/43 600 à 50°35'N) dont on a repris les courbes bathymétriques et le trait de côte. Des reports à l'échelle du 1/10 000 permettent, lorsque la densité des profils l'autorise, une représentation plus précise de la répartition des sédiments et des structures associées.


MORPHOLOGIE DES CORPS SABLEUX

CHAPITRE III- MORPHOLOGIE DES CORPS SABLEUX *************

Plusieurs grands types de corps sableux ont été reconnus sur le secteur d'étude. Les apports du sonar latéral et du sondage bathymétrique permettent l'identification de structures de moyenne et grande taille. Par contre les investigations réalisées par caméra vidéo et en plongée autorisent l'observation de figures sédimentaires de plus petite taille. Chacune de ces stuctures se caractérise par sa forme et sa taille, ainsi que par son orientation par rapport aux courants de marée.

Il existe 3 types de structures perpendiculaires aux courants: ce sont par ordre de taille croissante: les rides, les mégarides et les vagues de sable ou ridins. Les bancs constituent par leurs dimensions des structures de premier ordre et s'orientent parallèlement aux courants de marée, tout comme les rubans qui constituent un mince placage sur un substrat plus grossier, généralement caillouteux. Les taches s'apparentent aux rubans par la faible quantité de sable qu'elles mobilisent et leur présence sur des fonds caillouteux. Mais leur forme est très variable et ne présente pas de direction préférentielle d'allongement.

Ces structures ont été représentées sur la "Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer" (1/43 600 à 50°35'N) réalisée par AUGRIS, CLABAUT, DEWEZ et AUFFRET (1987), exception faite des rides qui ne sont pas détectables par le sonar latéral ou en bathymétrie en raison de leur petite taille. De plus leur représentation n'est pas compatible avec l'échelle de la carte.

Avant d'envisager la répartition des corps sableux sur le secteur d'étude et d'en donner les caractéristiques morphologiques, il convient de bien définir leur terminologie et leur paramètres structuraux, à partir des études qui en ont été faites.

A- CARACTERISTIQUES GENERALES DES PRINCIPALES STRUCTURES SABLEUSES

1- Les stuctures perpendiculaires aux courants

On verra plus loin (cf. A-1-1-4) que s'il y a accord sur l'appellation des rides, il n'en est pas de même pour les stuctures de plus grande taille: les mégarides et les vagues de sable.

1-1 Les rides (ripples)

1-1-1 Caractéristiques générales

Les rides, appelées aussi ripple=marks⁽¹⁾, constituent les structures sableuses élémentaires et se forment dès que le courant, quel qu'il soit, est suffisant pour mettre le sable en mouvement. On distingue les rides de houle des rides de courant.

Les rides de houle ont une allure symétrique, trochoïdale, c'est-à-dire qu'elles sont constituées d'une crête vive séparant des dépressions d'allure concave. La crête est longue et droite.

Les rides de courant sont asymétriques, la pente la plus douce faisant face au courant, tandis que le flanc abrupt est formé par "phénomène d'avalanche" et possède une pente de l'ordre de 30° (ALLEN, 1980). la hauteur maximale H des rides de courant varie de 4 à 6 cm selon les auteurs (Mc CAVE, 1971; DALRYMPLE et al, 1978; ALLEN, 1980 et 1984; FIELD et al, 1981; BELDERSDN et al, 1982). La longueur d'onde maximale L semble, pour chacun de ces auteurs, ne pas excéder 60 cm.

Les deux paramètres H et L sont liés par leur rapport L/H, appelé indice de ride. Pour les rides de courant, ce

(1) le terme ripple-mark s'applique plus généralement aux structures sédimentaires de type ride reconnues dans les séries géologiques.

rapport est compris entre 5 et 12 d'après YALIN (1972 <u>in</u> BELDERSON et al, 1982) et entre 7 et 20 d'après ALLEN (1984). D'après ce dernier auteur, les valeurs de ce rapport sont maximales pour des vitesses de courant moyennes, compatibles avec la formation des rides, soit aux alentours de 40-50 cm/s.

La jonction des rides entre elles, selon la terminologie de ALLEN (1984) s'effectue en contrefort (buttress) ou en zig-zag, ou peut encore être ouverte (fig. III-1).



zig-zag contrefort ouvert Fig. III-1.- Types de jonction entre les rides. D'après ALLEN (1980).

1-1-2 Facteur contrôlant la morphologie

La vitesse du courant régit la forme générale des rides, qui peuvent être ainsi longues et droites, longues et sinueuses, ou linguoïdes (REINECK et SINGH, 1973). D'après ALLEN (1980) et BELDERSON et al (1982), les rides linguoïdes, de stucture assez complexe, caractérisent des courants à vitesse plus élevée que ceux engendrant les rides longues et droites.

1-1-3 Restriction granulométrique

L'édification des rides n'est possible que pour des sables dont le grain moyen est inférieur à 0,7 mm (BELDERSON et al, 1982). Par ailleurs YALIN (1972 <u>in</u> BELDERSON et al, 1982) relie les paramètres H et L à la granularité du sable par H<300D et 600D<L<1600D où D exprime la médiane. Ainsi pour un sable de 0,2 mm, la hauteur de la ride est inférieure à 60 mm (cette valeur ne peut être dépassée, quelle que soit la taille de grain), alors que la longueur d'onde doit être comprise entre 120 et 320 mm.

1-2 les mégarides (megaripples)

1-2-1 Caractéristiques générales

On distingue les mégarides de houle des mégarides de courants. La formation de ces dernières requiert des vitesses de courant plus élevées que pour les rides, de l'ordre de 50-60 cm/s en caractéristiques générales des mégarides surface. Les sont sensiblement les mêmes que celles des rides: allure symétrique trochoïdale pour les mégarides de houle et asymétrie marquée pour les structures engendrées par les courants de marée. La différence se situe au niveau de la taille des structures et des paramètres de forme. La surface des mégarides est le plus souvent modelée par des rides. Elles ont cependant une extension un peu moins large que ces dernières en raison des quantités plus importantes de sable qu'elles mobilisent et des vitesses de courants plus élevées, nécéssaires à leur formation. Elles restent néanmoins des structures très largement répandues.

L'amplitude minimale généralement admise est de 5 cm et elle atteint au maximum 1,5 m (Mc CAVE, 1971; LANGHORNE, 1978) à 2 m (EISMA et al, 1979; BELDERSON et al, 1982). La longueur d'onde varie de 60 cm à 6 m pour BODTHROYD et HUBBARD (1975) et jusqu'à 25 m ou 30 m pour DALRYMPLE et al (1978). L'étalement des valeurs maximales montre les possibilités de recouvrement entre les mégarides et les vagues de sable. Les limites entre ces deux types de structures dépendent des conditions d'environnement; on ne peut donc définir de valeur absolue. La profondeur n'a pas d'influence nette sur la hauteur et la longueur d'onde des mégarides. Ce dernier paramètre peut cependant largement fluctuer dans un même secteur. Ces variations sont attribuables aux modifications de la granularité et de l'épaisseur de la couverture sableuse (BELDERSON et al, 1982).

Les mégarides de courant sont caractérisées par deux pentes distinctes, d'autant plus inégales que le courant est bien établi. D'après ALLEN (1984), la pente la plus douce, faisant face au courant, n'excède jamais 5°, alors que la pente forte, excédant généralement 20° (BELDERSON et al, 1982), peut avoisiner 30-35°. Cette valeur élevée est atteinte lorsque la vitesse minimale de formation

des mégarides (50-60 cm/s) est fréquemment dépassée au cours du cycle de marée.

1-2-2 Rapports caractéristiques

Deux rapports sont couramment utilisés pour la caractérisation des mégarides: l'indice de forme verticale L/H défini précédemment et l'indice de symétrie qui s'exprime comme le rapport (a/b) des longueurs, mesurées perpendiculairement à la crète, du flanc le plus long au flanc le plus court (fig. III-2). Le rapport L/H est minimal (proche de 15) dans le cas de petites mégarides, au relief assez marqué, comparable à celui des rides; il est par contre assez élevé (environ 40) pour de plus grandes structures dont les pentes sont beaucoup plus adoucies (ALLEN, 1980). Comme on le verra dans la partie consacrée à la dynamique sédimentaire (chapitre V), l'asymétrie est susceptible de s'inverser en fonction de la direction du courant. L'indice de symétrie est donc très variable. En règle générale et de façon théorique, il semble ne pas pouvoir excéder la valeur 16 dans le cas de courants de marée alternatifs (ALLEN, 1980).



Fig. III-2.- Définition des paramètres morphologiques des "rides".

1-2-3 Restriction granulométrique

Les mégarides sont constituées de sables fins à grossiers, voire même de sédiments graveleux. Elles ne peuvent se former que lorsque la granularité du sédiment est supérieure à 0,17 mm (BELDERSON et al, 1982).

1-3 Les vagues de sable (sandwaves)

1-3-1 Caractéristiques générales

Les vagues de sable ou ridins⁽¹⁾ dont l'origine précise est controversée (cf. I-B-2-4-2) résultent essentiellement de l'action des courants de marée, dont la vitesse est généralement comprise entre 50 et 150 cm/s. Les houles, au contraire, ont une action destructrice sur la crête des vagues de sable (Mc CAVE, 1971; EISMA et al, 1979; JDHNSON et al, 1981; LANGHORNE, 1982). La présence de ces structures est donc fortement contrariée dans les petits fonds inférieurs à 10 m.

Leur hauteur varie d'environ 2 m à une dizaine de sont parfois atteintes: 15 m metres. Des valeurs importantes (LANGHORNE, 1982) ou 20 m (STRIDE et al, 1971; AUFFRET et al, 1975) voire même exceptionnellement 25 m (TWICHELL, 1983) à 30 m (JORDAN, 1962). La longueur d'onde moyenne se situe entre 200 et 500 m (Mc CAVE, 1971) avec des valeurs minimales de 50 m (TWICHELL, 1983) pour les structures de petite taille et maximales de 1000 m (STRIDE et al, 1971; ALLEN, 1980; AMOS et KING, 1984) pour les grandes vagues de sable. D'une manière générale, hauteur et longueur d'onde tendent à augmenter avec la profondeur. Sur le plateau continental, les rapports de la longueur d'onde et de la hauteur des ridins, à la profondeur varient respectivement de 2 à 20 et de 0,05 à 0,5 (ALLEN, 1982; BELDERSON et al, 1982).

Les vagues de sable sont subdivisées en plusieurs catégories d'après leur profil transversal. La terminologie utilisée est celle de VAN VEEN (1935) qui fut le premier à les identifier grâce à l'utilisation du sondage bathymétrique. On distingue ainsi les structures symétriques à légèrement dissymétriques, de type trochoïdal, et les structures nettement asymétriques, de type progressif et de type dos de chat (cat back) dont le flanc le plus long a un profil sigmoïdal (fig. III-3).

⁽¹⁾ Le mot ridin, orthographié également riden, sera fréquemment utilisé dans cette étude pour désigner les vagues de sable. Il s'agit d'un terme régional, également adopté par BRAUD (1986).



Dos de chat (Cat back)

Fig. III-3.- Morphologie des différents types de vagues de sable. D'après VAN VEEN (1935).

Les formes asymétriques ont des pentes de l'ordre de 10° (LANGHORNE, 1973; HEATHERSHAW et CODD, 1985) allant jusqu'à 20° (BELDERSON et al, 1982). Pour les formes asymétriques, la pente douce qui fait face au courant dominant varie de 0,5° pour les grandes structures à 5° pour les petites, alors que le flanc abrupt a une pente généralement inférieure à 20° (ALLEN, 1982). La crête de l'édifice possède généralement un relief plus marqué (JONES et al, 1965; Mc CAVE, 1971), la pente formée par avalanches étant de l'ordre de 30-35° (LANGHORNE, 1978 et 1982).

Selon ALLEN (1980 et 1984), l'indice de symétrie des vagues de sable excède très rarement 4 ou 5. Quant à l'indice de ride, il varie de 20 à 100 et même davantage pour les grandes structures, qui sont par conséquent les plus aplaties. Ces deux rapports sont faiblement liés, les formes symétriques ayant toutefois tendance à posséder un relief plus accusé.

Vues en plan, les vagues de sable ont une crête droite à légèrement sinueuse, que l'on peut suivre sur 3 à 6 km (KENYON et STRIDE, 1968; STRIDE et al, 1971; LANGHORNE, 1973). La hauteur peut varier assez largement le long de cette crête (CLOET, 1976). IL existe par ailleurs des vagues de sable à crête très recourbée, appelées barkhanes. Ces structures particulières sont isolées et reposent sur des fonds caillouteux. Elles sont typiquement associées à des secteurs où le stock sableux est peu abondant (KENYON et STRIDE, 1968; AUFFRET et al, 1975; CLABAUT, travaux en cours).

Les jonctions entre vagues de sable incluent les trois types définis par ALLEN (1982) comme le montrent les sonogrammes de BELDERSON et al (1972) ou de LANGHORNE (1973). Ce dernier pense que le profil en dos de chat (cat back) peut s'expliquer par la coalescence de vagues de sable.

1-3-2 Formes secondaires

Les flancs des vagues de sable, si la pente n'excède pas 15°, sont parfois couverts de rides, le plus souvent de mégarides. Celles-ci festonnent en fonction des courants et de la forme de la structure, la pente douce ou les deux flancs du ridin. Elles sont orientées vers la crête de l'édifice (ALLEN, 1980 et 1984). La partie sommitale de la vague de sable, à pente plus marquée (environ 30°), ne permet pas la mise en place de telles structures superficielles. L'orientation de ces formes secondaires diffère couramment de la direction du ridin suivant un angle variant de 10 à 60°, en particulier sur son flanc le plus raide (LANGHORNE, 1973; KENYON et al, 1981; Mc CAVE et LANGHORNE, 1982; AUFFRET, 1984).

1-3-3 Restriction granulométrique

Les vagues de sable sont constituées de sables fins à moyens de granularité généralement comprise entre 0,17 et 0,5 mm (TERWINDT, 1971) voire 0,7 mm (LANGHORNE, 1973). Il existe cependant des structures formées dans des sédiments plus grossiers (JONES et al, 1965). Leur formation est par contre imcompatible avec des teneurs en fines (<0,063 mm) élevées (HARRIS et COLLINS, 1985). Pour TERWINDT (1971) ces teneurs ne peuvent excéder 15%.

1-3-4 Répartition géographique

Bien que nécéssitant des vitesses de courant plus élevées que dans le cas des rides et des mégarides, ainsi qu'un stock sableux relativement important, les vagues de sable ont une vaste répartition géographique. Parmi les nombreuses études s'y rapportant (cf. ALLEN, 1980 et 1984), citons les principaux travaux relatifs à la Manche et à la Mer du Nord: (VAN VEEN, 1935), STRIDE (1963 et 1970), JONES et al (1965), LANGERAAR (1966), KENYON et STRIDE (1968 et 1970), Mc CAVE (1971), TERWINDT (1971), LANGHORNE (1973, 1978, 1981 et 1982), AUFFRET et al (1975), KIRBY et OELE (1975), BOUYSSE et al (1976), AUFFRET (1984). La répartition des vagues de sable dans ce secteur est donnée sur les figures III-4 et III-7.



Fig. III-4.- Distribution des vagues de sable en Manche et en Mer du Nord. D'après BELDERSON et al (1982).

A une échelle plus vaste, leur extension est générale dans toutes les mers du globe, que ce soit le long des côtes américaines (BOKUNIEWICZ et al, 1977) et africaines (FLEMMING, 1981), en Mer de Bering (FIELD et al, 1981), en Mer de Chine (KLEIN et al, 1982) ou dans le Spencer Gulf en Australie (SHEPHERD et HAILS, 1984).

1-4 Terminologie

La nomenclature tripartite: rides, mégarides, vagues de sable, pour désigner des structures de taille croissante, orientées de façon transverse aux courants correspond à un choix parmi les différentes terminologies adoptées par les auteurs. Celle-ci est la plus couramment utilisée (DALRYMPLE et al, 1978; ELLIOT et GARDINER, 1981; AMOS et KING, 1984). D'autres termes sont cependant utilisés dans la littérature anglo-saxone, en particulier pour caractériser les mégarides, tels que "dunes" (MIDDLETON et SOUTHARD, 1977; ALLEN, 1980 et 1984), "mega current ripples" (TERWINDT, 1971) ou "small sand waves" (BELDERSON et al, 1982). On notera que ces deux derniers termes présentent des connotations génétiques radicalement opposées. C'est principalement sur la base de cet argument que les opinions divergent. Les principales nomenclatures sont rassemblées dans le tableau 5.

Hauteur Longueur d'onde	! <6 cm ! ! <60 cm	6 - 150 cm ! 1,5 - 15 m 60 cm - 20 m ! 50 - 600 m
Cette étude	; rides	mégarides ! vagues de sable
OALRYMPLE et al (1978) AMOS et KING (1984)	!ripples	megaripples sand waves
REINECK et SINGH(1980)	!ripples	mega-current ripples giant megaripp]
FLEMMING (1978)	!ripples	dunes
1IDDLETON et al (1977)	!ripples	dunes sand waves
BELDERSON et al (1982)	!ripples	small sand waves large sand wave:
YALIN (1972)	!	sand waves
AUFFRET et al (1975)	! rides	dünes hydrauliques

Tab. 5.- Différentes terminologies des structures transverses aux courants.

2- Les bancs (sand banks)

Les bancs de sable constituent les seules accumulations sédimentaires de grande taille, orientées de façon longitudinale par rapport aux courants. Ils ne sont pas, en principe, exactement alignés dans le sens de ces courants, mais font un angle de 0 à 20° dans le sens anti-horaire par rapport à ceux-ci (KENYON et al, 1981). Ils sont généralement groupés en familles, chacun d'entre eux étant séparé des autres par des fonds plus grossiers, généralement caillouteux.

En Mer du Nord, où ils sont largement représentés, leur longueur s'échelonne de 12 à 52 km pour une largeur de 0,7 à 3 km (CASTON, 1972; BELDERSON et al, 1982), le rapport de ces deux dimensions variant de 10 à 33. L'épaisseur maximale est comprise entre 24 et 43 m, avec une fréquence maximale aux alentours de 30 m (CASTON, 1972). La hauteur d'eau au dessus de la crête des bancs est faible, généralement inférieure à 10 m. Ils possèdent un profil transversal généralement asymétrique. La pente la plus douce, qui est en raison de la rotation du banc, légèrement oblique par rapport au courant dominant, est en général inférieure à 1°, tandis que le flanc le plus abrupt a une inclinaison maximale de 6°. La crête est le plus souvent vive, sauf aux extrêmités du banc où le profil est assez arrondi, l'asymétrie pouvant même s'y inverser (CASTON, 1981).

Vus en plan, ces bancs sont linéaires à légèrement sinueux, les extrêmités prenant parfois une orientation différente donnant à l'ensemble une allure en S (CASTON, 1972; Mc CAVE et LANGHORNE, 1982). CASTON (1981) subdivise les bancs en trois parties:

- la tête (head) aux contours arrondis, qui constitue l'extrêmité située à "l'amont" par rapport au courant dominant;

- le corps (main bank);

la queue (tail) très effilée, constituant la pointe "aval"
 par rapport au courant dominant.

La tête et la queue peuvent se prolonger au delà de la rupture de pente basale du banc, par un tablier sableux (apron) modelé en mégarides ou vagues de sable.

Ces deux types de structures transverses festonnent également les flancs et la crête des bancs. D'orientation pratiquement perpendiculaire à la direction du banc sur ses flancs, les vagues de sable prennent à mesure de l'élévation vers la crête, une orientation oblique de 50 à 60° et même parfois parallèle par rapport à celle-ci.

Ce phénomène est observé sur de nombreux bancs de la Mer du Nord (HOUBOLT, 1968).

La granularité des sédiments constituant les bancs présente une grande homogénéité. En Mer du Nord, le grain moyen est compris entre 200 et 500 μ m (HOUBOLT, 1968).

Les bancs sont largement représentés dans toutes les mers du globe; ils sont particulièrement nombreux aux abords du détroit du Pasde-Calais (fig. III-5). Il faut cependant discerner les bancs dits du large (offshore banks ou offshore ridges) reposant sur des fonds supérieurs à 15-20 m, des bancs côtiers et littoraux (nearshore bars et shoreface connected sand ridges), qui sortent du cadre de cette étude. Il en de même des bancs reliques, devenus inactifs car plus profonds, qui sont caractérisés par des pentes plus douces, dépourvues de structures secondaires.

3- Autres structures sableuses

Les rubans et les taches constituent les autres structures majeures. Ils s'apparentent par la faible quantité de sable qu'ils mobilisent et leur faible épaisseur, qui laisse localement place au cailloutis sous-jacent.

3-1 Les rubans (sand ribbons)

Ce sont typiquement des structures d'orientation parallèle aux courants de marée. Ils atteignent jusqu'à 15 km de long (KENYON, 1970b) pour une largeur maximale de 260 m (HARRIS et COLLINS, 1985), le rapport de ces deux valeurs excédant généralement 40. L'épaisseur est mal connue mais ne semble pas excéder quelques dizaines de centimètres (BELDERSON et STRIDE, 1966; Mc CAVE et LANGHORNE, 1982). KENYON (1970b) a défini 4 types de rubans en fonction de la vitesse moyenne des courants (fig. III~6):

- le type A est caractéristique des vitesses les plus élevées, de l'ordre de 125 cm/s. Les rubans sont constitués par des successions de mégarides ou de petites vagues de sable à crêtes longues et droites, laissant apparaître le cailloutis;



Fig. III-5.- Distribution des bancs aux abords du détroit du Pas-de-Calais. D'après BELDERSON et al (1982).



Fig. III-6.- Principaux types de rubans. D'après KENYON (1970b).

- le type B (vitesse moyenne de 100 cm/s) est le plus largement répandu. Il s'agit d'épandages sableux continus disposés en "doigts de gant";

- le type C (vitesse moyenne de 90 cm/s) est caractéristique de rubans formés par la succession de barkhanes de faible relief et de plages caillouteuses; - le type D est représentatif des vitesses moins élevées, de l'ordre de 75 cm/s. Il s'agit de petits rubans d'une dizaine de mètres de largeur, qui s'intercalent entre des vagues de sable isolées.

Les rubans sont assez largement répandus en Manche où l'intensité des courants de marée est suffisamment élevée pour permettre leur formation (KENYON, 1970b; KENYON et STRIDE, 1970; AUFFRET et al, 1975) (fig. III-7).





Fig. III-7.- Répartition des rubans et des vagues de sable en Manche. D'après KENYON et STRIDE (1970).

3-2 Les taches (sand patches)

BELDERSON et al (1982) subdivisent ces stuctures en taches de sable transverses et longitudinales, en fonction de leur orientation préférentielle par rapport aux courants de marée. Quelle que soit leur appellation, ces structures sont caractéristiques de zones à faibles courants (<SO cm/s) où la quantité de sable disponible est faible. Leur forme et leur taille sont très variables, la plus grande dimension atteignant 500 m (KENYON, 1970a). Leurs contours, bien qu'irréguliers, constituent une limite nette par rapport au cailloutis sous-jacent. Leur surface est fréquemment modelée en mégarides orientées perpendiculairement par rapport aux courants. L'épaisseur des taches est plus élevée que celle des rubans, atteignant 2 à 4 m (KENYON, 1970a, BELDERSON et al, 1982). B- PRINCIPALES UNITES MORPHO-LOGIQUES DU SECTEUR D'ETUDE

Le secteur d'étude constitue un large plateau incliné vers l'Ouest, compris entre les isobathes 15 et 30 m. Il se raccorde à la côte par un talus littoral domt la pente augmente du Sud vers le Nord, et plonge à l'Ouest vers les zones surcreusées du Chenal du Lobourg (cf. fig. I-2). La carte marine du S.H.D.M. n° 6795 de Berck à Boulogne-sur-Mer (éch 1/43 600) montre des zones en relief, les bancs sableux et des zones en creux -ramifications du Lobourg- qui accidentent le plateau. Les techniques utilisées ont permis d'étudier en détail ces structures et de mettre en évidence d'autres corps sableux de grande extension: les champs de vagues de sable. les autres structures représentées sur la carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer (AUGRIS et al, 1987) (fig. III-8): rubans et taches de sable sont peu fréquents sur la zone étudiée. Ils sont par contre très abondants au Nord de Boulogne-sur-Mer (cf. feuille Nord de la carte).

1- Les bancs

1-1 Caractéristiques générales

Le secteur d'étude est marqué par deux bancs de grandes dimensions: le Vergoyer et la Bassure de Baas, ainsi que par la terminaison Nord du Battur. La "tête" de ces édifices se situe au sud de la zone étudiée entre les latitudes 50°20' et 50°28'. La "queue" de la Bassure de Baas se situe vers 50°50' au large d'Audresselles (AUGRIS et al, 1997; CLABAUT, travaux en cours).

Ces bancs sont orientés de façon parallèle aux courants de marée et au trait de côte. Leur allure est donc incurvée. Cette courbure est particulièrement nette pour la Bassure de Baas. Ce banc est le plus grand avec une longueur totale de 75 km contre 35 km pour le Vergoyer et environ 25 km pour le Battur. Ces deux derniers ont une largeur relativement constante, respectivement 4 et 2,5 km. Quant à la Bassure de Baas, sa largeur diminue nettement du Sud vers le Nord: elle mesure environ 6 km face à Berck et moins d'un kilomètre face au Cap d'Alprech où le rétrécissement est maximal. Elle augmente à nouveau légèrement au Nord de Boulogne.

21 profils bathymétriques transversaux de ce banc ont été réalisés (fig. III-9). Les profils 3 à 12 sont pratiquement identiques à ceux effectués par PRYGIEL (1983) sur le même secteur. 3 zones de resserrement sont mises en évidence: entre les profils 21 et 20 (vers 50°25'), 17 et 16 (vers 50°27'), 10 et 9 (vers 50°32'). Au delà, en allant vers le Nord, la largeur du banc diminue progressivement. Le profil varie de part et d'autre de 50°33' environ. Au Sud, la Bassure de Baas est nettement asymétrique avec une pente interne, exposée vers la côte, forte et assez rectiligne, comprise entre 1.3° et 2.7° et un flanc externe, orienté vers le large, d'allure rectiligne à convexe, très adouci, de pente comprise entre 0.3° et 0.5°. Au Nord, le profil devient pratiquement symétrique avec une pente interne de l'ordre de 4° et une pente externe de l'ordre de 2.5°. La Bassure de Baas repose sur un substrat horizontal au Sud; la hauteur d'eau étant sensiblement la même de part et d'autre du banc (environ 25 m). Au Nord, la hauteur d'eau est comprise entre 15 et 20 m côté terre. Cette hauteur d'eau est faible sur le sommet du banc; elle varie de 5 à 12 m en allant vers le Sud. L'épaisseur maximale du banc avoisine 20 m.

Les autres bancs ont une allure générale moins complexe. Le profil transversal du Vergoyer est très asymétrique avec une pente interne comprise entre 1,6° et 3,3° et une pente externe variant de 0,2 à 0,4° sur le corps du banc, et atteignant 0,9° sur la queue. La hauteur d'eau à la base du banc est comprise entre 30 et 40 m et varie de 5 à 12 m sur le sommet. L'épaisseur de ce banc excède parfois 30 m. Le Battur a un profil transversal plutôt symétrique, avec des pentes peu marquées de l'ordre de 0,5°. La profondeur du substrat est proche de 20 m. L'épaisseur du banc varie de 7 à 15 m sur la zone d'étude.

Chacun des trois bancs est prolongé latéralement par un mince tablier sableux dont la largeur peut atteindre 2 km.



Fig. III-8.- Carte des sédiments superficiels au large de Boulognesur-Mer (feuille Sud). D'après AUGRIS et al (1987).



Fig. III-9.- Morphologie de la Bassure de Baas sur la zone d'étude.

1-2 Structures associées

1-2-1 Les vagues de sable

Ces structures n'ont été représentées sur la carte des sédiments superficiels (AUGRIS et al, 1987) que lorsque leur orientation a été soit reconnue grâce au sonar latéral, soit déduite de la juxtaposition de plusieurs profils bathymétriques. Elles couvrent la majeure partie du Battur et de la Bassure de Baas, mais aussi du Vergoyer, où elles n'ont pu être totalement figurées par manque d'informations.

Sur la Bassure de Baas, elles occupent principalement la partie sommitale. L'amplitude de ces vagues de sable est relativement constante, proche de 2 m, pour une longueur d'onde de 100 à 200 m (fig. III-10). Entre les latitudes du Touquet et du Cap



Fig. III-10.- Profils bathymétriques longitudinaux du sommet de la Bassure de Baas. Localisation: a- 50°25'90-1°20' à 50°24'60-1°17'30. b- 50°32'50-1°27' à 50°33'80-1°27'35.

d'Alprech, leur profil est le plus souvent asymétrique, le flanc abrupt étant exposé au nord. Cette polarité est également observée sur la partie nord du banc (CLABAUT, comm. pers.). Au Sud de 50°32', ces vagues de sable ont une allure symétrique. Ce modelé en dents de scie de la crête du banc est discontinu. Des interruptions difficilement explicables se situent vers 50°26', 50°29' et 50°32'. Elles ne peuvent être reliées à des variations d'altitude du banc.

L'examen de minutes bathymétriques à 1/10000 du S.H.D.M. (n° 78-3-3 et 78-3-6) couvrant la Bassure de Baas entre 50°33' et 50°40' montre que la crête des vagues de sable se suit surtout sur la largeur du banc de profondeur inférieure à 15 m. Elle est droite à légèrement sinueuse, adoptant parfois une allure courbe à concavité tournée vers le Nord. L'acquisition de ces informations est postérieure à la carte d'AUGRIS et al (1987). La présence systématique des vagues de sable sur la Bassure de Baas en deça de l'isobathe 15 m voire même de l'isobathe 20 m, côté large, doit être envisagée plus au Sud (cf. profils transversaux 15 à 21, fig. III-9).

La partie nord du Battur est également festonnée de vagues de sable d'amplitude comprise entre 3 et 5 m et de longueur d'onde voisine de 200 m. Ces structures sont généralement symétriques ou de polarité Nord.

La terminaison du Vergoyer est couverte de ridins au Nord de 50°40'. Cette partie du banc s'intègre dans un champ de vagues de sable dont il sera question au paragraphe 2-1. En dehors de ce domaine particulier, la queue du Vergoyer a un profil transversal lisse. Seuls sont identifiés une dizaine de structures symétriques d'amplitude modérée (environ 3 m), ainsi que 8 ridins de faible extension et de polarité Nord situés entre 50°38' et 50°35'. Deux profils bathymétriques orientés W-E ont été effectués en 50°31' et 50°32' sur toute la largeur du Vergoyer. Ils montrent des vagues de sable d'assez forte amplitude (atteignant 7 m), symétriques sur le flanc interne et de polarité Nord sur la flanc externe. Leur orientation n'est malheureusement pas connue.

D'après certains auteurs (HOUBOLT, 1968; KENYON et al, 1981; MC CAVE et LANGHORNE, 1982), la plupart des bancs asymétriques de la Mer du Nord se distinguent par l'orientation opposée des vagues de sable sur chacun des deux flancs. Ces structures deviennent de plus en plus obliqués à la direction de la crête du banc à mesure qu'elles s'en rapprochent. Cette disposition a été observée sur un des profils transversaux du Battur (fig. III-11),



Fig. III-11.- Profil bathymétrique transversal du Battur montrant l'orientation opposée des ridins sur ses deux flancs. Localisation: 50°25'-1°24' à 50°25'-1°21'40.

Cependant, ces faits d'observation ne semblent pas généralisables à la zone d'étude, pas plus qu'à la partie Nord de la Bassure de Baas où l'orientation et la polarité Nord des vagues de sable sont bien connues (AUGRIS et al, 1987, feuille Nord; CLABAUT, comm. pers.) en raison de la densité des profils de sonar latéral effectués. LE FOURNIER (1980) évoqué la présence de vaques de sable de a polarités opposées (fig. III-12). sur Vergoyer Le manque 1 e d'informations relatives à ce banc ne nous permet pas de discuter cette assertion.



Fig. III-12.- Répartition des vagues de sable sur le Vergoyer. D'après LE FOURNIER (1980).

1-2-2 Les mégarides

Les mégarides ont été reconnues sur le Battur et la Bassure de Baas grâce au sonar latéral. La qualité des enregistrements sur le Vergoyer ne permet pas de les identifier. Ces structures ont également été observées en plongée et par caméra vidéo sur la Bassure de Baas, dans la région de Boulogne-sur-Mer (cf. fig. II-6).

Elles sont toujours orientées de facon perpendiculaire à l'allongement des bancs. Leur longueur d'onde varie de 5 à 15 m. Une mosaïque sonar (recouvrement de profils parallèles) effectuée entre 50°39' et 50°40' montre qu'il existe une zonation de ces structures (fig. III-13). En pied de banc, leur longueur d'onde est proche de 5 m et augmente jusqu'à 10 m à mesure que l'on s'élève vers la crête, et jusqu'à 15 m sur le mince tablier sableux situé au large, au delà de l'isobathe 20 m. La hauteur des mégarides observées en plongée et par caméra vidéo n'excède pas 50 cm, la crête étant toujours très aiquë et assez rectiligne. Au cours des différentes investigations, leur profil était nettement asymétrique, la polarité Nord ou Sud variant suivant la direction du courant (flot ou jusant). Le flanc raide est dépourvu de structures secondaires, sa pente étant très élevée, supérieure à 30°. L'aspect pulvérulent du sable qui le compose montre qu'il est formé par phénomène d'avalanche. Le flanc doux a une pente très faible, non mesurable. Le sable y est plus compact et modelé par des rides. Celles-ci ont une forme linquoïde sur la majeure partie de la structure, une orientation moyenne parallèle à la crête de la mégaride et une longueur d'onde de 10 à 20 cm. Dans la partie la plus déprimée, en aval du flanc raide, les rides prennent parfois une orientation transverse à la crête (planche H.T. 4). Elles sont alors droites, longues et asymétriques. Leur longueur d'onde est comprise entre 5 et 10 cm. Peu à peu ces rides s'imbriquent dans les rides linguoïdes de la mégaride suivante, avant de disparaître. La signification hydrodynamique de cette disposition particulière sera discutée dans le chapitre V.



Fig. III-13.- Répartition et morphologie des mégarides sur la Bassure de Baas entre 50°39' et 50°40'.

2- Les champs de vagues de sable

Ces domaines sont au nombre de trois, chacun ayant des caractéristiques morphologiques spécifiques (AUGRIS et al, 1987, feuille Sud). Ils sont situés:

- au Nord-Est du Vergoyer (champ Nord);

- entre le Vergoyer et la Bassure de Baas (champ Sud);

- entre la Bassure de Baas et le Battur, d'une part, et l'isobathe 10 m d'autre part (champ còtier).

2-1 Le champ Nord

2-1-1 Caractéristiques générales

La structure de ce champ est complexe. Il s'étend depuis la terminaison septentrionale du Vergoyer à l'Ouest, qui constitue en cet endroit un bombement d'amplitude comprise entre 5 et 10 m. A l'Est, il est limité par une rupture de pente assez brutale située entre 25 et 35 m, séparant le plateau monotone (cf. I-A-2) légèrement incliné vers l'Ouest du domaine plus profond, atteignant 45 voire 50 m. où se développent les vaques de sable. Une coupe schématique de l'ensemble est donnée sur la figure III-14, les vagues de sable étant recoupées de façon légèrement oblique. Le champ s'amorce au Sud par un ensemble de rubans peu épais. La limite Nord est plus franche, le domaine sableux s'arrêtant brusquement entre 1°23' et 1°27'E, probablement à la faveur d'affleurements rocheux qui constituent un obstacle aux transits sédimentaires. Dans sa partie orientale, le champ se poursuit vers le Nord jusqu'à la latitude par un système de rubans dont les dimensions diminuent 50*491 progressivement (cf. AUGRIS et al, 1987, feuille Nord).

D'une superficie totale voisine de 40 km², ce champ peut être subdivisé en 3 ensembles principaux en fonction des hauteurs de vagues de sable (fig. III-15):

- le domaine proximal (par rapport à la côte) comprend les plus grandes structures. Des vagues de sable, hautes de 4 à 12 m, reposant sur des fonds de 35 à 40 m sont recoupées sur plus de 10 km du SSW au NNE. Les variations latérales de hauteur sont rapides. D'une amplitude moyenne de 8 m dans la partie centrale du domaine, ils disparaissent complètement en moins d'un kilomètre. Cette disparition rapide des structures à l'Est correspond à la remontée brutale du substratum, qui conditionne l'extension des vagues de sable;

- le domaine central occupe la zone la plus profonde du champ ainsi que le flanc oriental de la terminaison du Vergoyer. Les vagues de sable, de 4 à 11 m d'amplitude, reposent sur des fonds de 40 à 45 m. Elles s'atténuent vers le domaine proximal à la faveur d'une légère rupture de pente ainsi que vers le sommet du banc; - le domaine distal occupe le flanc Ouest de la terminaison du Vergoyer. Le prolongement de cet ensemble vers le Sud est mal connu. La hauteur moyenne des ridins y avoisine 6 m; elle diminue rapidement vers le sommet du banc et vers l'isobathe 50 m à l'Ouest, où la couverture sableuse finit par disparaître complètement.



Fig. III-14.- a- Bathymétrie du champ Nord d'après la carte 6795 et les minutes 74-12-3 et 74-12-4 du S.H.O.M. b- Coupe schématique de l'ensemble

2-1-2 Orientation et morphologie des vagues de sable

Certaines vaques de sable du champ Nord peuvent se suivre sur près de 5 km, depuis le domaine proximal jusqu'au domaine central. La hauteur de l'édifice varie largement entre 2 et 12 m. Localement, la crête du ridin est droite, mais considérée dans son ensemble, elle subit une inflexion très nette. De direction moyenne N90 dans le domaine proximal, elle s'incurve peu à peu pour prendre une direction N130 dans le domaine central. Dans l'ensemble, ces vagues de sable conservent une orientation plutôt transverse par rapport aux courants de marée. La terminaison du Vergoyer constitue un les ridins ont des orientations très particulier, Οù domaine différentes de part et d'autre de la crête du banc: N130 sur le flanc oriental (domaine central) et NSO sur le flanc occidental (domaine distal). Cette dernière direction semble difficilement compatible avec une orientation transverse aux courants de marée.

La crête des vagues de sable est le plus souvent simple, parfois dédoublée au niveau des bifurcations (planche H.T. 2), la jonction peut également être ouverte. Les profils bathymétriques montrent que cette crête peut être aiguë ou arrondie (cf. fig. III-18). Cela a été confirmé en plongée (cf. fig. III-19).

La morphologie des vagues de sable a été étudiée à partir de 4 profils bathymétriques orientés N25. 3 de ces profils ils ne sont pas parfaitement recoupent proximal; le domaine perpendiculaires aux vagues de sable, l'écart angulaire avoisinant 25°. Il a été tenu compte de cette obliquité susceptible d'occasionner une surestimation de l'ordre de 10% sur la mesure de la longueur d'onde des ridins. Le guatrième profil recoupe le domaine central (fig. III-14). La hauteur H, la longueur d'onde L et l'indice de symétrie a/b (cf. III-A-1-2) ont été mesurés sur près de 90 points. L a été reporté en fonction de H pour chacun des profils (fig. III-16a). L varie de 35 à 340 m. H de 2 à 11 m. Le rapport L/H varie cénéralement de 15, pour les structures de relief élevé, à 50 pour les formes les plus planes, que ce soit pour les grandes structures (profil 1) ou pour les formes plus petites (par exemple profil 4). Les vagues de sable du champ Nord ont un profil parfois symétrique, le plus souvent asymétrique. L'indice de symétrie varie de 1 à 9, la plupart des valeurs n'excédant pas 4. Le flanc abrupt de ces



Fig. III-15.- Répartition des amplitudes des ridins du champ Nord.





structures est partout orienté vers le Nord ou le NNE sauf dans la partie nord-ouest du domaine proximal, où il est orienté vers le Sud. L'inversion de polarité le long d'une même vague de sable s'effectue progressivement (fig. III-17). Les causes de cette inversion locale seront discutées ultérieurement (cf. V-B).



Fig. III-17.- Inversion de polarité des ridins du champ Nord entre 50°41'N et 50°42'N.

Les indices de symétrie (a/b) et de forme verticale (L/H) ont été reportés sur un même diagramme (fig. III-16b). Bien qu'ils soient faiblement corrélés, on constate que pour les formes symétriques (a/b proche de 1), L/H varie de 15 à 45, alors que pour les formes d'asymétrie croissante, les valeurs basses de L/H sont éliminées progressivement. En d'autres termes, plus la structure est asymétrique, moins son relief est accusé.

Les pentes des vagues de sable symétriques varient entre 3 et 5°, alors que pour les formes asymétriques, le flanc abrupt a une pente maximale excédant légèrement 10°, la pente douce étant parfois inférieure à 1,5°. On constate sur les profils bathymétriques (fig. III-18) que la pente des structures augmente de façon très sensible au voisinage de la crête. Bien que difficilement mesurable, elle peut être estimée à environ 20°.

2-1-3 Structures associées

Les enregistrements de sonar latéral montrent que les flancs des vagues de sable sont communément couverts de mégarides de longueur d'onde comprise entre 5 et 10 m (cf. planche H.T. 3). Leur hauteur reconnue par caméra ou en plongée est faible, inférieure à crête de ces structures étant arrondie. Elles sont 50 cm. la asymétriques; la pente abrupte est orientée, sur chacun des deux vers la crête de l'édifice (fig. III-19). Ces mégarides flancs paraissent orientées de façon perpendiculaire aux courants de marée de sorte qu'elles ne sont pas toujours parallèles à la crête des ridins. Ce phénomène est particulièrement net dans le domaine distal où la direction des mégarides fait un angle d'environ 60° avec celle des de sable. Localement, ces structures secondaires peuvent vaques adopter une disposition particulière, tout à fait indépendante du schéma général. Elles s'orientent alors de façon perpendiculaire à la crête des ridins sur le flanc le plus abrupt (planche H.T. 3). Ce phénomène de réfraction des mégarides peut être comparé à celui qui affecte les rides à l'aval de ces mêmes structures sur la Bassure de Baas (cf. III-B-1-2-2). Ce processus sera discuté dans le chapitre V.

BU



Fig. III-18.- Profil bathymétrique longitudinal recoupant le domaine proximal, Localisation: aux environs de 50°39′,5-1°25′.



Fig. III-17.- Morphologie schématique d'une vague de sable du champ Nord. Observations de plongée (50°41'55N-1°27'14E).

2-2 Le champ Sud

2-2-1 Caractéristiques générales

Contrairement au champ Nord, ce champ a une structure relativement simple. Il s'étend de façon rectiligne suivant une direction SSW-NNE sur des fonds plats compris entre 25 et 30 m. Sa limite Sud située en dehors de la zone d'étude, n'est pas connue. Il semble cependant se souder au banc de la Bassure de Baas dont il pourrait être issu. Il s'interrompt de façon assez brutale vers le Nord, à l'approche de la fosse F2. Il est limité à l'Ouest par une zone légèrement déprimée le séparant du Vergoyer, interbanc caillouteux constituant une prolongation de la fosse F1. La limite Est est très nette, les vagues de sable laissant place aux mégarides et à un autre interbanc qui sépare le champ Sud de la Bassure de Baas au Nord de 50°25'. Ce champ constitue un léger bombement de 3-4 m d'amplitude (indépendamment de la hauteur des vagues de sable) entre 50°30′ et 50°32′ (fig. III-20). Ce relief apparaît sur la carte marine du S.H.O.M. (nº 6795), où il est limité par l'isobathe 20 m. D'une superficie connue de 45 km², le champ Sud est constitué de vagues de sable de hauteur peu variable, proche de 4 m. Deux catégories peuvent néanmoins être distinguées (fig. III-21):

le domaine situé au Nord s'allonge sur près de
8 km, il est constitué de structures de 4 à 5 m d'amplitude. La valeur
6 m est dépassée en deux endroits;

le domaine situé au Sud est représenté de façon
 incomplète sur la figure III-21. Il s'étend cependant sur au moins
 5 km et comprend aussi des structures de 4 à 5 m d'amplitude.

Ces deux ensembles présentent une certaine asymétrie, les hauteurs maximales étant légèrement excentrées vers l'Ouest. Il existe par ailleurs entre ces deux domaines quelques ilôts où la hauteur des vagues de sable excède 5 m. L'une de ces structures isolées, située en bordure de la fosse F1, atteint l'amplitude exceptionnelle pour la zone d'étude de 13,5 m. Cette vague de sable est alimentée au Sud par un système très local de rubans.



Fig. III-20.- Profil bathymétrique transversal du champ Sud (50°31').

2-2-2 Orientation et morphologie des vagues de sable

Les vagues de sable du champ Sud ont une orientation régulière variant de N130 à N145. Elles semblent s'orienter transversalement par rapport aux courants de marée de manière plus rigoureuse que leurs homologues du champ Nord. Leur crête droite et longue se suit sur près de 3 km d'un bord à l'autre du champ. La hauteur varie de 1,5 à 6 m le long de cette crête. Celle-ci est simple se dédoublant parfois au niveau des bifurcations. Les jonctions sont parfois ouvertes. Les profils bathymétriques semblent indiquer de préférence une crête aiguë (cf. fig. III-20).

La morphologie des vaques de sable a été analysée de la même façon que pour le champ Nord, à partir de 4 profils orientés de façon transverse aux structures. Les profils 1,2,3 recoupent la partie Est du champ, où la hauteur des ridins est peu élevée. Le quatrième recoupe les plus grandes structures dans la partie Quest. La hauteur, la longueur d'onde et l'indice de symétrie a/b ont été mesurés sur environ 150 structures.



Fig. III-21.- Répartition des amplitudes des ridins du champ Sud.

On a reporté L en fonction de H pour chacun des profils (fig. III-22a). L varie de 55 à 280 m, H de 1,5 à 6 m, L/H entre 25 et 60 pour la plupart des ridins, avec des valeurs extrêmes de 22 et 74. Cet éventail de valeurs de L/H concerne aussi bien les grandes vagues de sable (profil 4) que les plus petites (profils 1 à 3). On notera que cet indice de forme verticale apparaît plus élevé pour les ridins du champ Sud que pour ceux du champ Nord; leur relief est donc dans l'ensemble moins accentué. Leur profil est le plus souvent asymétrique. L'indice de symétrie varie de 1 à 6,5, la plupart des valeurs n'excédant pas 4. Le flanc abrupt est orienté vers le NE, mis à part au Nord du champ, où plusieurs vagues de sable subissent une inversion de polarité, le flanc abrupt s'orientant vers le SW.

Les indices de symétrie (a/b) et de forme verticale (L/H) sont corrélés de la même façon que pour le champ Nord (fig. III-22b)(cf. B-2-1-2). Ainsi plus les vaques de sable sont asymétriques, moins leur relief est marqué.

Les pentes des vagues de sable symétriques varient de 2 à 4,5°. Le flanc abrupt des formes asymétriques a une pente pente maximale atteignant presque 10°, la pente la plus douce étant parfois inférieure à 1,5°. Dans l'ensemble, ces valeurs angulaires sont légérement plus faibles que dans le champ Nord.

2-2-3 Structures associées

Les mégarides ont été observées grâce au sonar latéral. Leur orientation est sensiblement parallèle à la direction des vagues de sable dont elles festonnent les flancs. Le phénomène déjà invoqué de la réfraction de ces structures secondaires à l'aval de la crête des ridins a été fréquemment observé (cf. planche H.T. 3).

2-3 Le champ côtier

Les enregistrements sonar de ce secteur ne permettent qu'une observation limitée de la morphologie des vagues de sable. Les crêtes sont ici corrélées principalement à partir des profils bathymétriques.





Fig. III-22.- a- Relation entre la longueur d'onde L et la hauteur H des ridins du champ Sud. b- Relation entre l'indice de forme verticale L/H et l'indice de symétrie a/b.
2-3-1 Caractéristiques générales

La limite d'extension des vagues de sable est difficile cerner au Sud du secteur, leur répartition étant à discontinue. Elles commencent à modeler la couverture sédimentaire de façon régulière à partir de 50°25' et s'étendent jusqu'à 50°34' au Nord. Le champ est limité à l'Ouest par un interbanc à sédiments plus grossiers qui le sépare de la Bassure de Baas et le Battur. Il semble se raccorder directement vers l'Est au talus littoral (cf. III-B-3) où les vagues de sable sont pratiquement absentes. D'une superficie voisine de 60 km², le champ côtier constitue un domaine relativement plat, compris entre les isobathes 10 et 20 m. Il est formé de vagues de sable de hauteur assez constante, variant généralement de 2 à 6 m. Quelques ridins situés entre 50°30′ et 50°31′ constituent les structures majeures du champ avec une hauteur comprise entre 6 et 8 m.

2-3-2 Orientation et morphologie des vagues de sable

De direction N130 à N145 face à Berck, les vagues de sable du champ côtier prennent une orientation N90, perpendiculaire côte, au large du Touquet, conformément au changement la d'orientation des courants de marée dans ce secteur (cf. I-C-2-2). Elles se suivent parfois sur près de 5 km. Observée sur les profils bathymétriques, la crête des structures apparaît souvent aiguë (fig. III-23). Une analyse de la morphologie de ces vagues de sable a été effectuée à partir d'un profil bathymétrique recoupant de façon cinquantaine de structures, dans la partie perpendiculaire une centrale du champ. La longueur d'onde varie de 75 à 570 m, la hauteur de 2 à 6 m. Le rapport L/H est généralement compris entre 35 et 90 (fig. III-24a), 4 des ridins ayant un relief très peu marqué (fig. III-25) avec des valeurs proches de 140. Ces formes s'apparentent au type dos de chat de VAN VEEN (1935). Dans l'ensemble, cet indice de forme verticale est beaucoup plus élevé que dans les champs du large. L'indice de symétrie de ces vagues de sable est aussi nettement plus élevé. Il varie de 1,1 à 15, 60% des valeurs étant comprises entre 2,9 et 7,9 (fig. III-24b). La plupart des structures sont asymétriques; le flanc abrupt est orienté vers le NE ou le Nord. On notera que les formes les plus symétriques (a/b proche de 1) sont réparties dans la partie la plus méridionale du champ. Les deux indices L/H et a/b semblent ici bien corrélés, le rapport de ces deux valeurs variant dans 75% des cas de 8 à 20. Les pentes des vagues de sable atteignent au maximum 10° pour le flanc abrupt, alors que la pente douce est parfois inférieure à 0,5° pour les structures les plus aplanies.



Fig. III-23.- Profil bathymétrique transverse aux vagues de sable du champ côtier (environ 50°32'50-1°30').



Fig. III-25.- Profil bathymétrique dans le champ côtier montrant des structures de très faible relief, de type "dos de chat". Localisation: 50°31'40-1°29'70 à 50°30'-1°29'15.

2-3-3 Observations de détail

en détail par caméra vidéo (profil 6, fig. II-6) et <mark>au cours de</mark>



+: Vagues de sable du champ cotier

Fig. III-24.- a- Relation entre la longueur d'onde L et la hauteur H des ridins du champ côtier. b- Relation entre l'indice de forme verticale L/H et l'indice de symétrie a/b.

Δ plongées destinées en partie à y définir les mouvements sédimentaires (cf. chap. V). Il s'agit de la plus grande vague de sable du champ. Sa hauteur maximale est de 8 m, son profil assez symétrique. Ce ridin est pourvu dans le périmètre étudié, de deux crétes de 2.5 m d'amplitude (fig. III-26) qui se différencient nettement du corps de l'édifice par leurs pentes plus élevées. Les valeurs ont été calculées assez précisément à partir d'un profil bathymétrique effectué à très faible vitesse lors du trait de caméra vidéo (cf. fig. 111-26). La pente moyenne de la vague de sable s.s. est de 3°, alors que celle des crêtes avoisine 20°. Cette dernière valeur correspond aux observations faites en plongée, qui montrent par ailleurs une crête très vive et rectiligne, pratiquement dépourvue de structures secondaires (planche H.T. 4 n°3). Seules quelques rides peuvent se former au voisinage de la crête lorsque le courant est établi. Les flancs peu pentus de la vague de sable sont par contre festonnés de mégarides de faibles dimensions (hauteur proche de 0.3 m pour une longueur d'onde d'environ 3 m) dont le flanc le plus abrupt est orienté vers la crête de l'édifice. Ces mégarides peuvent être remplacées, par endroit, par de simples rides.



Fig. 111-26.- Profils patnymétriques effectués à différentes vitesses sur la structure majeure du champ côtier. Localisation: 50°30′,2-1°27′50 à 50°30′70-1°27′,5.

2-4 Résumé

La zone d'étude est caractérisée par 3 champs de vagues de sable d'une superficie comprise entre 40 et 60 km². Ces vagues de sable s'orientent en règle générale de façon transverse aux courants sans leur être pour autant toujours parfaitement perpendiculaires (exemple du champ Nord). Les mégarides qui festonnent leurs flancs constituent de meilleurs indicateurs de la direction locale des courants.

La crête des vagues de sable peut être aiguë ou arrondie, simple ou bifurquée, droite à légèrement sinueuse et peut se suivre sur des distances de l'ordre de 5 km.

Les dimensions des ridins et leur forme sont assez variables dans le secteur étudié, la hauteur variant de 1,5 à 13,5 m, la longueur d'onde de 50 à 570 m.

Le profil est parfois symétrique, le plus souvent asymétrique; le flanc abrupt de pente maximale proche de 10° étant généralement orienté vers le Nord ou le NE, dans le sens de la resultante des courants de marée.

Le rapport de la longueur d'onde à la hauteur, ou indice de forme verticale, varie en moyenne de 20 à 90, atteignant jusqu à 140. Cet indice qui exprime le relief des stuctures varie d'un champ à l'autre; il tend à diminuer avec la profondeur d'eau.

L'indice de symétrie, rapport de la longueur des deux flancs, varie en moyenne de 1 à 8, atteignant parfois 15. Il semble augmenter en même temps que l'indice de forme verticale, en particulier dans le champ côtier. Ainsi moins le relief des ridins est marqué, plus l'asymétrie de leurs flancs augmente.

3- Le talus littoral

Le talus littoral constitue un ensemble monoclinal, faiblement incliné au Sud (0,1° face à Berck) devenant plus pentu au Nord (2,5° face au Cap d'Alprech). Il débute à l'isobathe 10 m au Sud, et à partir de l'isobathe 15 m au Nord de l'estuaire de la Canche, et se prolonge par la plage depuis Berck jusqu'au Cap d'Alprech.

Ce talus est dépourvu de structures importantes. Des mégarides de longueur d'onde 5 à 10 m existent dans la partie inférieure mais disparaissent dès que la pente augmente et que la profondeur d'eau diminue. Les rides sont des figures communes à tous les ensembles sableux et couvrent la surface du talus, comme le montrent les photographies sous-marines fournies par L.CABIOCH et R.GLACON pour ce secteur (planche H.T. 5 n°4).

4- Les interbancs

Les interbancs sont des fonds monotones constitués de sédiments grossiers recouverts par endroits par des structures de faible épaisseur: les rubans et les taches de sable. Ces interbancs permettent une identification aisée des zones surcreusées ou fosses, lorsqu'elles ne sont pas comblées par les sédiments.

4-1 Les rubans et les taches de sable

Ces structures sont faiblement représentées entre Berck et le Cap d'Alprech. Elles sont par contre très abondantes au Nord de Boulogne où elles sont étudiées par CLABAUT (travaux en cours).

Les rubans s'observent à l'amont d'une grande vague de sable du champ Sud (cf. III-B-2-2-1), à l'amont du champ Nord où ils s'apparentent davantage à des trainées sableuses assez diffuses et aux environs du Cap d'Alprech, lorsque la Bassure de Baas vient se souder au domaine sableux côtier. Leurs dimensions sont assez faibles: au maximum 2,5 km de long pour quelques dizaines de mètres de large. Quant aux taches de sable, elles apparaissent ça et là, constituant des accumulations préférentielles de la pellicule sableuse qui recouvre le cailloutis.

4-2 Les fosses

Les trois fosses recensées (cf. I-A-2) entaillent le substratum avec une profondeur relative pouvant atteindre 15 m. La hauteur d'eau y dépasse 40 m.

La fosse F1 dont la terminaison nord a été reconnue en bathymétrie et au sonar constitue un chenal assez symétrique séparant le Vergoyer du champ de ridins Sud. Elle s'atténue rapidement vers le Nord, disparaissant vers 50°30'N. Il apparaît difficile de dissocier les fosses F2 et F3 en raison de leur proximité. Elles sont séparées par un seuil (fig. III-27), mais si elles constituent un paléochenal de la Canche, comme semble l'indiquer la direction de F2 (cf. chapitre VI), elles ont très bien pu communiquer à une époque antérieure sous la forme d'un méandre aujourd'hui comblé par les sédiments meubles. Quoi qu'il en soit, leurs flancs concaves tournés vers le Sud et l'Ouest ont une pente nettement accentuée, de l'ordre de 5° (fig. III-28). Le fond de ces fosses est constitué de sable fin gris recouvrant le cailloutis. Lorsque ce sable est suffisamment abondant, il constitue dans la fosse F3 des vagues de sable de 3 à 4 m de hauteur. Le rebord nord de cette fosse est jalonné par un ridin de 5 m de hauteur et de polarité Sud (fig. III-27).



Fig. III-27.- Relations entre les fosses F2 et F3. Localisation: $50^{\circ}35', 6-1^{\circ}21', 8 \ge 50^{\circ}33', 9-1^{\circ}22'$.



Pig. 11-28. Morphologie de la fosse 23. Localisation: 50°34 ,4-1°22 ,45 à 50°33 ,9-1°22 .



C- CONCLUSIONS

Le secteur d'étude est principalement caractérisé par la présence, de domaines sableux de grande extension constitués de bancs et de champs de vagues de sable.

Les bancs que sont le Vergoyer, la Bassure de Baas et le constituent des édifices d'orientation longitudinale par Battur rapport aux courants. Ils s'étendent sur une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres et une largeur de guelgues kilomètres (cf. tableau 7). Le rapport de ces deux dimensions, proche de 10, caractérise des bancs assez trapus, si on les compare à ceux de la Mer du Nord (cf. tableau 6). L'épaisseur est variable d'un banc à l'autre. allant de 15 à 30 m; elle augmente avec la profondeur. Le profil transverse asymétrique des bancs, marqué par une forte pente interne orientée vers la côte, semble indiquer qu'il existe une composante du courant, perpendiculaire au banc. donc une réfraction possible des courants de marée à l'approche de la crête des édifices. Cependant, les vagues de sable qui festonnent les flancs des bancs paraissent conserver, en règle générale pour le Battur et la Bassure de Baas, une orientation moyenne perpendiculaire et une asymétrie de polarité Nord.

Les champs de vagues de sable occupent une superficie moyenne de 50 km². Ils sont constitués de structures de taille et de forme très variables. Les 3 types reconnus par VAN VEEN (1935): symétrique trochoidal, progressif et dos de chat (cat back) sont présents, les ridins de type progressif étant les plus fréquents. Leur orientation par rapport aux courants de marée est en général transverse. Le flanc abrupt des formes asymétriques est orienté dans le sens de la résultante générale des courants.

Cependant l'obliquité ainsi que l'inversion de polarité de certaines structures conduit à deux hypothèses:

- 1. Les vagues de sable ne sont pas ou ne sont plus en équilibre dynamique avec les courants;

 2. Les vagues de sable constituent un bon indicateur de la direction et de la résultante des courants et traduisent dans ce cas des circulations locales de ceux-ci par rapport au schéma général.

Nom des formes sédimentaires	taille	: pentes	indices de forme	restriction granulo	! orientation ! / courants
ride = current ripple	! Hmax = 4-6cm ! Lmax = 60cm	flanc abrupt # 30°	1 7 KL/HK 20	! <0,7 mm !	! transverse !
mégaride = megaripple	! 5 <h< 200cm<br="">! 0,6 <l< 30="" m<="" td=""><td>flant doux <5° ! flanc abrupt>20°</td><td>L/H> 15 a/b< 16</td><td>! >0,17 mm</td><td>transverse</td></l<></h<>	flant doux <5° ! flanc abrupt>20°	L/H> 15 a/b< 16	! >0,17 mm	transverse
vague de sable = sandwave	! 2 <h< 30="" m<br="">! 12 <l< 1000m<br="">! 3 <1max< 5km</l<></h<>	formes sym. <20* flanc doux <5* flanc abrupt<20*	20 <l h<100<br="">a/b<5</l>	! >0,17 mm ! fines<15%	! ! transverse !
banc = sand bank	! 12 <1< 52 km ! 0,7 <l< !<br="" 3="" km="">! 24 <h !<="" <43="" m="" td=""><td>flanc doux <1° flanc abrupt<6°</td><td>10<1/L<33</td><td>: 0,25-0,5 mm</td><td>! longitudin. ! légèrement ! oblique</td></h></l<>	flanc doux <1° flanc abrupt<6°	10<1/L<33	: 0,25-0,5 mm	! longitudin. ! légèrement ! oblique
ruban = sand ribbon	! 1 < 15 km ! L < 260 m ! H = n x 10cm !		1/L>40	- -	longitudin.
tache = sand patch	! 1 < 500 m ! Hmax = 2∽4 m !			1	quelconque

Tab. 6.- Caractéristiques morphologiques des différentes structures sédimentaires (Manche et Mer du Nord).

L'observation de la direction des mégarides permet de discuter ces hypothèses. Les mégarides conservent une orientation cohérente, souvent différente de ceile des ridins sur l'ensemble de la zone, dont on peut admettre qu'elle soit perpendiculaire à la direction des courants. D'autre part elles sont réfractées à l'aval de certaines structures, prouvant ainsi, qu'au passage de la crête, le flux susceptible d'être dévié, a une certaine obliquité par rapport à la direction de la vague de sable. Il semblerait donc que les vagues de sable ne soient pas toujours orientées de façon perpendiculaire aux

	formes sédimentaires	non	taille !	profondeur du substrat	pentes !	indices de forme	courants
		Vergoyer	! 1 = 35 km ! ! L = 4 km !	30 m	fl. externe=0,2-0,4*! fl. interne=1,6-3,3*!	1/L = 9	
		Bassure				4 <u>0</u>	!
. , ,	BANCS	de Baas	!1 <l<6,km !<br="">!Hmax = 20 m !</l<6,km>	20-25 a	fl. interne=2,7-4* !	1/L = 15	longitudinale !
		Battur	1 = 25 km ! L = 2,5 km ! Hmax = 15 m !	20 m	0,5*	1/L = 10	<u></u>
		champ	H = 2-12 m	30-50 m	f. symétriques: 3-5°! f. asymétriques: !	15 <l h(50<="" td=""><td>transverse</td></l>	transverse
(BI)		Nord	L = 35-340 m ' 1 max = 5 km !		-pente forte max>10° ! -pente douce min<1,5°!	a/b<4 a/bmax = 9	l à oblique
	V A G U E S D E	champ Suc	! H = 1,5-6 m ! : L = 55-280 m ! ! lmax = 3 km !	25-30 m	<pre>f. symétriques:2-4,5*! f. asymétriques: ! f. asymétriques: ! -pente forte max<10* !</pre>	25 <l h<60<br="">a/b<4 a/bmax=6,5</l>	
	SABLE	champ côtier	H = 2-8 m L = 75-570 m 1	10-25 m	-pente douce min<1,3°! f. asymétriques: ! -pente forte max<10° !	35 <l h<90<br="">a/b<7,9</l>	! transverse . !
1		bancs	H = 1,5-7 m	10-20 m	-pente douce min<0,5*	a/bmax=15 	transverse
•			L = 100-200 m		inente forte may # 30º1	·····	! à oblique !
	MEGARIDES	ridins	L = 3-10 m		Pente forte max + 30		! ! transverse
	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	bancs	'H< 50 cm . ! 'L = 5−15 m . !	>10 m	! pente forte max> 30°!	L/H 20 a/b varie	: :

Tab. 7.- Caractéristiques des bancs, vagues de sable et mégarides de la zone d'étude.

courants de marée. Quant à leur inversion locale de polarité, rien ne permet dans l'immédiat, de juger si elle correspond à des circulations locales actuelles ou anciennes.

Les mégarides et les rides constituent des figures sédimentaires communes de tous les ensembles sableux de la zone d'étude. On peut noter que les premières disparaissent dès que la hauteur d'eau devient inférieure à une dizaine de mètres. Ces deux types de structures ont leur flanc abrupt orienté dans le sens du courant. Elles sont donc susceptibles d'osciller au cours d'un cycle de marée. Ce phénomène sera étudié dans le chapitre V.

Les quatre types de structures sableuses évoquées ici, ainsi que les rubans et les taches présentent des caractéristiques granulométriques et lithologiques très variables, reflétant en partie la morphologie. L'étude de la nature des sédiments fait l'objet du chapitre suivant.



NATURE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS

CHAPITRE IV-NATURE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS

La carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer (AUGRIS et al., 1987) différencie 3 types de sédiments dans la zone d'étude: les fonds grossiers, graveleux ou caillouteux, les sables moyens et grossiers, et les sables fins (cf. fig. III-8). L'identification de ces grands ensembles sédimentaires résulte d'une part du dépouillement des enregistrements de sonar latéral, d'autre part d'une observation globale des sédiments prélevés à la benne.

Nous allons à présent nous attacher à décrire de façon plus précise les différents faciès de la couverture sableuse, à partir des échantillons recueillis et des observations effectuées in situ. A- RESULTATS D'ETUDES ANTERIEURES

Plusieurs études de la converture sédimentaire ont été réalisées depuis 1972 sur le secteur de Berck à Boulogne-sur-Mer.

Le laboratoire de biologie marine de Roscoff a effectué une campagne de prélévements et de photographies sous-marines en Manche Orientale et en Mer du Nord en 1972 et 1973. Une centaine d'échantillons prélevés à la drague Rallier du Baty ainsi qu'une vingtaine de photographies concernent le secteur d'étude (fig. IV-1). Ces données nous ont été fournies par L. CABIOCH ET R. GLACON.

Une étude granulométrique des sédiments côtiers de la Manche Orientale a par ailleurs été effectuée par DOREL en 1975. 7 échantillons concernent la zone d'étude.

Enfin, 2 séries de 24 échantillons prélevés à la benne Smith-McIntyre, répartis sur les bancs du Vergoyer et de la Bassure de Baas (DESSAINT, 1987; PRYGIEL, 1987)complètent ces données (fig. IV-1).

Ces quelque 150 échantillons ont été recueillis grâce à des engins très différents de la benne Shipeck, utilisée pour la présente étude. Les résultats ne peuvent donc être directement comparés. Ils revêtent cependant une importance particulière dans les domaines du Vergoyer et du Champ Sud où nous n'avons pas effectué de prélèvements. De plus, l'utilisation de la drague Rallier du Baty peut apporter des résultats intéressants dans les secteurs complexes des champs de vagues de sable où les variations granulométriques sont rapides, et où le prélèvement ponctuel rend les interprétations délicates.

En première approche, tous les échantillons reportés sur la figure IV-1 présentent des caractéristiques granulométriques compatibles avec notre carte de répartition des sédiments superficiels (AUGRIS et al., 1987).

VASLET et al. (1978) ont établi une carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000, synthétisant l'ensemble des résultats acquis par une dizaine de laboratoires, soit au total, près de 12000 échantillons. L'interprétation cartographique pour notre zone d'étude est donnée en figure IV-3.

Ces auteurs ont établi une classification caractérisant les sédiments en fonction de quelques paramètres granulométriques et de la teneur en calcaire. Cette nomenclature pratique sera parfois utilisée dans la présente étude. Nous l'avons toutefois légèrement modifiée afin de l'harmoniser avec d'autres classifications plus généralement



 Campagne de prélèvements de l'équipe du laboratoire de Biologie marine de Roscoff (1972-1973). ▲ Campagne de la Thalassa (DOREL, 1975).
 + Prélèvements effectués par PRYGIEL (1987) et DESSAINT (1987).

Fig. IV-1.- Localisation des prélèvements effectués au cours

d'études antérieures.

utilisées par les sédimentologues. Les sables dont la fraction dominante est comprise entre 0,2 et 0,5 mm seront appelés moyens au lieu de fins et les "sablons" (fraction dominante comprise entre 0,063 et 0,2 mm) de VASLET et al. (1978) seront appelés sables fins.

Parmi les 48 types dénombrés par VASLET et al. (1978) (fig. IV-2), 6 sont reconnus et bien représentés sur notre secteur (cf. fig. IV-3). Il s'agit de sédiments lithoclastiques (CaCO₃<30%) comprenant des sables divers et un type de cailloutis ainsi que des graviers litho-bioclastiques (30<CaCO₃<50%).

Notons dès à présent que les limites sédimentaires proposées par VASLET et al. (1978) sont assez différentes de celles résultant de notre étude (cf. fig. III-8).

	<	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·												
	SUBDIVISIONS PRINCIPALES	CAILLO COQU L < 5% - GAL	UTIS OU INITES + cog > 50%	GRAN L < 5% - GAL Md Z	1ERS + coo < 50 % 2 mm	SABLES L < 5% - 5 + L > 50% - Md < 2 mm								
ſ	SEDIMENTS	CAIL LITHOCL	LOUTIS ASTIQUES	GRAV LITHOCL	HERS ASTIQUES	SABLES LITHOCLASTIQUES								
	LITHOCLASTIQUES) — — — ₁				15 % < Sup.	2 mm < 50%	Sup. à 2 mm						
		GAL+COQ≥70%	GAL+COQ≤70%	GAL+COQ≥15%	GAL+COQ<15%	GAL+COQ≥GR	GR>GAL+COO	Sup \$0.5 mm	de 0 2 à 0 5 mm	de 0.05 à 0.2 mm				
	estenire < 20%	CII	CLID	GLI	GLT	SL1.	SLI b *	SL1: *	SL1#	SLIe				
1		C.lithe	C. litho-graveleux	Gr. litho-caillouteux	Gr. lithe	S.litho.cail.(coquillier)	S.litho. graveleux.	S.litho.grassier.	S.litho.fin	Sablen, lithe.				
			(sablo-graveleux) ++	(coquillier) ++	++		++	÷	++	++				
U)	SÉDIMENTS	CAIL LITHO-BIC	LOUTIS	GRAN LITHO-BIOC	/IERS CLASTIQUES	SABLES LITHO-BIOCLASTIQUES								
5	LITHO-BIOCLASTIQUES					15% ≤ Sup 1	2 mm <.50 %	Sup. 82 m FRACTION D	m < 15% DOMINANTE					
		GAL+COQ≥70%	GAL+COQ<70%	GAL+COQ≥15%	GAL+COQ<15%	GAL+COQ≥GR	GR>GAL+COO	Sup. a 0.5 mm	de 0.2 \$ 0.5 mm	de 0.05 8 0,2 mm				
. 1	30% ≼ calcaire < 50%	CL2 a	CL2 b	GL2 a	GL2 b *	SL2 a	SL2 b *	SL2 c *	SL2 d	SLZ e				
- (C.litho-bio.	Clitho-bio.graveleux	Gr lithe bio.coquiller	Gr. litha.bio.	S litho biocaillouteur	S.litho.bio-graveleux	S.litho-bio.grossier	S.litha.bio.lin	Sablen Who bie:				
1				+	+		+	+	+					
Ī	SÉDIMENTS	COO LITHOC	UINITES LASTIQUES	GRA BIO-LITHO	VIERS CLASTIQUES	SABLES BID LITHOCLASTIQUES								
1	BIO-LITHOCLASTIQUES					15°, ≤ Sup.	à 2 mm < 50%	Sup. 32m						
		COQ+ GAL >70%	COQ+GAL<70%	COQ+GAL≥15%	COQ+GAL <15%	COQ+GAL>GR	GR>COQ+GAL	Sup. a 0.5 mm	de 0.2 a 0.5 mm	de 0.05 a 0.2 mm				
	50% < calcaire < 70%	CB1a	CB1 b	G81.	GB1 6 *	SB1 *	SB1ь *	SB1 c *	SB1 d	SB1 e				
		Cog.lithe.	Coq.liths.grav. (sab.grav.)	Gr.bio.litho.coquillion (caillauteux)	Gr. lithe.bie.	S.bie-litho-coq. (caillouteux)	S. bio. litho-graveleux	S.bio. litho. grossier	S. bia. fin	Sablon bis-lithe.				
ł			NHAITES	GRA	VIERS	SABLES RIDCLASTICUES								
ļ	SEDIMENTS			BIOCLA	STIQUES									
	BIOCTASTICUES	1		[15 % ≤ Sup.	\$ 2 mm < 50 %	FRACTION C	OMINANTE					
		COQ+GAL>70%	СОQ+GAL<70% СВ2 ь	GB2 +	GB2 6 *	COQ≥GA SB2 a *	GR > COO SB2 ⊾ *	Sup + 0.5 mm SB2 c *	de 0.2 a 0.5 mm SB2 d	de 0.05 à 0.2 mm SB2 e				
	calcane 3 70%	Coquinite	Coq. gravei (sablo grav.)	Gr. bio. coquillier	Gr. bio	S bioclastique cuquillier	S. bio. graveleux	S.bio. grossor	S.bio fin	Sablen bio.				
							<u>L</u>	<u> </u>	· · ·	1				

GAL = Galets, $coa \ge 20$ mm = Coquilles, GR =Graviers, s =Sables, t =Lutites.

 Sédiments pouvant en outre être qualifies de zoogenes

Fig. IV-2.- Nomenclature des sédiments superficiels de la Manche. D'après la classification de VASLET et al. (1978). Les types de sédiments présents (+) et abondants (++) dans la zone d'étude sont distingués.



Fig. IV-3.- Cartographie sédimentaire de la zone d'étude.

D'après VASLET et al. (1978).

B- LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

L'étude des sédiments superficiels a été abordée à différentes échelles.

1- Conditions de prélèvement

i-i Plongées

Nous avons effectué une quinzaine de plongées avec le toncours d'A.RICHARD et de chercheurs de la Station Marine de Wimereux. Les 21 échantillons prélevés in situ et les nombreuses prises de vue, bien que se rattachant à des sites très localisés, fournissent de précieuses indications, d'une part sur les faciès sédimentaires et d'autre part, sur la méthodologie et les précautions qu'il convient d'adopter lorsque l'on raisonne à partir d'échantillons prélevés de façon aléatoire à la benne. Ainsi les observations serviront souvent de base de raisonnement et de référence dans ce chapitre.

Les prélèvements effectués en plongée sont répartis sur 7 sites (cf. fig. II-6): 3 sont situés sur la Bassure de Baas, dans un secteur commun à cette étude et à celle de P.CLABAUT, 2 concernent le champ côtier alors que le champ Nord et un domaine d'interbanc ont fait chacun l'objet d'une seule exploration.

A ces plongées s'ajoutent les observations par caméra vidéo souvent très complémentaires (cf. fig. II-6).

1-2 Prélèvements à la benne

Un échantillonnage à la benne a été effectué sur une grande partie de la zone d'étude. Deux domaines distincts seront décrits successivement:

- un ensemble Bassure de Baas, interbanc, champ côtier et talus littoral où les prélèvements ont été implantés assez régulièrement et de façon lâche, en tenant compte des différents faciès reconnus par le sonar latéral, et de la bathymétrie. 201 échantillons ont été recueillis dans ce domaine;

- un ensemble champ Nord, queue de Vergoyer, fosses F2 et F3 où nous avons effectué les prélèvements de façon plus dense sur quelques profils, et de manière plus précise grâce à un système de positionnement Syledis (cf. II-1-5). 119 échantillons ont été collectés dans ce domaine.

10 échantillons prélevés par P.CLABAUT dans des secteurs adjacents au Nord (cf. fig. II-7) sont intégrés à l'étude.

2- Caractéristiques générales des sédiments

Chaque sédiment de la zone d'étude constitue un assemblage de fractions granulométriques aux caractéristiques généralement spécifiques. On peut distinguer 5 principales fractions sédimentaires:

- la fraction fine (<0,063 mm), silto-argileuse, est de couleur grisâtre. Quelques analyses minéralogiques ont montré que le cortège argileux, très homogène sur tout le secteur d'étude, est constitué d'environ 40% de smectite, 30% d'illite, 20% de kaolinite et 10% regroupant la chlorite et les minéraux interstratifiés. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus dans le secteur de Boulogne à Dunkerque (DEWEZ, 1985; CLABAUT, VICAIRE, travaux en cours). Cette fraction fine comporte environ 40% de CaCO₃. Rarement présente dans les sédiments étudiés en raison de la remise en suspension incessante par les courants, elle n'excède 3% qu'au débouché des fleuves;

- la fraction des sables fins (0,063-0,2 mm) a une couleur grise qui la différencie des sables moyens. Il s'agit essentiellement de grains de quartz non usés. Les éléments calcaires (débris coquilliers) sont rares. La présence de glauconie et de minéraux lourds sombres dans la fraction comprise entre 0,063 mm et 0,125 mm, dans une proportion de 5 à 10%, contribue à donner la teinte grise à cette fraction;

- la fraction des sables moyens (0,2 à 0,5 mm) a une couleur beige. Elle est également constituée en majorité de grains de quartz mais à dominance émoussés-luisants et parfois ronds-mats. Les débris coquilliers, de teinte orangée, sont relativement peu abondants (environ 10%) mais peuvent suffire à expliquer la teinte beige de la fraction. D'autre part la forme même des grains de quartz, différente pour les sables fins et moyens, pourrait également expliquer la variation de couleur des 2 stocks par une modification de la réfraction de la lumière;

- la fraction des sables grossiers (0,5 à 2 mm) est généralement constituée de coquilles et de débris coquilliers. Ces éléments bioclastiques peuvent être accompagnés en quantités variables de débris lithiques et plus rarement de grains de quartz.

- les clastes grossiers (>2 mm) se composent en général de graviers et de galets de silex. Ils peuvent être remplacés, dans le cas de sédiments très biogènes, par des coquilles de Lamellibranches. Dans la zone d'étude, ces éléments grossiers constituent rarement un faciès homogène et sont mélangés, en proportion variable, à une fraction sableuse (<2 mm) qui détermine une distribution bimodale. Dans ce cas, l'étude de la fraction sableuse seule complète celle du sédiment total, afin de mieux corréler les échantillons entre eux.

La relation entre la granularité et la nature spécifique des différentes fractions permet, à partir de critères tels que la couleur et l'abondance de débris coquilliers, une identification macroscopique aisée des différents types sédimentaires de la zone d'étude. Ces critères de distinction visuelle constituent la base de notre étude sédimentologique. Le calcul des paramètres granulométriques et la mesure des teneurs en calcaire permettent d'affiner les résultats.

3- L'ensemble Bassure de Baas-côte

L'étude des sédiments de ce secteur conduit à différencier 8 faciès répartis en 4 domaines distincts: les bancs (Bassure de Baas et Battur), les interbancs, le domaine côtier compris entre les isobathes 10 et 20 m, qui englobe le champ de vagues de sable et le talus littoral. Avant de décrire ces différents domaines, il convient de donner les caractéristiques des faciès sédimentaires.

3-1 Types de sédiments

Les principaux caractères des différents types de sédiments sont donnés dans le tableau 8 ainsi que sur les figures IV-4 et IV-5. Par ordre de granularité croissante, on distingue:

-<u>le type 1</u>: Il s'agit d'un sable gris légèrement envasé dont la classe modale se situe généralement à 0,125 ou 0,16 mm. La fraction de sables fins (<0,2 mm) est souvent dominante (de 40 à 95%) si bien que ce sédiment se range dans le type SL1e de la classification de VASLET et al (1978). Ce sable peu calcaire est l'un des mieux classés de la zone d'étude.



Fig. IV-4.- Proportions des sables fins, moyens, grossiers dans les différents types sédimentaires

å.	12	 61	12	12	51	 13	 8		bte.
				: 7-	-10-	: 13-		: 12-	Baas
classement (f.sableuse)	1,08-1,17	1,14-1,27	1,10-1,20	1,10-1,20	1,15-1,35	1,15-1,32	1,4-3	1,10-1,50	e Bassure de
	 -			 .	 1				ain l
gravi ers	0-2	1-3	0	0	5 0	1-20	3-22	20-55	s le do
									da 1
use (s. grossiers	0-3	9 K	5- 0	9 0	10-15	10-20	22-53 72	8- 10	ués de visu
able ; ;	- ••				<u> </u>				sting
action s Xs.moyens	S C	45-65	65-85	80-95	75-90	70-85	25-50	98-55 52	taires di
ب ب ه	- ·	_ ·				_ ·		- -	
Xs.fin	40-95	25-45	15-35	3-10	3-13	2-7	-13 13	10-40	ibės sa
									ty
grain moyen (f.sableuse	0,15-0,2	0,215-0,24	0,22-0,26	0,23-0,35	0,3-0,4	0,29-0,55	0,45-0,9	0,22-0,4	unitres des
 9	;e				ភ្ល		 · -· '		par
! (f.sableus	! 0 , 125-0,1	: 0 , 16-0,2	! 0 , 2	: 0,2-0,2	: 0,25-0,31	! 0,315-0,4	: souvent : 0,4	! 0,16-0,2	principaux
coul eur	gris	gris	gris	beige	gris	beige	roux blanc	gris	nes des
	. .			- ·			 9		iu e ko
type de KSLET et i	Sl 1e	Slid	SIId	SI 1d	SIId	Sl1d	(cf. text	Slib	alours m
		· :				, -			
type		.	, N	4	6	9	~	00	0
	_ -			 ,				t	



Basé sur l'étude des 201 échantillons du domaine Bassure de Baas-côte.

Fig. IV-5.- Valeurs du grain moyen et des teneurs en calcaire pour les différents types sédimentaires.

-le type 2: Peu différent du précédent, ce sédiment de couleur grise se caractérise par un mode à 0,16 ou 0,2 mm. La fraction de sables fins n'est cependant plus dominante. Les différences essentielles entre ce type de sédiment et les types 1 et 3 sont sa relative richesse en calcaire (15 à 19%) et le classement un peu moins bon. Ce faciés sédimentaire ne concerne que 4 échantillons regroupés dans un secteur restreint.

-le type 3: Ce sable moyen gris, très bien classé, possède systématiquement un mode à 0,2 mm. La fraction de sables fins est encore bien représentée (de 15 à 35%). Les teneurs en calcaire sont très homogènes, généralement comprises entre 10 et 12%. -le type 4: Ce faciès sédimentaire est l'un des plus couramment rencontrés sur la zone d'étude. Il s'agit d'un sable moyen de couleur beige caractéristique, dont le mode se situe à 0,2 ou 0,25 mm (rarement 0,315 mm). Très bien classé, ce sédiment possède une fraction de sables moyens (0,2 à 0,5 mm) prépondérante, comprise entre 80 et 95% (cf. fig. IV-4). Essentiellement constitué de grains de quartz, il se différencie également des autres par sa très faible teneur en CaCO₃, généralement proche de 8% (cf. fig. IV-5).

-le type 5: On retrouve ici un sable de couleur grise bien qu'il soit principalement constitué d'une fraction de sables moyens beiges de mode 0,25 ou 0,315 mm. La fraction de sables grossiers comprise entre 10 et 15% est composée en grande partie de fragments lithiques sombres qui donnent au sédiment sa teinte grise. Ces éléments clastiques grossiers confèrent à la répartition granulométrique un classement bon à moyennement bon.

-le type 6: On verra dans l'étude des sédiments de la Bassure de Baas que les types 4 et 6 sont géographiquement très proches. Sur le plan granulométrique, ils présentent néanmoins quelques différences. La valeur modale se situe généralement à 0,315 ou 0,4 mm. Les proportions de sables grossiers et de graviers, essentiellement constitués de coquilles et débris coquilliers de Lamellibranches ainsi que de Nummulithes parfois très abondantes, augmentent de façon significative. Les teneurs en CaCD₂ sont donc assez élevées (de 13 à 25%) tandis que le classement bon à moyennement bon reflète la pluralité des stocks sédimentaires.

Les types 2 à 6 appartiennent au type SL1d de la classification de VASLET et al (1978).

-le type 7: Cet ensemble regroupe des sédiments assez grossiers (grain moyen compris entre 0,45 et 0,9 mm) et très riches en CaCO₃ (de 23 à 51%) (fig. IV-5). Ils correspondent en effet à une "purée" coquillière, de couleur rousse à blanchâtre. Ces sédiments présentent un éventail granulométrique très large et sont par conséquent les plus mal classés de la zone d'étude. Les proportions de "sables" moyens et grossiers et de "graviers" fluctuent largement d'un échantillon à l'autre si bien que dans la classification de VASLET et al. (1978) ils peuvent appartenir à divers types (SL1d ou SL2d ou SB1d, SL1c ou SL2c, SL2b).

<u>-le type 8:</u> Ce faciès regroupe des sédiments de répartition granulométrique bimodale, caractérisée par une fraction importante de graviers de silex et de coquilles (de 20 à 55%) et par un sable dont le mode se situe à 0,16 ou 0,2 mm. La fraction sableuse est très bien à moyennement classée alors que l'ensemble du sédiment est très mal classé. Les teneurs en $CaCO_3$, fonction de l'importance des coquilles, varient de 12 à 35%. Généralement ce faciès correspond au type SL1b de la classification de VASLET et al (1978).

Les courbes granulométriques cumulatives représentatives de chacun de ces types sont données sur la figure IV-6. Les 8 échantillons choisis se répartissent sur deux radiales.

Certains échantillons très hétérogènes ne peuvent être rangés dans les types qui viennent d'être définis. Ils correspondent à des mélanges de ces faciès. On les rencontre principalement dans le domaine du champ côtier où interviennent des phénomènes de tri granulométrique au sein de structures sédimentaires.



Fig. IV-6.- Courbes cumulatives des différents types de sédiments du domaine Bassure de Baas-côte.

3-2 Les bancs

3-2-1 Observations en plongée sur la Bassure de Baas

Deux des sites choisis sont situés sur le pied externe du banc, à la latitude de Boulogne, à une profondeur d'environ 25 m (fig. IV-7). Le troisième se trouve sur le sommet du banc, plus au Sud, entre 10 et 13 m.



Extrait de la carte d'AUGRIS et al.(1987), feuille Nord. Fig. IV-7.- Localisation des sites de plongée sur la Bassure de Baas.

3-2-1-1 Sédiments du pied de banc

La plongée 2 a été effectuée au cours d'un étale de flot dans la zone des rejets de dragages de Boulogne-sur-Mer (DEWEZ, 1985). Des amas de vase compacte, d'allure circulaire ainsi que des galets mous de vase grise à noirâtre y ont été identifiés. Divers arguments suggèrent que ces rejets, lorsqu'ils parviennent sur le fond, tardent sans doute à se disperser (DEWEZ, travail en cours). Des levés par sonar latéral témoignent en particulier de leur présence sur les fonds plusieurs mois après la période de rejets.

Sur le site reconnu, le fond est composé de mégarides, dont les caractéristiques morphologiques ont été exposées précédemment (cf. III-B-1-2-2 et planche H.T. 4). Elles se développent au dessus d'un substrat caillouteux apparaissant parfois dans les creux (fig. IV-S). Ce cailloutis est composé essentiellement de galets centimétriques de silex. Nous avons prélevé deux échantillons sur une mégaride: l'un sur la pente douce (P3), l'autre sur le flanc abrupt (cf. fig. IV-8). L'analyse granulométrique montre deux sables (54) moyens quartzeux très semblables, de type 4, caractérisés par un mode à 0,2 mm (fig. IV-9). Il s'agit par conséquent de sédiments très bien classés (cf. tableau 9). Le grain moyen légérement plus élevé pour P4 reflète la relative abondance du matériel supérieur à 0,4 mm, qui entraîne une légère asymétrie de la répartition. Le dosage des carbonates montre que cette fraction plus grossière est principalement constituée de débris coquilliers.



Fig. IV-9.- Courbes cumulatives et histogrammes des échantillons prélevés sur une mégaride du pied de la Bassure de Baas (plongéé 2).

:ech.!type	! position	1	ode	ŧ	pourcentage	!	grain moyen	ţ	fraction	ł	%CaCO3	ļ	classement	ļ	asymétrie	ł
₽ I	!	! ((mm)	!	de mode	ļ	(mm)	ļ	>0,4 mm	ļ		ļ		ļ		ļ
!		سد <u>ا</u>	1 ANT 45. 101 -	• • •	ه چه که خوا که است که ای بوا که ^{اور}	ſ	ن میں 10 نگشتہ بنی ہیں پنے ان کو سر اور ہے	ļ.		.!.		ţ.	ه ها خان مناسب من چه خانی است.	• ! •	وی میں میں میں میں میں میں میں میں میں می	•!
5 P3 1 4	flanc doux		0,2	ł	61	ļ	0,224	!	3	ı	9	ţ	1,08	ţ	1	!
* P4 ! 4	flanc abrupt	!	0,2	1	50	ţ	0,256	ļ	10	١	12	ţ	1,13	ļ	1,08	!

Tab. 9.- Caractéristiques des sédiments prélevés au cours de la plongée 2.

Un tri granulométrique très faible peut donc exister au sein d'une mégaride. La relative abondance de matériel coquillier sur la pente abrupte montre que celui-ci, plus léger, est entraîné de façon préférentielle par les courants et s'accumule par phénomène d'avalanche sur la pente abrupte. On peut distinguer sur les photographies (cf. planche H.T. 4 n°2) que ces débris coquilliers constituent un mince liseré à la base du flanc raide.



Fig. IV-8.- Position des prélèvements effectués lors de la plongée 2.

Nous avons effectué la plongée 8, au cours d'un étale de jusant, sur la même partie du banc, mais environ 3 km plus au Sud. Le fond présente les mêmes caractéristiques: les mégarides reposent sur un substrat grossier caillouteux (fig. IV-10). Parmi les 3 échantillons recueillis, l'un concerne la pente douce d'une mégaride (P15), les deux autres étant prélevés dans des creux distants de quelques mètres (P16 et P17) (fig. IV-10). Ces deux derniers échantillons comportent environ 15% de graviers qui déterminent la répartition bimodale des sédiments (planche H.T. 5 n°2). Si l'on excepte ces éléments grossiers issus du substrat, l'analyse granulométrique montre 3 sables moyens quartzeux peu

(CaCO₃ = 12%) très semblables. 80% du sédiment se répartit sur les tamis 0,2 et 0,25 mm en quantités pratiquement égales (fig. IV-11) sauf pour P15 où la classe 0,25 mm est dominante. Le grain moyen est donc légèrement plus élevé pour cet échantillon (cf. tableau 10). Le classement est très bon, la symétrie presque parfaite par rapport à la médiane.

N S P17

Fig. IV-10.- Position des prélèvements effectués lors de la plongée 8.



Fig. IV-11.- Courbes cumulatives et histogrammes (fraction sableuse seule) des échantillons prélevés sur le pied externe de la Bassure de Baas (plongée 8).

tech. type: position	classe 0,2mm	classe 0,25mm!	classement !	asymétrie !	
	! (%)	(%)	(an)		!!
!!	! 31	! <u>48</u> ! <u>48</u>	0,273	1,11	0,98
1P 161.4 1 creux	<u>42</u>	42	0,25	1,11	0,99 !
1P 17! 4 ! creux	4 <u>3</u>	! 39	! 0,25	1,11	1,01

Tab. 10.- Caractéristiques des sédiments prélevés au cours de la plongée 8.

Il apparaît ici, d'une part une forte similitude entre les 2 sédiments prélevés dans des creux assez distants et, d'autre part un léger tri granulométrique entre ces sables et celui constituant la mégaride au sens strict.

On notera que l'échantillon P15, dont le mode est à 0,25 mm, est plus grossier que l'échantillon P3, pourtant situé de la même façon. Les positions différentes sur le pied de banc, et l'opposition des deux phases de courants au cours des prélévements, peuvent expliquer cette légère variation.

Nota: Un affleurement de roche de faible extension (1 à 2 m) a été reconnu au cours de la plongée 8. Constitué de grès portlandien, il se rattache aux séries plissées de l'anticlinorium Weald-Artois (cf. CLABAUT, travail en cours).

3-2-1-2 Sédiment du sommet de banc

La plongée 3 a eu lieu au cours d'une étale de flot dans un secteur où le sommet de banc est festonné de vagues de sable. Nous n'avons pu observer la crête de ces structures sans doute trop distante du point d'immersion. Le fond est constitué de mégarides similaires à celles observées au cours des plongées 2 et 8. L'analyse granulométrique d'un échantillon (P5) prélevé sur la pente forte d'une de ces mégarides, montre un sable moyen quartzeux peu calcaire (CaCO₃ = 10%) caractérisé par un mode à 0,25 mm de 62% (fig. IV-12). Ce sédiment est par conséquent très bien classé, la

faible quantité de matériel coquillier supérieur à 0,4 mm lui conférent une répartition très symétrique par rapport à la médiane (cf. tableau 11).

Tab. 11.- Caractéristiques du sédiment prélevé au cours de la plongée 3

On notera que ce sable est légèrement plus grossier que ceux du pied externe du banc. Il existe en particulier un écart d'une classe granulométrique avec P3 et P4. Une cause possible peut être un gradient granulométrique transversal du banc.



Fig. IV-12.- Courbe cumulative et histogramme d'un échantillon prélevé sur le sommet de la Bassure de Baas (plongée 3).

C I I 10 10 10 6 e U grossiers, liés à une énergie gradient granulométrique pour origine, une stratification du banc. 1'édification de la Bassure dans ce place (fig. IV-13). progressivement en pourrait être l'indicateur d'une progradation vers la côte de 1'édifice au Sud ۵ TO qu'au cours de phénomène plus en plus du milieu, se sont mis 1987). L'asymétrie ت ا_ peut avoir, sables de imaginer croi ssante ainsi i) Q Q transversal CHAMLEY, Baas, peut

Sed. cours). Au Sud du 3 ю Г du Cap beige est de la totalité du banc, dans les zones où son profil coexistence s'expliquer par des phénomènes de tri observé de façon si nette au cours des différentes plongées sur internes n'a toutefois du'au Nord sable et le pied 0,2-0,25 mm) devient prépondérant. Ce Ce procedsus 9 ainsi travaux en occupe principalement le flanc -16 seir des mégarides. symétrique (cf. radiales 1 et CLABAUT, types 3 et 4 pourrait J Bassure de Baas. (mode å

banc. On le rencontre également sur le pied externe où sa d'Alprech: DEWEZ, 1985 caractéristique granulométrique Touquet, il avec les devient été 4

qui 9 C D à un gradient granulométrique transversal. Le type 3 (mode à un sédiment encore plus fin se rencontre même dans la échantillons 20-160 et 21-172 (fig. II-7) se rapportent à la jonction ម ខ្លាំង ខ្ល occupe le flanc externe du banc sur les profils 10 à 22 où due les vers le sommet du banc, le type ы Bassure de Baas et le champ Sud, dont nous ne possédons des caractéristiques et type sur la radiale 21. On note ں ر_ mar quée. corps sableux est bien ainsi supposer En remontant du banc d'échantillons, laissant partie la plus externe ŋ origine communes. l'asymétrie (mm correspond Ø.-correspond 0 (1 entre

Baas 0 D 3-2-2-1 La Bassure

Û

la Bassure

118

faciès

d es

di versi té

ۍ ل

transværse

profil

0

dont

Baas,

est asymétrique (cf. III-B-1-1),

tres dans 1'ensemble bancs, ŝ ц Ш 4 ท์ 0 0 0 aux types 2, sédiments ר 0 ע homogènes appartiennent

136

du Battur

6

9000 9000

e U

Bassure

<u>м</u>

80

générales

Caracteristiques

3-2-3

Le caractère plus grossier du sable du flanc interne (type 6) peut être accentué, si l'on considère les teneurs élevées en coquilles brisées, par l'action des houles venant de l'Duest sur le sommet du banc, et entraînant par gravité ces éléments plus légers vers le flanc pentu.



Fig. IV-13.- Mise en place des différents types de sédiments de la Bassure de Baas. Conséquences dynamiques.

3-2-2-2 Le Battur

Le Battur, rappelons-le, a un profil transverse pratiquement symétrique. Le sommet est composé jusqu'à la radiale. 20 d'un sable de type 4 en tout point comparable à celui de la Bassure de Baas. Plus au Sud, il devient nettement plus calcaire, prenant l'aspect d'une "purée" coquillière. Il conserve cependant une couleur beige et un mode à 0,315 mm, qui l'apparente au type 6. Les flancs sont composés, pour une même radiale, d'un sable généralement plus grossier plus et coquillier que celui du sommet. Ils s'apparentent au type 6 mais peuvent comporter des teneurs relativement élevées en sables grossiers ou en graviers.

Le Battur étant symétrique, il paraît logique dans l'hypothèse d'une accrétion verticale et latérale bidirectionnelle du banc, que le sable gris de type 3 ne soit pas visible ici en surface. 3-3 Les interbancs

3-3-1 Observations en plongée sur l'interbanc Bassure de Baas-frange littorale

Nous avons effectué la plongée 7 en bordure du pied interne de la Bassure de Baas, au SW du Cap d'Alprech. La progression s'est faite vers le NE (fig. IV-14). Le fond, plat, est composé de sable hétérogène légèrement envasé à graviers, coquilles (solen), tubes d'Annélides (Lagis koreni) et galets en quantités variables (planche HT 5 n°5). Ce sédiment mixte, épais de quelques centimètres, repose sur un substrat caillouteux formé de galets de silex centimétriques (planche H.T. 5). Les échantillons P12, P13, P14, prélevés à plusieurs dizaines de mètres les uns des autres, présentent des caractéristiques granulométriques très semblables (cf. fig. IV-15) malgré l'hétérogénéité du fond. En dehors des galets et coquilles et, à un moindre degré, des graviers, représentés en quantités inégales, il s'agit d'un sable remarquablement homogène légèrement envasé et assez riche en calcaire, caractérisé par un mode à 0,2 mm et un grain moyen compris entre 0,35 et 0,4 mm. Ce sable est moyennement classé, sa répartition est plutôt asymétrique (cf. tableau 12).

!éch. !typ	e! %gale	ts !%gr	avier	s!%	Fines	! mod	le !g	rain moyen	' cl	lassement	' as	ymétrie	' %!	CaCO ₃	• 7	CaCO ₃	1
Port Is	!coquil	les!		1		' (m	n) !!	(f.sableuse) ! (f	.sableuse	e)'(f.	sableuse	e)'t	otal	1 9	sable	•
	-!	(-!		1			-1		-!				-!		.1
IP 12! 8	1 0	-	40	!	1,5	! 0,2	2 1	0,37		1,67	1	1,17	1	15	•	17	•
!!	-!	!		-!		1	!-		-!		!		-!		- 1		. 1
IP 13' 8	1 26	11-52	30	1	1,2	· 0,:	2 1	0,337	• • •	1,55	120	1,06	1-12	9		22	1
! !	-!	!		-!		1	[:-		-!				!		-1		. 1
IP 14' 8	! 5	1	36		0,5	1 0.2	2 !	0,397	1	1,68		1,03	1.4.02	22	1	18	1

Tab. 12.- Caractéristiques des sédiments prélevés au cours de la plongée 7.

Selon la classification de VASLET et al (1978), ces sédiments peuvent appartenir à différents types en fonction de l'abondance des éléments grossiers, allant de SL1b à GL1a. Dans le cas de fonds hétérogènes comme les interbancs, de telles distinctions

3-3-2 Les interbancs de la Bassure de Baas et du Battur

Les domaines d'interbancs situés de part et d'autre de la Bassure de Baas et du Battur ont été délimités grâce au sonar latéral, par le faciès acoustique sombre qui les caractérise. Ce type de réponse correspond en général à un sédiment prossier. Les prélèvements montrent effectivement des sables à fortes proportions de graviers de silex et de coquilles (20-55%) de 2 à 20 mm (type 8). Les galets probablement présents (cf. IV-B-3-3-1) n'ont pu être recueillis la benne Shipeck. La fraction sableuse de ces sédiments par hétérogènes souvent envasés, est caractérisée par un mode à 0,16 ou 0.2 mm et une relative richesse en sables fins qui donnent à l'ensemble sa teinte grisâtre. Ces caractères apparentent la fraction sableuse des interbancs aux types 2 et 3 reconnus sur la Bassure de Baas. Cette fraction sableuse rendue peu mobile par la présence de graviers et galets sous-jacents pourrait être le témoin des sédiments originels constituant les bancs. La proportion de sables grossiers, assez variable, donne à cette fraction sableuse un classement très bon à moyen. Les teneurs en carbonates, fonction de l'abondance des éléments bioclastiques varient en général de 12 à 35%. Localement, et parallèlement à l'enrichissement en débris coquilliers sur le Battur, au Sud de la zone, on notera des teneurs en CaCO₃ particulièrement élevées (jusqu'à 43%) dans les interbancs adjacents.

Notons que l'échantillon 2-9 prélevé à proximité immédiate des sédiments collectés au cours de la plongée 7 (P12, P13, P14) présente des caractéristiques granulométriques tout à fait comparables à ces échantillons.

Le type 8 ne constitue pas le seul faciès typique des interbancs. Des sables de type 6, s'apparentant à ceux des bancs, prolongent latéralement ces bancs, probablement sous la forme de mégarides isolées. Des gravelles coquillières (type 7) peuvent enfin relayer localement ces types de sédiments.


pourront parfois être arbitraires. Il convient alors de raisonner sur un groupe d'échantillons statistiquement représentatifs.

Fig. IV-15.- Courbes cumulatives et histogrammes des échantillers prélevés dans l'interbanc (sédiment total et fraction sableuse). 3-4 Entre les isobathes 10 et 20 m

3-4-1 Observations en plongée sur le champ côtier

Deux sites sont étudiés dans le champ côtier. L'un est situé au voisinage de la crête d'une grande vague de sable (cf. III-B-2-3-3) et a fait l'objet de 4 plongées effectuées à deux époques différentes. L'autre site concerne un fond plat festonné de mégarides compris entre deux vagues de sable.

3-4-1-1 Sédiments d'une vague de sable

En raison du manque de précision du système de positionnement Decca, ces plongées n'ont pu être effectuées exactement sur le même site. Seules les deux dernières ayant eu lieu le même jour concernent un même point. Les 8 échantillons prélevés au voisinage de la crête du ridin sont reportés sur la figure IV-16 en les supposant alignés. 4 prélèvements concernent la crête de l'édifice, les 4 autres les mégarides qui festonnent ses flancs.



Fig. IV-16.- Position des prélèvements effectués sur une vaque de sable du champ côtier.

a) La crête

L'échantillon P6 est un sable grossier assez calcaire (CaCO₃ = 26%) caractérisé par un mode à 0.63 mm de 38%

(fig. IV-17). Le grain moyen vaut 0,675 mm. Ce sable est très bien classé, la répartition est tout à fait symétrique par rapport à la médiane (cf. tableau 13). Les échantillons P20 et P21 ont été prélevés plus de 7 mois plus tard. Le premier est un mélange du sédiment de la crête (de type P21) et de faible quantité de brique pilée. Ces échantillons ont sensiblement la même répartition granulométrique. Ils cours d'une étale de jusant alors que ont été prélevés au l'échantillon P23 a été recueilli le méme jour au cours de l'étale de flot suivante. Il s'agit de sables prossiers quartzeux assez riches en calcaire dont 65 à 70% de la distribution est comprise entre 0,63 et 1,25 mm. Ces sables sont moyennement bien classés et la répartition est plutôt symétrique.

Si l'on excepte l'échantillon P20 créé de façon artificielle, on constate que les sédiments P6, P21 et P23 présentent des différences assez nettes au niveau de la classe modale passant progressivement de 0,63 à 0,8 mm. Le grain moyen croît ainsi de 0,675 à 0,957 mm; l'indice de classement et les teneurs en calcaire augmentent corrélativement. Si les variations entre P21 et P23, prélevés le même jour au cours de phases de courants différentes sont peu marquées, l'opposition entre ces 2 échantillons et P6 est par contre très nette. Ce phénomène peut avoir deux causes:

 d'une part des variations saisonnières des apports sédimentaires entre octobre et mai;

 d'autre part, compte-tenu des écarts de positionnement pouvant atteindre 100 à 200 m, des variations latérales rapides au sein d'une même structure. Cette seconde hypothèse paraît la plus plausible.

léch.! date	! !	20,5mm	: %0,63mm	! %0,8mm	! %1ma	!grain moyen!	classement	asymétrie	! %CaCO 3 !
!P 6 ! 11/10/6	6 !	30	: <u>38</u>	! 15	: 5	0,675	1,16	! 0,99	! 26 !
IP 23127/05/87	'AM !	7,5	21	24	! 20	. 0,957	1,28	! 1,02	! 33 !
IP 201 27/05/6	: 17 !	9	: <u>30</u>	! 25	! 15,5	0,878	1,24	! 1,05	: 30 !
!P 21! PM	!	11	26	! 25	18,5	! 0,914	1,25	! 1,04	! 30 !

Tab. 13.- Caractéristiques des sédiments prélevés sur la crête d'une vague de sable

b) Les flancs

Les flancs sont festonnés de mégarides dont les caractéristiques morphologiques ont été décrites précédemment (cf. III-B-2-3-3). Les échantillons P7 et P22 proviennent de creux de mégarides, P8 du sommet de l'une d'entre elles et P9 d'un replat situé entre la crête du ridin et les premières structures secondaires (cf. fig. IV-16).

PO est constitué d'un sable grossier assez comparable à l'échantillon P6 provenant de la crête du ridin et prélevé le même jour (cf. fig. IV-17). Le grain moyen est très proche (0,638 mm) mais le classement est moins bon en raison de la relative abondance de la fraction de sables fins et de graviers. La valeur modale passe de plus de 0,63 à 0,5 mm.

L'échantillon P7 prélevé dans les mêmes conditions est par contre très différent: il s'agit d'un sable





graveleux et coquillier mal classé et de répartition plutôt asymétrique. Le grain moyen est élevé (1,241 mm) bien que la valeur modale ne se situe qu'à 0,63 mm.

Il existe ainsi un tri granulométrique très net entre les creux, à dominante graveleuse, et les sommets de mégarides, constitués de sable moyen assez bien classé. Nous avons constaté au cours de la plongée 4 que le contraste entre ces deux sousfaciès était d'autant plus marqué que l'on descendait le long du flanc de ridin. Les échantillons P9 et P22 confirment cette observation. Le premier, prélevé à la base de la crête de l'édifice et moyennement bien classé, contient une fraction graveleuse relativement pauvre et se caractérise par un grain moyen proche des sédiments de la crête. Le second par contre, est un gravier coquillier mal classé caractérisé par un mode principal à 2,5 mm (cf. fig. IV-17) et un grain moyen supérieur à 2 mm (cf. tableau 14). Ces 4 échantillons possèdent une fraction calcaire assez riche, proche de 30%.

!éch.! position ! !	! mode ! (mm)	{%graviers {coquilles	%sables fins	grain moyen : (mm)	classement	asymétrie	%CaC D ₃ !
<pre>!P 7 !creux de mégaride }</pre>	! 0,63	! 29	. 0,9	1,241	! 1,89	! 1,11	. 30 !
P 8 ! sommet mégaride	! 0,5	! 5,5	! 0,9	0,638	! 1,32	! 1,08	28
P9! replat	1 0,63	! 18,5	2,1	. 0 ,999	! 1,68	! 1,18	28
P 22!creux de mégaride	! 2,5	! 51	1,2	2,006	2,19	. 0,81	30

Tab. 14.- Sédiments du flanc d'une vaque de sable.

c) Résumé

L'étude de sédiments prélevés à quelques dizaines de mètres d'intervalle, sur une structure de type vaque de sable, met en évidence d'importantes variations granulométriques. Ces variations ont deux causes:

- des modifications latérales rapides de faciés au sein d'un même ensemble (ici, la crête de la vague de sable);

- des tris granulométriques liés à la morphologie des mégarides qui



festonnent les flancs des structures principales.

A ces deux causes peuvent éventuellement s'ajouter deux influences mineures:

- les modifications saisonnières;

- le rôle des phases de courant (le flot et le jusant).

Dans la classification de VASLET et al (1978), les 8 échantillons étudiés appartiennent aux types SLic ou SL2c pour les sables grossiers moyennement bien classés, et SLib ou SL2b ou GL2b pour les sables graveleux et les graviers mal classés. De telles distinctions apparaissent en fait superflues ici, les sables grossiers représentant les sédiments dominants.

On note que ces échantillons ne peuvent être rangés dans aucun des 8 types que nous avons définis (cf. IV-B-3-1). La granularité des sables est en effet beaucoup plus élevée sur le ridin étudié que dans tout autre secteur du domaine Bassure de Baascôte.

3-4-1-2 Sédiment d'un creux de vague de sable

Les échantillons (P18 et P19) proviennent d'un creux de vagues de sable situées à 4 km au NNE de la structure étudiée précédemment (cf. fig. II-6). Le fond est constitué d'un sable moyen homogène modelé en mégarides. On a effectué les prélèvements sur la pente douce d'une de ces structures. L'échantillon P19 est un mélange du sédiment correspondant à P18 et de brique pilée de mode 0,8 mm utilisée comme marqueur. Prévu initialement pour un suivi des déplacements sédimentaires dans des sables plus grossiers, ce broyat augmente de façon artificielle les classes comprises entre 0,63 et 1,6 mm (fig. IV-18 et tableau 15). Les deux sédiments (type 5),prélevés au cours de phases de courants différentes, présentent des caractéristiques très similaires avec deux classes granulométriques dominantes à 0,315 et 0,4 mm. Ils sont moyennement bien classés en raison de la relative richesse en sable grossier, qui augmente le grain moyen. La fraction calcaire est peu abondante.

!ech.!type!%0,315mm	! %0,4mm	Sable grossier	! grain moyen	! classement	! asymétrie	! %CaCO ₃ !
!P 18! 5 ! <u>27</u>	! 25	! 20	. 0 ,38 2	1,24	! 0,98	! 13 !
IP 19! 5 ! <u>25</u>	! 23	30*	! 0,43*	!	! 1,03*	!! ! 13 !

Tab. 15.- Caractéristiques des sédiments d'un creux de vagues de sable. (*) la valeur de ces paramètres augmente avec l'apport de brique pilée.



Fig. IV-18.~ Courbes cumulatives et histogrammes des échantillons prélevés dans le creux d'une vague de sable du champ côtier.

3-4-2 Caractères généraux des sédiments du secteur côtier

Le secteur se trouve entre les interbancs à sédiments hétérogènes et le talus littoral.

Au Nord de l'estuaire de la Canche, les fonds sont relativement plats, dépourvus de grandes structures sableuses de type vague de sable. Deux types de sédiments de couleur grise y coexistent: le type 3 caractérisé par sa relative richesse en sables fins (<0,2 mm) et sa faible teneur en CaCO₃ (10-12%) et le type 5, nettement plus grossier et légèrement plus calcaire malgré le caractère lithoclastique des éléments supérieurs à 0,5 mm.

Face à l'estuaire de la Canche et jusqu'à la latitude de Merlimont, on retrouve au niveau de l'isobathe 10 m des sables de type 3 qui se corrélent parfaitement avec ceux rencontrés plus au Nord. Deux échantillons prélevés au cours de la campagne menée en 1972-1973 par l'équipe de la Station Biologique de Roscoff (cf. IV-A) proviennent de ce secteur (éch. 153 et 395, fig. IV-1). Leurs caractéristiques les identifient à ce type 3. Les prélévements effectués à la drague Rallier montrent qu'il s'agit d'un faciès réparti de façon homogène sans tri granulométrique notable. Ces sédiments relativement fins peuvent résulter en partie des apports fluviatiles de la Canche et de l'Authie (DESPEYROUX, 1985).

Les sédiments de type 5, prélevés entre Ste-Cécile et le Cap d'Alprech, traduisent par leur richesse en éléments lithoclastiques assez grossiers la faible épaisseur de la couverture sableuse, qui laisse apparaître, face au cap, le substrat caillouteux (AUGRIS et al., 1987).

Avec l'apparition des vagues de sable du champ côtier, la nature des sédiments devient plus complexe. Les types 3, 4, 5, 6 et 7 ainsi que des mélanges de ces types figurent dans ce secteur. Compte tenu de la faible densité des points de prélèvements (environ 30 pour le champ côtier), la répartition paraît aléatoire. L'absence de corrélation entre les sables grossiers prélevés en plongée sur la grande vague de sable du champ et les échantillons collectés à la benne dans les secteurs adjacents, montre encore la rapidité des variations latérales de faciès dans un même domaine. Les radiales 15 à 22 sont très enrichis en débris sédiments des bioclastiques (jusqu'à 51% de CaCO₃), ce qui les rattache aux types 6⁻ et 7. Cet enrichissement est général au Sud de la zone d'étude (cf. Battur et interbancs adjacents). Les échantillons recueillis dans ce secteur sont généralement pauvres en sables grossiers et graviers ou coquilles. Les prélèvements réalisés au cours de la campagne de la Station Biologique de Roscoff indiquent cependant des proportions parfois importantes de ces sédiments grossiers.

3-5 Le talus littoral

A ce secteur correspond un sédiment très homogène tout à fait caractéristique. Il s'agit d'un sable gris de type 1 légèrement envasé sauf au débouché de la Canche et de l'Authie où les teneurs en fines atteignent jusqu'à 13%. La valeur modale se situe, rappelons-le, à 0,125 ou 0,16 mm. La présence d'un tel sédiment fin sur la frange côtière est commune à la plupart des zones littorales. Il correspond à un domaine où la somme des énergies développées par les courants de marée et la houle est minimale (AUFFRET et LARSONNEUR, 1975 a et b).

3-6 Résumé

L'ensemble Bassure de Baas-côte comprend 8 types de sédiments (cf. fig. IV-4) se rapportant à 4 domaines distincts (fig. IV-19):

- En ce qui concerne les bancs, la Bassure de Baas montre un granoclassement transversal allant de sables moyens gris de mode 0,16 mm (type 2) ou 0,2 mm (type 3) sur la pente externe du banc à des sables moyens beiges de mode 0,2 ou 0,25 mm (type 4) sur le sommet, et de mode 0,315 ou 0,4 mm (type 6) sur la pente interne. Le Battur, qui se distingue de la Bassure de Baas par son profil presque symétrique, est principalement constitué de sédiments appartenant aux deux derniers types. L'enrichissement en débris coquilliers vers le Sud est marqué.

Les interbancs sont généralement composés d'un sédiment hétérogène envasé (type 8) constitué de 2 stocks distincts: d'une part les sables (fins et moyens), d'autre part les graviers de silex et les coquilles.
La fraction sableuse constitue probablement un mince drapage sur un substrat caillouteux à galets de silex sub-affleurants.

- Le domaine côtier compris entre les isobathes 10 et 20 m constitue, en dehors du champ de vaques de sable, un fond peu accidenté où alternent deux types de sédiments de couleur grise (types 3 et 5) qui peuvent exprimer, respectivement, les apports fluviatiles de la Canche et de l'Authie, et l'amincissement de la couverture sableuse au Nord de Sainte Cécile. Au sein du champ de vagues de sable, les changements de faciès sont multiples et rapides. Vers le



Fig. IV-19.- Cartographie sédimentaire de la zone d'étude.

Sud, les sédiments sont caractérisés par de forts enrichissements en débris bioclastiques (type 7).

- Le talus littoral (de 0 à 10 m) constitue un ensemble monotone, dont on a vu précédemment (cf. III-B-3) qu'il est dépourvu de structures sédimentaires autres que les rides. Il est constitué d'un sable fin gris, légèrement envasé, caractéristique des littoraux sableux.

4-Le secteur nord-occidental

4-1 Types de sédiments

Hormis les types 1 et 5, respectivement caractéristiques du talus littoral et d'une zone où la couverture sédimentaire est très amincie, on retrouve dans le secteur nordoccidental des sédiments comparables à ceux reconnus dans le domaine Bassure de Baas-côte (cf. IV-B-3-1):

 les types 4 (sable moyen beige), 6 (sable moyen plus grossier et enrichi en débris coquilliers) et 7 (gravelles coquillières) sont caractéristiques du champ Nord;

- le type 8 (sédiment hétérogène graveleux et envasé) caractérise les interbancs. La fraction sableuse apparaît plus grossière que dans le domaine Bassure de Baas-côte, avec un mode généralement situé à 0,25 mm. Cependant sa teinte grise ainsi que la proportion relativement importante d'éléments inférieurs à 0,2 mm l'apparentent au type 3. Cette fraction sableuse peut apparaître seule ou enrichie en éléments bioclastiques lorsque l'épaisseur de la couverture sédimentaire augmente au niveau des rubans;

- le type 2 (sable fin à moyen relativement riche en CaCO₃) est commun dans les fosses F2 et F3.

Le sable du Vergoyer enfin constitue un nouveau type. Le mode généralement situé à 0,2 mm et le grain moven compris entre 0,21 et 0,23 mm l'apparentent au type 3, voire au type 2. Les teneurs particulièrement faibles en calcaire (environ 8%) et le classement excellent (1,10-1,13) le relient à un autre sable de banc: le type 4 de la Bassure de Baas.

4-2 Le champ Nord

4-2-1 Observations en plongée

Nous avons prélevé deux échantillons dans le creux d'une vague de sable haute de 8 m (P10), et sur son sommet à la crête arrondie (P11) (cf. fig. III-19). Les mégarides qui couvrent les flancs de cette vague de sable, sont le siège de *tris granulométriques importants*, de même nature que dans le champ côtier (cf. IV-3-4-1-1 et planche H.T. 5 n°8).

L'échantillon P10 est constitué d'un sable moyen peu riche en calcaire, caracterise par deux classes granulométriques dominantes à 0,25 et 0,315 mm (fig. IV-20). La faible proportion de graviers n'augmente pas de façon significative le grain moyen. Le classement est bon à très bon (cf. tableau 16). Ce sédiment de type 4, quoiqu'un peu grossier est proche des sables de banc.



Fig. IV-20.- Courbes cumulatives et histogrammes des échantillans prélevés sur une vague de sable du champ Nord.

La limite entre ce sable moyen très compact et modelé par des rides et le sable plus grossier et fluant de la vague de sable est très nette (planche H.T. 5). Ce contraste indique une mobilité des sédiments du ridin par rapport à ceux du creux constituant le "substrat" de la structure.

L'échantillon P11 est un sable enrichi en graviers et coquilles. Les teneurs en calcaire et le grain moyen sont assez élevés (cf. tableau 16). La fraction sableuse se répartit principalement dans les classes granulométriques 0,315 et 0,4 mm. Le classement est mauvais, la répartition très asymétrique par rapport à la médiane.

Comme au sein des mégarides, la distribution des sédiments sur le sommet du ridin est assez hétérogène (planche H.T. 5).

!éch.!type	:% 0,25	mm ! %	0,315	M# 1%	0,4	AR!	%gravi er s		grain moyen	! . / .	classement	!	asymétrie	!%	CaCO ₃ !
!P 10! 4	! 33	!	29	!	10	!	2,2	! !	0,308	!	1,18	!	1,02	• •	16
!P 11! 6	! 7	<u>-</u>	19	f	<u>19</u>	1	18	: !	0,754	!	i,95	ļ	1,95	1	21 !

Tab. 16- Caractéristiques des sédiments prélevés au cours de la plongée 6.

4-2-2 Caractéristiques générales des sédiments

La moitié des échantillons recueillis sur le champ Nord a été implantée dans le domaine proximal (cf. III-B-2-1-1) sur une douzaine de vagues de sable (fiq. IV-21) afin de rechercher d'éventuelles variations granulométriques au sein de ces structures.

Dans la partie nord-orientale du champ (profils 23 et 24, fig. IV-22), les gravelles dominent. Elles se répartissent de préférence sur le sommet ou les flancs des ridins, alors que des sables moyens très bien classés sont communs dans les creux. Cette distribution, bien observée en particulier sur le site de prélèvement 192, est en accord avec les résultats de la plongée 6 (cf. IV-B-4-2-1) effectuée dans le même secteur (cf. fig. IV-22).



Fig. IV-21.- Répartition et position des prélèvements sériés effectués sur des ridins du champ Nord.



Fig. IV-22.- Localisation des prélèvements effectués dans le secteur nord-occidental. Extrait de la carte d'AUGRIS et al. (1987).

Les caractéristiques granulométriques des gravelles sont très variables (fig. IV-24). Les fréquences maximales se situent aux alentours de 0,4 et 2 mm, la répartition étant souvent les phénomènes bimodale. Cette variabilité traduit de tris oranulométriques importants observés au sein des mégarides. Ceux-ci, malgré la densité des prélèvements (jusqu'à 6 sur une même structure, fig. IV-21) rendent les interprétations délicates. On peut cependant existe sur certaines vaques de sable un gradient ou'il noter d'affinement granulométrique du sommet vers le creux. Ce phènomène ne peut pourtant pas être généralisé à toutes les structures. Ainsi 50°41'N paraissent essentiellement Sud de celles situées aц constituées de sable moyen beige de type 4, très homogène. Ces observations rejoignent celles de TERWINDT (1971), qui a étudié une centaine d'échantillons, prélevés en plongée sur 2 vagues de sable déographiquement proches (fig. IV-23 a et b) en Mer du Nord.

Il se peut que la granularité des sédiments influe sur la morphologie de la crête des ridins, aiguë ou arrondie (cf. fig. III-18). Ainsi les sables moyens homogènes et bien classés peuvent rester en équilibre pour former une crête aiguë, alors que les gravelles coquillières, très hétérogènes pourraient être caractéristiques des crêtes arrondies.

Quoi qu'il en soit, les conditions hydrodynamiques gouvernant la répartition sédimentaire au sein des vaques de sable semblent varier rapidement de place en place. Elles semblent toutefois demeurer actives. Les faibles proportions de sable fin (<0,2 mm), qui, quelle que soit la nature du sédiment considéré sont généralement inférieures à 5%, ainsi que l'absence totale de fines. prouvent en effet que le champ Nord est un milieu soumis à des conditions hydrodynamiques actives. La présence, en grandes quantités, de coquilles d'huîtres fossiles aux alentours de la latitude 50°38'N témoigne par ailleurs d'un faible taux de sédimentation.

4-3 Les interbancs

Par interbancs, on entend ici les zones composées de sédiments grossiers qui délimitent le champ Nord, ainsi que celles où la couverture sableuse commence à s'épaissir, permettant la formation de rubans. Ceux-ci constituent l'amorce méridionale du champ Nord.



Fig. IV-23.- Variations granulométriques de sédiments prélevés en plongée sur 2 vagues de sable en Mer du Nord. D'après TERWINDT (1971).



Fig. IV-24.- Courbes cumulatives et histogrammes de gravelles coquillieres du champ Nord.

Les prélèvements effectués dans les zones reconnues par le sonar latéral comme franchement grossières (faciès acoustique sombre) se caractérisent par de fortes proportions de graviers (jusqu'à 50%) et parfois de galets de silex. La fraction sableuse, de couleur grise, se répartit essentiellement entre 0,2 et 0,25 mm. Comparé aux sédiments du champ Nord, la proportion de sables fins et de fines est particulièrement abondante (>15%).

Les échantillons recueillis dans le secteur des rubans (profil 31, fig. IV-22) constituent un mélange du sable gris de l'interbanc s.s. et de fine gravelle coquillière. Le mode de l'ensemble se situe à 0,25 mm. Latéralement, en progressant vers le champ, le sable gris plus fin disparaît peu à peu pour finalement laisser place aux sédiments homogènes beiges (type 4) et aux gravelles coquillières (type 7) typiques du champ.

Les rubans constituent ici un faciès intermédiaire entre deux zones très différentes, où s'effectuent des tris granulométriques et lithologiques. Le manque de précision concernant la position des prèlévements au sein des rubans, inhérent à ce type de faciès de faible extension et au relief peu marqué (cf. III-A-3-1), ne permet pas de développer plus précisément les relations existant entre les différents domaines.

4-4 Le Vergoyer

Nous avons effectué 9 prélèvements sur la terminaison nord du Vergoyer. Situés sur le sommet ou la pente interne du banc, les échantillons sont constitués d'un sable moyen à fin, très homogène, de couleur beige. Hormis deux échantillons relativement profonds, dont le mode se situe à 0,25 mm, ces sables particulièrement bien classés sont caractérisés par un mode à 0,2 mm. La proportion de sables fins varie de 15 à 40%. Comparés aux sédiments prélevés sur le sommet ou la pente interne de la Bassure de Baas, les sables du Vergoyer apparaissent nettement plus fins. Cette constatation est en accord avec les résultats de LE FOURNIER (1980). Les échantillons collectés plus au Sud par DESSAINT (1987) et PRYGIEL (1987), entre 50°31'N et 50°36'n sont composés de sables aux caractéristiques similaires, dont le mode semble migrer de 0,2 à 0,25 mm du Nord au Sud. La mise en évidence de ce gradient granulométrique longitudinal repose uniquement sur l'étude de 24 échantillons. Il serait souhaitable d'effectuer des prèvements complémentaires afin de mieux cerner ces variations granulométriques.

4-5 Les fosses F2 et F3

La bordure nord de la fosse F3 est jalonnée par un ridin (cf. fig. III-27) constitué d'une gravelle coquillière assez grossière. Les éléments bioclastiques se répartissent principalement entre 0,4 et 1,25 mm et déterminent une teneur en calcaire de 60%. Cette structure isolée dans un environnement caillouteux s'estompe rapidement vers le Nord, laissant place à un système de rubans et de trainées de sable moyen, comparable à celui situé à la limite méridionale du champ Nord.

Les sédiments des fosses sont assez hétérogènes. Ils se composent d'une fraction de graviers parfois importante (jusqu'à 35%) et de sables fins et moyens en proportions variables. Les sables moyens sont généralement plus abondants que les sables fins sauf au centre de la fosse F2 où la profondeur est maximale. Les teneurs en fines, variant de 1 à 3%, sont parmi les plus élevées du secteur d'étude. Il semble que ces zones surcreusées constituent des zones de décantation des particules les plus fines, ce qui expliquerait en partie leur absence dans le champ Nord.

La plupart des sédiments des fosses F2 et F3, fraction graveleuse non comprise, s'apparentent par leur granularité et leurs teneurs en CaCO₃ voisines de 15% au type 2 défini au SSE de ces fosses, à la jonction du champ Sud et de la Bassure de Baas (cf. tableaux 8 et 17, et fig. IV-6).

!	node (mn)	lgra:	in moye (mm)	n! !	%sables fins	!	%sables moyens	! !(%sables ! grossiers!	%graviers	!	%fines	! !	clas seme nt	! !	% CaCO 3	1
!0	,2-0,10	5!0,1	75-0,25	5!	18-50	i	45-80	!	1-17 !	1-35	!	1-3	!	1,13-1,24	!	12-20	!

Tab. 17.- Caractéristiques des sédiments des fosses F2 et F3.

L'un des échantilions provenant de la campagne menée par le laboratoire de biologie marine de Roscoff a été dragué sur la bordure Est du champ Sud (n°166, fig. IV-1) à mi-chemin entre les secteurs évoqués. Il présente des caractéristiques granulométriques similaires. On peut ainsi envisager une relation, compatible avec l'orientation vers le NNE des courants de marée, entre ces 2 domaines sédimentaires pourtant distants d'une vingtaine de kilomètres.

Une population particulière se distingue dans la partie nord de la fosse F3, dans le secteur où se sont développées quelques vagues de sable (cf. fig. III-27). Les sédiments y conservent des teneurs en graviers et en fines relativement élevées mais montrent des enrichissements en sable beige et en gravelle coquillière.

Signalons enfin la présence de sables moyens propres sur la bordure sud-ouest de la fosse F2. Leurs caractéristiques les apparentent aux sédiments des deux champs de vagues de sable.

5- Autres domaines sédimentaires

L'interbanc compris entre les champs de vagues de sable du large et la Bassure de Baas, le champ Sud et la fosse F1 sont abordés ici brièvement à partir des résultats d'études antérieures, en particulier celle du laboratoire de biologie marine de Roscoff.

5-1 L'interbanc champs du large-Bassure de Baas

Les sédiments présentent d'importantes proportions de galets de silex pouvant atteindre 10 cm. Les cailloutis ont été observés à l'Est du champ Nord avec la caméra vidéo. Ce type de fond très grossier se prolonge au large de Boulogne (BOURGAIN et al, 1985).

5-2 Le champ Sud

Les 3 échantillons (n°=47, 167, 223, fig. IV-1) correspondant à ce secteur sont des sables moyens propres moyennement classés. Les graviers et coquilles sont représentés en proportions variables (de 5 à 30%). Ces caractères sont proches de ceux des sédiments du champ Nord.

5-3 La fosse F1

Les sédiments de cette fosse, comme ceux des fosses F2 et F3, sont constitués d'un mélange de graviers (jusqu'à 40%) et de sables fins (jusqu'à 55%) et moyens envasés. On notera que les 3 échantillons (n°=201, 224, 225, fig. IV-1) pris ici comme référence, sont situés dans la partie Est de la fosse, caractérisée au sonar latéral par un faciès acoustique sombre. Le secteur Duest de la fosse semble par contre en partie remblayé par le sable du Vergoyer.

C- CONCLUSIONS

Les apports conjugués du sonar latéral, des prélèvements à la benne et des observations in situ permettent une cartographie sédimentaire précise de la zone d'étude (fig. IV-19).

1- Méthodologie

Le sonar lateral constitue l'outil indispensable pour délimiter de façon exacte l'extension des principaux faciés sédimentaires:

 les grands domaines sableux (bancs et champs de ridins) au faciès acoustique clair et dont la surface est modelée par les mégarides;

- les domaines de sédiments grossiers, graviers et galets (interbancs), au faciès acoustique sombre.

Il peut exister une variation continue entre ces deux types de faciès, mais généralement les contrastes sont brutaux si bien que les limites des principaux ensembles peuvent être repérées sans ambiguïté. Le sonar latéral est également le meilleur outil pour mettre en évidence des structures de faible extension telles que les rubans. Un échantillonnage à la benne effectué seul, se révèle inefficace lorsqu'il s'agit de déceler de telles figures (DEWEZ, 1985).

Cet équipement ne permet cependant pas de distinguer de variations granulométriques ou lithologiques au sein d'un ensemble sableux ou caillouteux. les *prélèvements à la benne* doivent donc être effectués en parallèle suivant un maillage plus ou moins serré en fonction de la complexité du secteur considéré. Dans la présente étude, les prélèvements ont été implantés, après une reconnaissance générale par le sonar latéral, dans chacune des zones sédimentaires acoustiques mises en évidence. Des variations granulométriques et lithologiques au sein des grands ensembles comme les bancs peuvent ainsi être mises en évidence.

Ce mode de prélèvement peut cependant se révéler peu adéquat au sein d'ensembles complexes où les variations granulométriques sont nombreuses et rapides. Les champs de vagues de sable en constituent l'exemple le plus frappant par les phénomènes de tri qui affectent des structures élémentaires comme les mégarides.

L'observation in situ (en plongée ou par l'emploi de la caméra vidéo) et les prélèvements associés prennent alors le relais. Malgré le caractère très local de telles investigations, un échantillonnage serré et ciblé sur les structures élémentaires permet de reconnaître et de quantifier précisément ces phénomènes de tri granulométrique. On évite ainsi une multiplication abusive de types sédimentaires, qui pourrait résulter d'une campagne de prélèvements "aveugles" depuis un navire.

2- Répartition des sédiments

Les interbancs se trouvent entre les grands domaines sableux, dont ils constituent le *substrat*. Les interbancs compris entre la Bassure de Baas et le Battur d'une part, et la côte sont composés d'un mélange de sables envasés et de graviers ou coquilles. *Ce sédiment mixte peu épais* (entre 5 et 10 cm) repose sur un *lit de galets de silex* de grandes dimensions. Sur les interbancs situés *au large de la Bassure de Baas*, la couche sédimentaire sablo-graveleuse semble disparaître, laissant *affleurer le cailloutis*.

Les 3 bancs étudiés présentent des caractéristiques granulométriques bien distinctes qui paraissent directement liées à la profondeur:

- le Vergoyer, situé le plus au large, est constitué d'un sable très homogène gris-beige dont le mode se situe généralement à 0,2 mm;

- le Battur constitue le banc le plus côtier. Il se caractérise par des sables beiges plus grossiers dont le mode avoisine 0,25 ou 0,315 mm. Parallèlement à cette élévation de la granularité, on constate des enrichissements importants en débris bioclastiques, responsables de l'augmentation des teneurs en CaCO₃;

- La Bassure de Baas, située entre le Battur et le Vergoyer est 1e banc étudié avec le plus de précision. Un gradient transversal, apparaissant d'autant mieux que son granulométrique profil est asymétrique, affecte ce banc. Les sédiments les plus fins de mode 0,16 ou 0,2 mm et de couleur grise sont localisés sur la pente externe. Ils passent vers le sommet du banc à des sables beiges de mode 0,25 mm. Ces sables de granularité intermédiaire par rapport à ceux du Vergoyer et du Battur sont très caractéristiques de la Bassure de Baas. Ils deviennent tout à fait communs vers le Nord, lorsque l'asymétrie du banc s'atténue et que les sédiments gris plus fins diminuent jusqu'à disparaître. Des sables beiges plus grossiers, comparables à ceux du Battur apparaissent enfin sur la pente interne Ce gradient granulométrique transversal semble être du banc. l'indicateur d'une stratification du banc résultant de la mise en place progressive de sables de plus en plus grossiers.

Les tris granulométriques qui affectent les mégarides sont peu marqués et modifient peu ce gradient.

Ces tris sédimentaires rendent par contre les corrélations difficiles au sein des champs de vagues de sable. Ceux-ci sont en général constitués de sédiments plus grossiers et plus hétérogènes que les sédiments des bancs. Les enrichissements en graviers et en débris bioclastiques peuvent être très élevés, aboutissant souvent à la formation de gravelles coquillières. Les crêtes de ridins et de mégarides sont composées de sédiments, sables ou gravelles, généralement plus homogènes et mieux classés que ceux qui constituent les creux de mégarides. Les fonds relativement plats compris entre les vagues de sable contrastent avec ces structures par une plus grande homogénéité sédimentaire. Ils semblent exclusivement constitués de sables moyens, plutôt bien classés.

Nous ne disposons sur le champ Sud que de deux échantillons prélevés à sa jonction avec la Bassure de Baas, ainsi que des résultats granulométriques provenant de 4 échantillons recueillis au cours d'une mission antérieure. Ces quelques éléments laissent supposer que la partie occidentale du champ est composée, comme pour les 2 autres champs, de sables moyens et de gravelles assez hétérogènes. Par contre la partie orientale dépourvue de vagues de sable se compose d'un sable gris homogène de mode 0,16 ou 0,2 mm, comparable au sable plus fin et probablement le plus ancien du flanc externe de la Bassure de Baas.

Ce faciès de sable fin se prolonge depuis la jonction de ces deux ensembles jusqu'aux fosses F2 et F3, selon une orientation déterminée par les courants de marée. Les fosses constituent également des zones de décantation importante de la fraction fine $\langle 0,063 mm.$

La zone littorale constitue le dernier domaine sédimentaire identifié. Une frange de sables fins à moyens, de mode 0,2 mm, s'intercale entre le talus littoral et les vagues de sable du champ côtier. Par leur faible granularité, ces sédiments peuvent exprimer en partie les apports fluviatiles de la Canche et de l'Authie. Le talus littoral lui-même est constitué par les sables les plus fins de la zone d'étude. Ces sédiments gris, légérement envasés, correspondent à un domaine où la somme des énergies développées par les courants de marée et la houle est minimale. Ils sont caractéristiques de la plupart des littoraux sableux.



DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

CHAPITRE V- DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

Les résultats de mesures de courant relatives à la zone d'étude vont être comparées aux informations dynamiques déduites des structures sédimentaires. La confrontation de l'ensemble de ces éléments nous aidera à tenter de dégager les grands traits de la dynamique hydrosédimentaire du milieu étudié. Elle permettra également de les comparer, d'une part au schéma général relatif aux courants en Manche Orientale, et d'autre part aux travaux antérieurs concernant la dynamique des grands corps sédimentaires en Mer du Nord.

Après un rappel des lois hydrodynamiques relatives à la mise en mouvement et au transport de particules sableuses par les courants, nous tenterons d'établir une prédiction de la résultante des transits sédimentaires à l'échelle d'une année sur la zone d'étude, et d'en déduire la nature et la vitesse des mouvements des structures d'orientation transverse aux courants.

A-COURANTOMETRIE

Nous avons effectué 4 cycles de 12 ou 24 h de mesures de a courants sur le secteur d'étude (cf. II-A-1-6 et fig. II-6). A ces enregistrements, s'ajoutent 10 cycles de mesures inédites réalisées par le S.H.O.M. (tableau 18).

- L'ensemble des résultats concerne 3 domaines distincts: 🤌
- la partie nord du champ Nord;
 - la bordure nord-est du Vergoyer;
- le champ côtier et son prolongement vers le Nord jusqu'à

la latitude d'Hardelot.

secteur	!	num	fro	! .	ţ	oosi	tic	n		! pr	ofon	deur	1	cadence	1 0	late	!	durée	1	coeff.	, t
partie		Aa	1	!50	41	'57*	-1*	26'	47*	! 1	n du	fond	, 1	15'	14	/03/87	7! 7!	24h	! !	75-81	•:
nord	ŧ,	Br	1 -	ļ.	50'	42'	-1*	27	50*	!fond	et	surfac	e!	301	! 14,	/03/87	Ą.	12h	ţ	75	!
du	ļ	IDSH	422	ł	50	42	-1*	'25'	5	!	surf	ace	ļ	15'	! 30/	/06/38	3!	24h	.!	« 95 -	I.
champ		IDSH	423	1.	.1		H			ļ	-10	m -	ļ	н	ı.	н , -	ŗ	H	!	н	, I
Nord	!	IDSH	424	!			H			! 5	n du	fond	!	H	1	Ņ	1	61	ţ.	H 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1	. !
bordure	•:• !	IDSH	918	!50	35	'50"	-1*	19'	45"	!	5		י:: !	6'	!20 <i>.</i>	/06/77	7!	4j	!	75-57	1
nord-est du	ļ	IDSH	922	ł			6			!	fo	nd	ļ		!20,	/06/77	! !	16j	ļ	57-102	ł
Vergover	ļ	IDSH	930	ļ			Ħ			ļ	-5	i n	!	6'	105	/09/77	7!	11j	ļ	33-103	ţ
•	!	IDSH :	20075	?:50'	'39	'45"	-1*	'22'	17"	!	-5	R	!	10'	!30 <i>.</i>	/04/86	5!	16j	!	41-82	1
	•	Aa	2	:50	'32	´12'	-1•	'29 <i>'</i>	45"	! 1	a du	fond	!	15'	!07/	/05/87	-:- 7!	24h	!	34-38	:- !
champ	ļ	Aa	3	!50	•30	' 36'	-1	2 7 '		! 1	m du	fond	ţ	15'	127	/05/87	7!	12h	ļ	79	ļ
côtier	!	IDSH	855	ţ	50	•28	-1•	27	30*	!	-8	n	ļ	6′	!24	/10/75	5!	2j	ł	76-55	1
ļ	ł	IDSH	920	!50	•37	' 35'	-1	'32'	15"	!	-5	์ ก	I	6'	114	/09/77	7!	42h	ļ	96-102	ı
i.	ļ	IDSH	928	!50	,33	'12"	-1*	'31 '	53"	!	-5	a .	ļ	6'	!07	/09/77	7!	2j	ļ	33-43	ţ

Tab. 18.- Mesures courantologiques relatives à la zone d'étude: effectuées dans le cadre de cette étude (Aa=courantomètre Aanderaa RCM 4. Br=courantomètre Braystocke BFM 008) et par le S.H.D.M. (IDSH).

1- La partie nord du champ Nord

1-1 Mesures effectuées dans le cadre de l'étude

Les cycles Aal et Bri ont été effectuées de façon simultanée pour un coefficient de marée 75. Le cycle Aai correspond à des mesures effectuées à 1 m du fond, dans un creux séparant deux ridins de polarité Nord, à une profondeur proche de -50 m. Notons que i minute plus au Sud, les ridins prennent une polarité Sud (cf. fig. III-17). Les mesures en Bri ont également été effectuées sur la terminaison septentrionale du champ Nord (cf. fig. II-6) pour des fonds modelés en vagues de sable, situés à environ -35 m.

1-1-1 Cycle Aa1

le cycle Aai montre des courants nettement alternatifs où la durée du jusant, qui porte au N 190-200°, excède de près d'une heure celle du flot, qui porte au Nord (fig. V-1). Le flot est cependant le plus intense avec des vitesses maximales de l'ordre de 55 cm/s et un pic à 60 cm/s vers PM+1, alors que les vitesses maximales du jusant sont comprises entre 45 et 52 cm/s vers Basse Mer (la Pleine Mer de référence est celle de Boulogne).

Les étales de courant ont lieu vers PM+4 et PM-2. La résultante des mouvements de la masse d'eau en ce point est de 2,9 km/j vers le Nord. Cette valeur est peu différente de la valeur moyenne de 2,7 milles/j donnée par le S.H.O.M. (1968) (cf. I-C-2-2).

1-1-2 Cycle Br1

Nous avons enregistré la vitesse et la direction du courant, toutes les 1/2 h, près du fond et en surface.

Les vitesses sur le fond apparaissent plus élevées que pour le cycle Aai (fig. V-1) avec des valeurs maximales de 80 cm/s en flot et de 86 cm/s en jusant. En dehors de cette différence de vitesses entre les deux cycles, les deux courbes v=f(t) ont sensiblement la même allure, avec des heures d'étale qui se correspondent. Comme en Aai, le jusant porte au N 190-200° et le flot au Nord. Les vitesses en surface excèdent en moyenne de 30% les valeurs mesurées près du fond. Le flot atteint 100 cm/s et le jusant 114 cm/s. On notera que la direction du flot est en moyenne de 10-20°N et, par consèquent, est déviée vers la droite par rapport à sa direction près du fond. Par ailleurs, il existe un déphasage, qui se traduit par un retard d'environ 1/2 h, particulièrement net en flot, des variations de vitesse en surface par rapport à celles du fond.

En supposant que la vitesse en surface est la même en Aal et en Br1, ce qui est vraisemblable pour des points distants de 2 km seulement, on remarque que la vitesse au fond en Aal subit une nette diminution, de l'ordre de 50%, par rapport aux valeurs de surface. Cette réduction de moitié, comparée aux équations donnant les variations de la vitesse avec la profondeur (cf. fig. I-14) est importante. Elle peut être attribuée à l'augmentation brutale de la profondeur (-50 m) à la limite orientale du champ Nord.



Fig. V-1.- Variations de la vitesse et de la direction des courants en Aa1 (fond) et de la vitesse des courants en Br1 (fond et surface). (Aa1: 50°41'57"N-1°26'47"E, Br1: 50°42'N-1°27'50"E).

1-2 Mesures effectuées par le S.H.O.M.

Les cycles IDSH 422, 423, 424 ont été effectués au même point et le même jour (coefficient 95) respectivement en surface, à - 10 m, et à 5 m au dessus du fond situé à -31 m. Les roses de courant relatives à ces mesures sont données sur la figure V-2. Ces roses ont sensiblement la même allure, le flot portant au N10-20° et le jusant au N200-210°. Les intensités en surface et à -10 m sont pratiquement identiques, de l'ordre de 100 cm/s mais sont nettement plus faibles à proximité du fond, de l'ordre de 80-86 cm/s. Ces valeurs sont des moyennes calculées à partir de 2 flots et 2 jusants consécutifs. Or les 2 cycles de marée considérés sont très inégaux en intensité, probablement en raison de conditions météorologiques différentes. Nous avons considéré isolément les 2 phases "centrales" où les vitesses sont maximales (tab. 19)

' cycle ! étale de jusant ' flot maximum ! étale de flot ' jusant maximum ! ' IDSH 422 ! PM - 2h45 ! 138-144cm/s à 15° ! PM + 4 ' 128-133cm/s à 210*! 1 ! de PM à PM + 1 ! vers PM - 5 ! -----1DSH 423 ! PM - 2h45 ! 133-138cm/s à 10* ! PM + 4 ' 128-133ca/s à 205*! ŧ ! de PM à PM + 1 ! vers PM - 5 ! nuise I anne ! IDSH 424 ! PM - 2h45 ! 108-111cm/s à 20° ! PM + 4 ! 102-108cm/s à 205°! vers PM - 5 ! 1 de PM+0h15 à PM+1 !

Tab. 19.- Valeurs maximales de courants à 50°42'-1°25' en surface, à -10 m et à 5 m du fond par coefficient 95.



Fig. V-2.- Roses de courants en IDSH 422, 423, 424 ($50^{\circ}42'-1^{\circ}25'$), en surface, à -10 m et à 5 m du fond (coefficient 95).

Quel que soit le niveau considéré dans la tranche d'eau, on note que la vitesse du flot est supérieure d'environ 5% à celle du jusant. D'autre part la vitesse des courants à 5 m du fond vaut environ 80% de la vitesse en surface (cf. I-C-2-3).

On constate par ailleurs que pour des coefficients de marée égaux, les valeurs enregistrées à 5 m (IDSH 424) et à 1 m (Aa1) du fond en des points géographiquement proches sont très différentes. Les vitesses sont nettement supérieures (d'environ 80%) pour le premier point. Trois explications peuvent être évoquées:

- la différence de profondeur: IDSH 424 est à -26 m et Aa1 à près de -50 m.

l'influence de conditions météorologiques différentes
 au cours des 2 cycles de mesures.

- la diminution rapide de vitesse dans les derniers mètres inférieurs de la tranche d'eau (cf. I-C-2-3), qui paraft l'explication la plus plausible.

On notera enfin que si les courants sont orientés préférentiellement N-S en Aa1, ils reprennent une orientation N20°-N200° à 2 km à l'Ouest.

2- La bordure nord-est du Vergoyer

Le S.H.O.M. a effectué 3 séries de mesures de moyenne durée (4 à 16 jours), à proximité de la bouée de navigation Est du Vergoyer. Les cycles IDSH 918 et 930 correspondent à des mesures de subsurface, tandis que le cycle IDSH 922 caractérise les courants à -16 m, à miprofondeur. Une série de mesures de subsurface de 16 jours (IDSH 20079) a été effectuée environ 8 km au NE, sur la terminaison nordorientale du Vergoyer.

2-1 Cycles IDSH 918 et 922

Les cycles IDSH 918 et 922 fournissent des mesures simultanées pendant 4 jours pour des coefficients compris entre 75 et 57. La superposition des diagrammes respectifs de directions et de vitesses en fonction du temps (fig. V-3) montre des fluctuations

cycle à l'autre. parallèles d'un Durant la période considérée, la légérement supérieure ou égale à celle du jusant. est durée du flot les plus élevées sont mesurées le plus souvent en vitesses Les un excès par rapport au flot atteignant jusqu'à 30%. Pour jusant. avec voisins de 70, les vitesses maximales du flot, en des coefficients du fond, varient respectivement de 100 à 110 cm/s et surface et près 110 à 125 cm/s et de 90 à 85 cm/s; celles du jusant de de 75 à 100 cm/s. En moyenne le flot subit plus forte diminution une d'intensité (24%) (18%). avec la profondeur le jusant Le que déséquilibre flot/jusant tend à s'accentuer près du fond.



BUILE

Fig. V-3.- Comparaison des variations de vitesse et direction des courants en fonction du temps (coeff. 70), en IDSH 918 (surface) et 922 (mi-profondeur). Position: 50°35'50"N-1°19'45"E.

La poursuite des mesures de courant sur le point IDSH 922 pour des coefficients variant de 57 à 102, après l'interruption des mesures en IDSH 918, ne fait que confirmer la prédominance du jusant sur le flot en intensité, et du flot sur le jusant en durée. Pour des coefficients proches de 95, les vitesses du flot et du jusant varient respectivement de 90 à 95 cm/s et de 105 à 115 cm/s.

L'orientation préférentielle des courants de marée aux 2 points considérés est de N20°-N200° en surface et de N20°-N190° à miprofondeur (cf. fig. V-3). La légère dissymétrie de cette dernière valeur entraîne un transit résultant moyen de la masse d'eau, près du fond, de plus de 5 km/j vers l'Est (fig. V-4). On notera qu'exprimés en vecteurs cumulés, la durée plus grande du flot sur le jusant et l'intensité plus forte du jusant sur le flot s'équilibrent et ne provoquent pas de déplacement résultant notable de la masse d'eau vers le Sud ou vers le Nord.

Ces deux séries de mesures de courants sur la bordure nord-est du Vergoyer montrent l'originalité de ce secteur par rapport à l'ensemble de la Manche Orientale. En effet, le flot, bien que plus court que le jusant, est habituellement la composante la plus forte du courant; le transit résultant de la masse d'eau est dirigé vers le Nord.

2-2 Cycle IDSH 930

Les mesures effectuées en IDSH 930, à 5 m sous la des directions très différentes de celles surface, fournissent obtenues au cours des cycles IDSH 918 et 922. Le flot toujours plus long et moins intense que le jusant porte ici au Nord, alors que le jusant porte au N230°. Cette importante modification des directions de courant pourrait s'expliquer par un léger écart de positionnement, bien que ceci ne soit pas signalé par le S.H.O.M. La proximité immédiate du Vergoyer par rapport au site de mesure peut en effet un phénomène de réfraction, des perturbations par occasionner. importantes de la direction générale des courants d'un point de mesure à l'autre. Le transit résultant de la masse d'eau est dirigé vers le N290°, soit transversalement au Vergoyer. Le déplacement moyen de 21 km/j est très élevé (fig. V-5). Pour un coefficient 95, les vitesses maximales, en flot et en jusant, atteignent 100 cm/s et 120 cm/s.



<u>Résultante</u>: 5,25 km/jour vers l'Est

Fig. V-4, - Résultante des transits de la masse d'eau en IDSH 922.



Fig. V-5.- Résultante des transits de la masse d'eau en IDSH 930.

2-3 Cycle IDSH 20079

Contrairement aux mesures effectuées plus au Sud (cycles IDSH 918, 922, 930), les enregistrements obtenus sur ce site montrent une exceptionnelle prépondérance du flot sur le jusant. En effet cette phase de courant est ici, à la fois la plus longue (en moyenne d'environ 1 h) et la plus intense. Pour des coefficients compris entre 78 et 82 (sur 5 jours), les vitesses maximales des courants de flot et de jusant sont respectivement comprises entre 90 et 113 cm/s et entre 38 et 64 cm/s, soit en moyenne une intensité double. du flot par rapport au jusant (fig. V-6). La direction préférentielle du premier est N10-15°, celle du second N210°. On doit donc s'attendre dans ce secteur à un transit résultant très important de la masse d'eau, et probablement des sédiments, dirigé vers le Nord.



Fig. V-6.- Variations de la vitesse et de la direction des courants en fonction du temps (coeff. 78-82) en IDSH 20079 (50°39'45"N-1°22'19"E).

3- La zone côtière

3-1 Mesures effectuées dans le cadre de l'étude

3-1-1 Cycle Aa2

Au cours du cycle Aa2, les mesures ont été faites à 1 m du fond pour des coefficients de 34 à 38, à une profondeur proche de 25 m, dans un creux séparant 2 vagues de sable de polarité Nord.

Les coefficients de la marée tendant à augmenter (revif) au cours de la période de mesure, les 4 phases de courants de marée (2 flots, 2 jusants) montrent des vitesses maximales croissantes, successivement de 25, 30, 33, et 50 cm/s (fig. V-7). Le jusant étant plus long d'environ 1 heure que le flot, le transit résultant de la masse d'eau en 24 heures est de 4,5 km vers le Sud. Cette valeur élevée et opposée au schéma général des transits, est surtout attribuable à la vitesse et la durée relativement élevées (cf. fig. V-7) de la dernière phase de jusant.

Le premier cycle (12 h) de marée est caractéristique de courants alternatifs, dont l'orientation

préférentielle est N-S, tandis que le second cycle comporte une composante rotationnelle très marquée (fig. V-7 et V-8)



Fig. V-7.- Variations de la vitesse et de la direction des courants en fonction du temps (coeff. 34-38) en Aa2 ($50^{\circ}32'12"N-1^{\circ}29'45"E$).





Fig. V-8.- Résultante des transits de la masse d'eau les 7 et 8 mai 1987 (coeff. 34-38) en Aa2 ($50^{\circ}32'12"N-1^{\circ}29'45"E$).

3-1-2 Cycle Aa3

Au cours du cycle Aa3, le courantomètre était mouillé entre les 2 crêtes d'une grande vague de sable du champ côtier (cf. fig. III-26). Les mesures à 1 m du fond par coefficient 79 n'ont duré que 12 h. Au moment du mouillage, le courant de flot dirigé vers le NNE a débuté depuis plus d'une heure et atteint 45-50 cm/s. Les valeurs maximales enregistrées avoisinent 60 cm/s. Après une renverse brutale, la vitesse du courant de jusant, dirigé vers le Sud, atteint 90 cm/s pendant plus d'une heure (fig. V-9). Les 2 phases de courant étant de durées pratiquement égales, le transit résultant de la masse d'eau est dirigé vers le SSE et atteint environ 4km en 12 h.

Les mesures du courant du cycle Aa3 présentent une nouvelle fois un caractère original par la prépondérance du jusant sur le flot.



3-2 Mesures effectuées par le S.H.O.M

3-2-1 Cycle IDSH 855

Ce cycle de mesures a été effectué, pour des coefficients de 72 à 59, dans le champ côtier, à la latitude de Merlimont et à une profondeur de -8 m. Seules les vitesses ont été enregistrées. Les valeurs maximales en flot varient de 90 à 78 cm/s et excédent d'environ 10% les vitesses de jusant variant de 81 à 68 cm/s.

3-2-2 Cycle IDSH 928

Les mesures ont été réalisées face à l'estuaire de la Canche dans des fonds de 10-15 m et pour des coefficients de marée de 33 à 43. Seules les vitesses de courant à -5 m ont été
enregistrées. Les vitesses maximales de flot varient de 50 à 69 cm/s et excédent de 5 à 20% les vitesses de jusant variant de 39 à 66 cm/s (cf. tableau 20). Les vitesses aux étales s'annulent et témoignent du caractère alternatif des courants en ce point (cf. fig. 15). Le flot constitue la phase de courant la plus intense mais aussi la plus longue avec un excès de plus d'une heure sur le jusant. On peut donc s'attendre ici à un transit résultant de la masse d'eau et des sédiments dirigé vers le Nord. Il est probable, comme en attestent les heures d'étales très tardives à PM+5 et PM-2 que l'hydrodynamisme subit des perturbations en raison de la proximité de l'embouchure du fleuve côtier.

!coeff.! flot maxi ' étale de flot ' jusant maxi ' étale de jusant' ! 33 ! ' 0-5 cm/s ' 40-43 cm/s ' 0-5 cm/s ' 'PM+4h30-PM+5h30' PM+7h40-8h20 ' PM-2h30 - PM-3 ' 33 ! 50-54 cm/s ! 0-5 cm/s ' 37-39 cm/s ' 1 0-5 cm/s ! PM & PM+1 ! PM+4-PM+5 ! PM+7-PM+8h30 ' PM-2 - PM-3 1/ 35 / 43-46 cm/s / 0-**5 cm/s** ' 39-41 cm/s ' 0-5 cm/s ! PM+0.5-PM+1 : PM+4-PM+5 ' PM+7h30-PM+8 ' PM--3 ' 38 ' 67-69 cm/s ' 0-10 cm/s ' 63-66 cm/s ' 10 cm/s ŧ PM+0.5 ' PM+5h30-PM+6 ! PM+9-PM+9h30 ! PM-2 1 43 1 50-53 cm/s 1 - 1 1 ' PM+0.5-PM+1 '

Tab. 20.- Cycle IDSH 928. Mesures effectuées face à la Canche à -5 m (50°33′12″N- 1°31′53″E).

3-2-3 Cycle IDSH 920

Ce cycle de mesures est relatif à des coefficients de marée élevés, compris entre 96 et 102. Les enregistrements de la vitesse des courants à -5 m ont été effectués au large d'Hardelot dans des fonds d'une quinzaine de mètres. Les vitesses maximales de flot, comprises entre 100 et 110 cm/s excèdent de 5 à 10% les vitesses maximales de jusant variant de 87 à 100 cm/s (cf. tableau 21).

!coeff.! flot maxi ! étale de flot ! jusant maxi !étale de jusant! 17. and sets and sets of a grant part and sets of a grant and sets 96 1 2-10 cm/s ! 87-91 cm/s ! 10-15 cm/s ! PM - 3 🤳 ! ! PM + 3H30 !PM+6H30-PM+7H30! ! 99 ! 105-110 cm/s! 5-10 cm/s ✓ ! 95 cm/s ! 10-15 cm/s ! ! PM & PM+1 ! PM + 3h30 ! PM+6h30-PM+7h30!PM-2 - PM-2h30 ! 102 102-106 cm/s115-20 cm/s 1 92-95 cm/s 5 cm/s ! PM & PM+1 ! PM + 3H30 'PM+6h30-PM+7h30! PM - 2h30 ! ! 102 ! 100-105 cm/s! 10-15 cm/s ✓ ' 95-100cm/s ' ŧ T. PM & PM+1 ! PM + 3h30 'PM+6h30-PM+7h30!



Tab. 21.- Cycle IDSH 920. Mesures effectuées au large d'Hardelot. (50°37'35"N-1°32'15"E) à -5 m. \mathbb{N} : sens de rotation des courants à l'étale. (1) action probable du vent (5-9 m/s) et de la houle venant du Nord (données météorologiques du SHOM).

4- Résumé

La plupart des mesures effectuées sur le secteur d'étude s'accordent avec les données générales connues sur l'intensité et la direction des courants de marée en Manche Orientale (cf. I-C-2-2). En demors de quelques points particuliers, *les vitesses de flot sont plus* élevées que les vitesses de jusant, *la durée de cette composante étant* cependant la plus longue.

Les cycles de mesures IDSH 918, 922 et 930 d'une part et Aa3 d'autre part montrent cependant des caractéristiques toutes différentes, par la nette prépondérance en vitesse du jusant sur le flot. Cela paraît résulter de particularités de localisation: les premiers s'adressent au flanc ou au pied interne du banc du Vergoyer, le second à un creux compris entre les 2 crêtes d'un ridin du champ côtier.

Par ailleurs, les orientations du flot et du jusant en IDSH 922 et 930 sont très différentès, bien que ces 2 points soient

176

. این مان های میک است است وادی بای وال کار بای میک بای این است میت شد. است است است است می هید دی این این این ا géographiquement très proches.

L'orientation N20-190° pour le premier cycle de mesure entraîne un déplacement résultant de la masse d'eau vers l'Est alors que l'orientation N360-230° pour le second implique une importante résultante vers l'Ouest.

Cette opposition entre les deux cycles de mesures s'explique par la proximité du Vergoyer qui occasionne d'importantes perturbations de la direction générale des courants.

Quant au cycle IDSH 20079, il se caractérise par une très nette prédominance du flot sur le jusant, à la fois en durée et en intensité. La résultante des mouvements de la masse d'eau en ce point, dirigée vers le Nord, apparaît parmi les plus élevées de tout le secteur d'étude.

De façon générale, les vitesses maximales des courants en flot ou en jusant, tous secteurs confondus, sont comprises en surface entre 80 cm/s et 140 cm/s pour des coefficients de 70 à 100, et entre 40 et 70 cm/s pour des coefficients de 40 (IDSH 928).

Les vitesses maximales à 1 m du fond (Aa1, Aa2, Aa3) ou à proximité du fond (Br1, IDSH 424 et 922) sont réduites en général de 20 à 30% par rapport aux valeurs en surface. On retiendra que pour des coefficients de marée moyenne 70 et de marée de vives-eaux 95, elles sont généralement comprises entre 80 et 110 cm/s. Le cycle de mesures Aa1 fournit des valeurs maximales relativement peu élevées (50-60 cm/s). La simultanéité et la proximité des valeurs plus élevées obtenues en Br1 montrent que l'augmentation brutale de profondeur peut provoquer une nette diminution de la vitesse près du fond. Enfin pour de faibles coefficients, de l'ordre de 30-40, on retiendra en première approximation, que la vitesse maximale à 1 m du fond, exprimée en cm/s est sensiblement équivalente à la valeur du coefficient de la marée (cf. cycle Aa2).

Toutes les *directions NNE-SSH à N-S* sont assez conformes à l'orientation générale des courants de marée en Manche Orientale, parallèle au trait de côte.

B-MORPHOLOGIE DES CORPS SABLEUX CONSEQUENCES DYNAMIQUES

1- Les bancs

1-1 L'exemple des bancs de la Mer du Nord

On a vu dans le chapitre III que la plupart des bancs de la Mer du Nord correspondent à un modèle (fig. V-10) proposé par de nombreux auteurs (HOUBOLT, 1968; CASTON et STRIDE, 1970; CASTON, 1972; KENYON et al, 1981, McCAVE et LANGHORNE, 1982), et dont les principales caractéristiques sont les suivantes:

 les bancs font un angle de 0 à 20° par rapport à la direction principale des courants de marée. La rotation se fait généralement dans le sens anti-horaire;

- du fait de cette obliquité fréquente, chacun des deux flancs est soumis préférentiellement à l'une des composantes des courants de marée; il se forme ainsi un "chenal" de flot et un "chenal" de jusant;

- le flanc exposé à la composante principale du courant est le moins pentu. L'inégalité entre le flot et le jusant est ainsi responsable de l'asymétrie du banc;

 des vagues de sable dont la polarité, induite par le flot ou le jusant, est inverse sur chacun des deux flancs, se forment à la surface du banc;

- les courants se réfractent à l'approche de la crête du banc et entraîment une variation progressive de l'orientation des vagues de sables: celles-ci, perpendiculaires à l'axe du banc sur le pied, peuvent ainsi prendre une orientation oblique de 50 à 60° jusqu'à devenir parallèles à l'axe du banc vers sa crête;

- les transits sédimentaires résultants s'effectuent d'une part autour du banc, généralement dans le sens horaire, d'autre part au dessus de la crête du banc dans la direction induite par la composante dominante des courants de marée.

Si le bilan sédimentaire induit par la circulation autour du banc est globalement nul, le transport de sable par dessus la crête entraîne un déséquilibre, qui provoque un déplacement latéral du banc.

Mc CAVE et LANGHORNE (1982) ont estimé que le flux sédimentaire franchissant la crête d'un des bancs de la Mer du Nord est égal à 60 m³ par mètre linéaire et par an, et induit un déplacement de la structure de 250 m par siècle. KLEIN (1982) a invoqué ces processus sédimentaires en Mer de Chine pour expliquer le déplacement d'un banc de 800 m en 16 ans. Certains bancs peuvent ainsi se déplacer très rapidement sous l'action d'un courant dont les composantes sont d'intensités inégales.





----- crête du banc

- vagues de sable avec indication du flanc abrupt
 direction du courant principal
- direction du
 courant subordonné
 - propagation du courant sur le banc
 - principales circulations sédimentaires

Fig. V-10.-Modélisation de la morphologie et de la dynamique des bancs de la Mer du Nord. D'après HOUBOLT, 1968; CASTON, 1972 et KENYON et al, 1981.

1-2 Les bancs du secteur d'étude

Il est intéressant de vérifier si ce modèle dynamique des bancs de la Mer du Nord peut être appliqué aux bancs du secteur d'étude. Nous avons comparé les contours actuels des bancs donnés par le SHOM (carte n°6795, 1979) et ceux utilisés par THOULET (1898) pour sa carte de nature des fonds (fig. V-11). Une comparaison de minutes bathymétriques du SHOM de 1935 et de 1973-1977 a d'autre part été effectuée pour la Bassure de Baas.

1-2-1 Le Vergoyer

La partie nord du Vergoyer montre un déplacement vers le NE, estimé à 200 m en moins d'un siècle. Cette valeur est conforme aux chiffres donnés par Mc CAVE et LANGHORNE (1982) et KLEIN (1982). L'évolution dynamique du Vergoyer pouraît ainsi être comparable à celle des bancs de la Mer du Nord.

Ce déplacement serait en accord avec la forme asymétrique du banc et les assertions de LE FOURNIER (1980) concernant les orientations et les polarités inverses des vagues de sable sur les flancs du banc (fig. III-12).

1-2-2 La Bassure de Baas

Les contours du banc montrent certaines évolutions entre 1898 et 1979. Au large d'Hardelot, on note une migration de la Bassure de Baas de 200 m vers la côte, en accord avec son asymétrie. Au large de Berck et de Merlimont, la migration se serait par contre effectuée vers le large, à contresens du mouvement théorique déduit de l'asymétrie du banc. De plus, sur la carte de 1898, la Bassure de Baas présente un renflement difficilement explicable au large de Merlimont et se rétrécit de façon importante vers le Sud: l'isobathe de 20 m délimitant le flanc externe du banc se serait ainsi déplacée d'environ 1 km vers le large entre 1898 et 1979. Le manque de cohérence entre ces résultats s'explique probablement par l'incertitude inhérente aux levés anciens, surtout dans des secteurs où la présence de vagues de sable rend les corrélations délicates entre relevés de sonde.



Fig. V-11.- Contours bathymétriques actuels (carte SHOM n° 6795) et anciens (carte de THOULET, 1898) des bancs du secteur d'étude.

Une migration globale de la Bassure de Baas vers la côte en accord avec son asymétrie paraît donc exclue, du moins à l'échelle du siècle. La confrontation des minutes de sonde du SHOM à 1/10000 et 1/20000 de 1935 (minutes 3-5-497 et 3-1-55°) et de 1973 et 1977 (minutes 74-12-3, 74-12-4, 78-3-3 et 78-3-6) confirme cela. La comparaison montre que les contours de la Bassure de Baas entre les latitudes 50°28' et 50°44' n'ont pas varié en près de 40 ans.

Nous avons vu par ailleurs que les vagues de sable

qui festonnent les flancs de la Bassure de Baas conservent sur toute la largeur de l'édifice une orientation assez homogène, globalement perpendiculaire au banc. De plus nos relevés bathymétriques ne montrent pas de structures de polarité Sud.

Les deux flancs de la Bassure de Baas semblent donc soumis à une action comparable des courants de marée.

La terminaison nord de la Bassure à la latitude d'Audresselles (cf. AUGRIS et al, 1987), constituée par des rubans d'orientation Nord-Sud prouve également l'absence de transits sédimentaires autour du banc. Ces structures traduisent au contraire un départ de sédiment du banc vers le Nord (CLABAUT, comm. pers.). Ceci ne signifie pas pour autant que la Bassure de Baas soit en déséquilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. La perte de sable au Nord peut en effet être compensée par les apports sédimentaires venant du Sud. La présence en grande quantité, dans la couverture sédimentaire, de Nummulithes provenant très probablement du Bassin de Dieppe (cf. I-A-1-2-2) rend cette hypothèse assez plausible.

Contrairement au modèle proposé par les auteurs anglais pour les bancs de la Mer du Nord, selon lequel les transits sédimentaires autour et à la surface du banc se font pratiquement en circuit fermé, la Bassure de Baas constituerait un édifice sédimentaire en perpétuel renouvellement. Les particules sableuses qui transitent à sa surface s'inscrivent dans un mouvement de dérive générale, orienté vers le NE ou le Nord, et qui affecte la Manche Orientale dans son ensemble (du Bassin de Dieppe au Cap Gris-Nez).

Un point particulier de la dynamique de la Bassure de Baas mérite d'être considéré. Il existe, à la latitude du Touquet, une modification de la forme du flanc externe du banc (cf. fig. 43), convexe sur le profil 11 et rectiligne sur le profil 10. Cette modification se traduit à la fois par une diminution de volume du banc et par une augmentation de la largeur du tablier sableux situé au Nord. Ces deux phénomènes traduisent un transit sédimentaire localement dévié du NNE vers le Nord (fig. V-16).

1-2-3 Le Battur

La comparaison entre les contours bathymétriques de 1898 et de 1979 ne montre pas de déplacement notable du banc. Les levés les plus récents montrent une extension continue de l'isobathe

i schelid du siecle. La confedentation des minutes de schede du SKOM a

20 m jusqu'à la latitude de Merlimont. Par contre les contours les plus anciens laissent supposer une dépression entre le corps principal du Battur et une zone haute délimitée par l'isobathe 20 m, située à cette même latitude. Cette modification peut ici encore s'expliquer par la présence de vagues de sable relativement hautes (environ 4 m) à la terminaison du banc, dont l'amplitude élevée rend les corrélations délicates entre les divers relevés de sonde.

L'orientation des vagues de sable à la surface du Battur est assez mal connue mais paraît rester globalement perpendiculaire à l'allongement du banc. L'un des profils transverses du Battur (fig. III-11) montre cependant une inversion de polarité des ridins d'un flanc par rapport à l'autre. Ce phénomène ne peut être généralisé à l'ensemble du banc.

2- Les vagues de sable

2-1 Généralités

En dehors des structures qui festonnent les flancs des bancs, les vagues de sable sont classiquement perpendiculaires aux courants de marée (VAN VEEN, 1935; KENYON et STRIDE, 1970; Mc CAVE, 1971; TWICHELL, 1983). Il semblerait en fait, en considérant la sinuosité des crêtes de ces structures (KENYON et al, 1968; LANGHORNE, 1973), que ce critère d'orientation n'ait qu'une signification très générale. D'autre part l'asymétrie des flancs est souvent directement reliée à l'action prépondérante du flot ou du jusant (cf. ALLEN, 1982; AMOS et KING, 1984). Certains auteurs dont TERWINDT (1971) sont toutefois en désaccord avec cette hypothèse.

2-2 Le secteur d'étude

2-2-1 Orientation des vagues de sables

Les vagues de sable du champ Sud et du champ côtier présentent une orientation cohérente, perpendiculaire à la direction générale des courants de marée. Par contre, l'incurvation très nette des vagues de sable du champ Nord (cf. III-B-2-1-2), observée à partir des sonogrammes ne peut s'expliquer par l'action des courants de marée (cf. III-C). Il faudrait dans ce cas supposer des directions de courant variant de plus de 45° sur des secteurs distants d'environ 2 km.

2-2-2 Polarité des vagues de sable

Les vagues de sable reconnues dans cette étude peuvent être symétriques ou asymétriques. Dans le second cas, le flanc le plus abrupt est orienté vers le Nord ou le NE. Il existe cependant deux secteurs, à la terminaison du champ Nord et du champ Sud, où cette polarité est localement inversée sur plusieurs structures. LANGHORNE (1973) a signalé le même phénomène au large de l'embouchure de la Tamise, pour lequel il propose 2 explications différentes: - la polarité des structures est indépendante de l'action des courants de marée. Dans ce cas, l'asymétrie des vagues de sable pourrait refléter des conditions d'environnement contemporaines de la mise en place des structures;

- la polarité des vagues de sable est un indicateur de l'action prépondérante du flot ou du jusant et reflète les directions résultantes de transport des sédiments.

En l'absence de données courantologiques, LANGHORNE (1973) ne montre pas de préférence pour l'une ou l'autre de ces hypothèses. Nos mesures de courants et les informations concernant la dynamique des mégarides (cf. V-B-3) nous amèneront à reconsidérer le problème dans son ensemble (cf. V-C).

3- Les mégarides

Contrairement aux vagues de sable, la direction et la polarité de ces structures secondaires sont considérées par tous les auteurs comme directement influencées par l'action des courants au voisinage du fond.

3-1 Caractères généraux

A l'exception de particularités locales (cf. V-B-3-2), la direction des mégarides est perpendiculaire à l'orientation générale des courants dans le secteur étudié (cf. III-C), ce qui est conforme aux données bibliographiques. D'orientation WNW-ESE au Sud-Duest de la zone, ces structures prennent progressivement une orientation W-E à mesure que l'on se rapproche de la côte et de la latitude du Cap d'Alprech. La polarité des mégarides, reconnue sur les sonogrammes ou observée par caméra vidéo ou en plongée s'inverse lorsque l'intensité du courant est suffisamment élevée.

3-2 Perturbations locales de l'orientation générale des mégarides

3-2-1 Cas des courants rotationnels

Si l'orientation des mégarides est directement liée à celle des courants, elle doit fluctuer largement dans le cas de courants rotationnels. Le secteur situé au SE du Vergoyer est soumis à un tel régime hydrodynamique (cf. fig. I-13). Un des sonogrammes obtenus sur le pied interne de ce banc montre l'existence de deux familles perpendiculaires de mégarides (cf. planche H.T. 3). L'observation a été effectuée à environ PM+4. A cette heure de la marée. les courants sont orientés vers l'WSW. direction perpendiculaire à l'une des familles de mégarides. L'autre famille d'orientation W-E, correspond à l'orientation des courants à PN+2 (fin du flot) soit deux heures avant. L'absence de structures de direction intermédiaire s'explique par la diminution de l'intensité des courants à PM+3 ("étale" de jusant). Ce type d'entrecroisement de mégarides constitue un exemple unique sur le secteur d'étude.

3-2-2 Perturbations au voisinage des crêtes de ridins

Des modifications locales de l'orientation générale des mégarides sont par contre beaucoup plus fréquentes dans les champs de vagues de sable. Elles s'orientent ainsi parfois de façon perpendiculaire à la crête des ridins, au voisinage immédiat celle-ci. Ce (jusqu'à 25-50 m) de phénomène se rencontre principalement sur le flanc le plus abrupt de la vague de sable (cf. planche H.T. 3). Deux causes peuvent être invoquées:

- Il peut se produire une réfraction du courant lorsqu'il franchit la crête des ridins, orientée de façon oblique (fig. V-12). Les mégarides qui se développent à l'abri de cette crête sont alors soumises à un régime particulier de courants, perpendiculaires à obliques par rapport à la direction générale. L'orientation "normale" des mégarides à l'aval, dans le creux et sur le flanc amont de la vague de sable suivante, montre que cette perturbation du courant est très locale. Cette première hypothèse correspond ainsi à une perturbation de la direction du courant du flot.

- Le jusant peut avoir une influence prépondérante sur l'orientation des mégarides du flanc abrupt (orienté vers le Nord), principalement soumis à cette composante du courant. Dans le cas d'un courant rotationnel, le flux à la fin du jusant peut être dirigé vers le Sud Est ou l'Est, perpendiculairement à l'orientation particulière des mégarides.

Cette interprétation suggère un déphasage du courant à la fin du jusant entre les zones les plus hautes préférentiellement affectées par le flux, et les zones plus profondes où la morphologie est inchangée. On peut par ailleurs suggérer que la rupture de pente au voisinage de la crête de l'édifice (cf. III-A-1-3) favorise une migration différentielle des mégarides par dessus cette crête sous l'action du jusant, et par conséquent une incurvation des structures.

Les enregistrements de la réfraction des mégarides proviennent de phases de courants très diverses. Il est par conséquent impossible d'accorder une préférence à l'une ou l'autre des hypothèses. Une interaction des deux phénomènes peut s'envisager. Le problème sera examiné de façon plus générale dans la discussion qui suivra (cf. V-C)



Fig. V-12.-Réfraction des courants au passage de la crête des ridins. Conséquences sur l'orientation des mégarides.

3-3 Polarité des mégarides

3-3-1 Etudes antérieures

De nombreuses études effectuées en milieu intertidal (BAJARD, 1966; KLEIN, 1970b), dans les estuaires (BOGGS et JONES, 1976; JINDRICH, 1969) ou dans des chenaux de marée (FARROW et BRANDER, 1971) ont montré que l'asymétrie des mégarides pouvait s'inverser en fonction du changement d'orientation des courants.

L'inversion complète s'effectue en moins de 3 neures (HAWKINS at SEBBAGE, 1972) pour des courants élevés, de l'ordre de 2,5 m/s. ALLEN (1984) a schématisé les différents mouvements des mégarides en fonction du degré d'asymétrie de l'intensité des courants

de marée (fig. V-13). Les principaux résultats sont les suivants: - l'inversion de polarité peut être complète (dans le cas de courants suffisamment forts et d'intensités sensiblement égales) ou incomplète (lorsque l'intensité d'une des phases de courant est plus faible). La polarité n'est pas modifiée lorsque l'une des composantes est trop faible pour entraîner un quelconque mouvement de particules sédimentaires;

- les mégarides subissent un *déplacement global* si les courants de flot et de jusant sont d'*intensités inégales*.



Fig. V-13.- Schématisation du phénomène d'inversion de polarité des mégarides en fonction de l'asymétrie de l'intensité des courants de marée. D'après ALLEN (1984).

3-3-2 Le secteur d'étude

Les observations tirées des enregistrements sonar ou effectuées en plongée et par caméra vidéo sont rassemblées dans les tableaux 22, 23, et 24.

3-3-2-1 Faibles coefficients de marée

La polarité des mégarides demeure inchangée pour de faibles coefficients de la marée:

- coefficients 34 à 44 (7 et 8/05/87) pour les observations de plongée - coefficients 37 à 51 (12 et 13/08/85) pour les sonogrammes (planche H.T. 2).

1	1			!	<u>!</u>			polarité observée				. !
!	date	!	secteur	100	ff!	phase de courant	!	N	!s	yn!	S	!
!	12/08//85-13/08/	85 !	Alprech-Le Touquet	! 37-	-51 !	2 flots	!	++	!	!		; !
•		! (Champ Nord-Bassure de Baa	IS) !	!	2 jusants	ł		ŧ	!		ł
:	15/08/85 440	10 - I	Le Touquet	! 69	7 !	début de jusant	!		!	+!	+ 1	!
ţ		!	(Champ Sud-Bassure de Baa	(s) !	!		!		1	ł		1
ļ	16/08/85 0H10-3	h38!	Champ Sud	! 75	5 (flot	!	+	•	!	?	ļ
!	16/08/85 4450-6	H55 :	idea	! 75	i !	début de jusant	ł		!	!	?	!
!	17/08/85 0H35-2	H3 :	Boulogne (Bassure)	: 86	b !	flot	!	++	!	?!		!
1	8/08/85 22850-23	H32 !	Boulogne (Bassure)	97		fin de jusant	!		!	!	++	!
:	19/08/85 0H20-1H	36 !	Boulogne (Bassure)	! 9 9	7 !	début du flot	!	+	ŧ	!	+	!
ŀ	19/08/85 1046-50	19 !	Boulogne (Bassure)	: 9 9	1 !	flot	!	. ++	!	!		ł

Tab. 22.- Observation de la polarité des mégarides sur les enregistrements sonar.

ţ			:		!		ļ		ł	pol	arit	éct	servée	}	ŗ
1 •	date		!	secteur	!	coel	ff!	phase de courant	· !		N !	syn:	S		!
	09/10//86	18H30	1	Wimereux (Bassure)	- { ,	67	!	étale de flot	!	++	 !				•! !
,	10/10/86	7100	!	Alprech (Bassure)	!	58	ţ	étale de flot	1	++	1	1			!
:	11/10/86	15H00	ţ	Flanc Nord du ridin du	!	44	ļ	étale de jusant	!	•	!	!	++	,	!
			Į	Touquet (cf. III-B-2-3-3	5) ! }		!		!		ţ	!			!
•	12/10/86	10H00	!	idem	!	40	!	étale de flot	!		!	!	++		!
•	12/10/86	17H00		Champ Nord (50°42'N)	ļ	40	ţ	étale de jusant	ł	+	ł	•	++	ı	į
			!		!		!		!(flanc	S) !	!	(flanc	N)	!
	13/10/86	1 8 H30	1 ,	Boulogne (Bassure)	!	48	ļ	étale de jusant	ļ		1	ļ	++	1	ł
	7 et 8/05/	87	ł	Le Touquet (champ côtier)	!;	34-4	4!ét	ales flot et jusant	!		!	. !	++		ŧ
	27/05/87	10H30	!	Ridin Le Touquet		79	ł	étale de jusant	!		!	!	- ++		!
4			•		ţ		:		ł		!	!	(flanc	N)	ļ
į	27/05/87	16h00		idem	!	79	!	étale de flot	!	++	!	• •	+		!
۰			ł		!		!		!(flanc	s) !	ļ	(flanc	N)	!

Tab. 23.- Observation de la polarité des mégarides en plongée.

• • • • •		!	ļ		ł	polari	itė	obser	vée	ļ
t date in t	secteur	!coef	f!	phase de courant	!	N	!\$)	/m.E	8	!
! !9/10//86 16H30-16H00!	Wimereux (Bassure)	! 67	 !	fin du flot	!	++	!	1.	 	!- !
11/10/86 15H32 !	Merlimont (Bassure-Battur)! 40	. !	étale-début du flot	ł	++	ŗ	ł	++	į
!!!		!	ļ		i	(rides)	!	! mė	garide	s!
1 12/10/86 11H50 1	fosse F2	! 40	ŀ	début du jusant	ł		ł	!	+	!
12/10/86 13418-13435!	fond de la fosse F3	! 40	!	jusant	!		.!	!	++	!
!13/10/86 17H15-17H40!	champ Nord (50*42'N)	! 48	ļ	jusant	ţ		ł	!	++	Į
14/10/86 10015-12001	Wimereux (Bassure)	! 62	ļ	flot	ł	++	!	!		ļ

Tab. 24.- Observation de la polarité des mégarides par caméra vidéo.

Les structures observées ont une polarité Sud dans le premier cas, et une polarité Nord dans le second cas. On peut donc supposer que cette asymétrie est le témoin de la dernière phase de courant (flot ou jusant) suffisamment active, lors de la décroissance des coefficients de la marée, pour déplacer des structures.

Par ailleurs, les mégarides observées en plongée sur la Bassure de Baas, pour les faibles coefficients 48 et 58 (13/10/86 et 10/10/86) ont une asymétrie Nord ou Sud, concordante avec la phase de courant au moment de l'observation. Ces observations conduisent à deux hypothèses:

- Malgré la faible valeur des coefficients de marée, proche de ceux évoqués plus haut, la polarité des mégarides du pied de la Bassure de Baas, face à Boulogne, est en équilibre avec la phase de courant. Cette mobilité peut s'expliquer, d'une part par la légère augmentation du coefficient, renforcée par une accélération des courants vers le Nord, au voisinage du détroit du Pas-de-Calais (cf. I-C-2-2); d'autre part par une activation locale des courants, à la limite de 2 milieux sédimentaires tels que la Bassure de Baas et la zone des cailloutis (cf. HOUBOLT, 1968);

- La concordance n'est qu'apparente et résulte du hasard. L'asymétrie résulterait d'une phase de courant antérieure plus active: soit le flot, soit le jusant, en des lieux différents. La proximité des sites prospectés (cf. fig. IV-7) conduit cependant à écarter l'hypothèse de tels "chenaux" où l'une ou l'autre des composantes de courant serait dominante.

Pour un coefficient 40 (11/10/86) nous avons constaté grâce à la caméra vidéo, que si la polarité des mégarides restait inchangée, celle des rides s'inversait très rapidement peu après l'étale de courant. Il existe donc un décalage entre la vitesse de mise en mouvement de particules permettant l'inversion de polarité des rides, et la vitesse nécéssaire au déplacement des mégarides. L'important volume des mégarides pourrait en être la cause.

3-3-2-2 coefficients de marée supérieurs à 60

Avec l'élévation du coefficient de la marée, et par conséquent de la vitesse des courants, la polarité des mégarides tend à s'inverser plus facilement. Pour des coefficients de 69 et 75, les enregistrements sonar montrent des structures dont l'asymétrie est difficile à déterminer peu après la renverse du courant.

Le 15/08/85, au début du jusant, certaines mégarides paraissent symétriques. KUMAR et SANDERS (1974) ont montré à partir d'observations en plongée, que lorsque l'intensité du courant est suffisante, celui-ci érode les particules sableuses de la crête de la mégaride et les dépose sur le flanc le moins pentu. La crête, aiguë au départ, s'arrondit progressivement tandis que la structure prend une allure symétrique. Ce phénomène semble ici s'effectuer rapidement pour un coefficient de marée moyenne.

Pour des coefficients de marée supérieurs à 60 (jusqu'à 99), et lorsque le courant est bien établi, la polarité des mégarides, en dehors des champs de vagues de sable, est systématiquement en accord avec le sens du courant.

3-3-2-3 Cas particuliers: les champs de vagues de sable

Les mégarides festonnant les ridins du champ Nord et du champ côtier montrent systématiquement, en flot et en jusant, pour des coefficients compris entre 40 et 79, une polarité Nord sur le flanc Sud et inversement. Ce phénomène s'explique par une action prépondérante de l'une des composantes du courant sur l'un ou l'autre des flancs (fig. V-14). La crête des ridins constitue en effet un abri pour les structures qui se développent à l'aval, par rapport au courant. Toutefois l'asymétrie des structures apparaît moins marquée, à l'étale de courant, sur le flanc "abrité" que sur le flanc "exposé".



Fig. V-14.- Schématisation des domaines d'action prépondérante du flot et du jusant à la surface d'une vague de sable.

Ces observations sont en désaccord avec les schémas théoriques proposés par ALLEN (1980, 1984) où l'asymétrie des mégarides reste constante sur l'ensemble de la structure (fig. V-15). Une telle disposition où s'ajoutent la pente du flanc abrupt de la mégaride et la pente propre du flanc du ridin paraît dynamiquement instable. De nombreux auteurs ont par ailleurs observé l'opposition de polarité des mégarides sur les deux flancs. Ces structures appelées à se déplacer sous l'action des courants, convergent vers la crête du ridin et participent ainsi à son édification et son maintien (SMITH, 1970: TERWINDT, 1971; STRIDE, 1973).



Fig. V-15.- Répartition des mégarides à la surface de vagues de sable. D'après ALLEN (1980 et 1984).

4- Les rides

Les principales observations se rapportent aux systèmes de rides perpendiculaires aux mégarides, à l'aval de ces dernières. Elles concernent surtout la Bassure de Baas à la latitude de Boulogne et parfois les champs de vagues de sable (planche H.T. 4). Cette disposition, illustrée par divers auteurs (KLEIN, 1970a; REINECK et SINGH, 1973; LEEDER, 1982; ALLEN, 1984) peut avoir quatre origines différentes:

- une action des houles, perpendiculaires aux mégarides, se superposant à celle des courants de marée (KLEIN, 1963);

- une accélération des courants au passage de la crête de la mégaride, formant des *rides longitudinales*, caractéristiques de milieux agités. Ce cas est fréquent en milieu intertidal (BAJARD, 1966);

- un effet dû à la renverse des courants, avec développement d'une composante transverse par rapport au schéma général. Cette cause est très généralement invoquée pour les milieux intertidaux (BLATT et al., 1972; REINECK et SINGH, 1973; LEEDER, 1982; ALLEN, 1984);

- l'action de courants transverses se développant très localement dans les creux de mégarides, soit par réfraction du courant général sur la crête, soit par un effet de rugosité différentielle s'exerçant à la limite de deux milieux différents tels qu'un banc de sable et son substrat caillouteux. Ce dernier phénomène entraîne la formation de courants hélicoïdaux perpendiculaires (OFF, 1963; ALLEN, 1968; HOUBOLT, 1968; Mc LEAN, 1981).

Les deux premières hypothèses doivent être écartées ici en raison du caractère asymétrique des rides. D'autre part, l'observation du phénomène au cours de phases de courant bien établi (entre PM et PM+2, et vers BM+2) semble exclure une formation des rides lors de la renverse des courants. L'action de courants secondaires transverses, localisés aux creux des mégarides au cours du flot ou du jusant, paraît donc être la cause principale de l orientation des rides.

Notons cependant qu'au cours d'une plongée par coefficient 95 sur le pied externe de la Bassure de Baas, le courant à "l'étale" a pris durant au moins 1/4 h une orientation W-E. Ce courant de vitesse relativement élevée (approximativement 30 cm/s) induisait communément la formation de "rides" perpendiculaires dans le voile de fines qui couvre les fonds, sur la pente abrupte des mégarides (planche HT n°1). Nous avons même observé en plusieurs points, des rides de sable modelant cette même pente abrupte. La formation de telles figures ne peut être que postérieure à celle de la structure principale par phénomène d'avalanche. typiquement formée L'action d'une composante W-E des courants de marée peut donc se superposer localement, au cours de la renverse, à celle, plus générale, des courants secondaires transverses, et accentuer éventuellement l'asymétrie des rides.

C-DISCUSSION - CONFRONTATION DES DONNEES COURANTOLOGIQUES ET MORPHOLOGIQUES

1- Les bancs

1-1 Le Vergoyer

Les seules mesures de courants dont nous disposons sur les bancs se rapportent à la limite nord-est du Vergoyer. Les mesures se répartissent sur 2 sites distants d'environ 8 km:

- Les mesures en IDSH 20079 sont situées à la terminaison nordorientale du Vergoyer, à la limite de ce banc et du champ Nord. Le flot, en ce point, a une durée et surtout une intensité très supérieures au jusant, si bien que la résultante des transports sédimentaires doit être largement excédentaire vers le Nord. Sur ce site, la couverture sableuse est normalement modelée par des mégarides. L'importance excessive du flot semble cependant inhiber la formation ou le maintien des vagues de sable.

- Les mesures en IDSH 918, 922 et 930 effectuées plus au Sud, à proximité du flanc interne du banc, montrent en revanche une prépondérance du jusant sur le flot. Ces données sont en bon accord avec l'existence possible d'un "chenal" de flot et d'un "chenal" de jusant, déduits de l'asymétrie du banc (cf. V-B-1), de part et d'autre de l'édifice. Ces mesures isolées confortent donc la publication de LE FOURNIER (1980) sur l'édification de vagues de sable de polarités opposées sur chacun des 2 flancs du Vergoyer, ainsi que le déplacement possible du banc vers le NE, déduit de la confrontation de cartes actuelles et anciennes.

L'orientation générale des courants sur ce site est très variable d'un cycle de mesures à l'autre (cf. V-A-2). Les valeurs relatives aux cycles IDSH 918 et 922 sont sensiblement parallèles à l'orientation N25° du Vergoyer au point considéré. Le phénomène d'obliquité du banc par rapport aux courants de marée n'est donc pas vérifié ici.

Les directions du flot, portant au Nord, et du jusant portant au N230°, au cours du cycle IDSH 930, sont par contre très

obliques par rapport à l'orientation du banc (fig. V-16). Cette modification importante peut s'expliquer par un léger écart de positionnement des mesures du pied du Vergoyer vers le flanc externe de ce banc. La diminution brutale de la profondeur en ce point induit une réfraction vers l'Ouest de la direction des courants. Ce type de circulation est en accord avec le modèle évoqué en V-B-1, et plus particulièrement avec les mesures de courants effectuées par CASTON et STRIDE (1970) et CASTON (1972) sur 1e Well Bank en Mer du Nord. La résultante élevée des déplacements de la masse d'eau, et probablement des sédiments, s'effectue vers l'Ouest-Nord-Duest, c'est à dire en direction de la crête du banc. Face à l'asymétrie Est du profil transversal du Vergoyer, il faut donc imaginer une résultante des transits sur le flanc exposé au large, influencée par un courant de flot orienté vers le NE (cf. fig. V-16), supérieure à la résultante des transits sur le flanc exposé vers la côte.

Les directions de transport induites par ces caractéristiques du flot et du jusant montrent que les circulations à proximité du Vergoyer sont très complexes et nous amènent à inclure ce banc dans le modèle appliqué aux principaux édifices de la Mer du Nord.

1-2 La Bassure de Baas

Les informations courantologiques sur la Bassure de Baas font défaut. Malgré un profil transversal nettement asymétrique au Sud de 50°32'N, les flancs de ce banc paraissent soumis de façon identique à l'action des courants de marée, comme en atteste l'orientation perpendiculaire des vagues de sable à la surface du banc. Ce banc semble constituer une accumulation de sable en constant renouvellement, s'alimentant en partie au Sud par l'érosion des formations tertiaires du Bassin de Dieppe et par le remaniement des sédiments meubles du Quaternaire. L'équilibre du banc avec les facteurs hydrodynamiques est conditionné par le départ de sable, sous la forme de rubans, à la latitude d'Audresselles (cf. AUGRIS et al, 1987, feuille Nord).

La dynamique du Battur se rapproche davantage de celle de la Bassure de Baas que de celle du Vergoyer.

2- Les structures transverses aux courants

2-1 Orientations générales

générale des mégarides constitue un L'orientation excellent indicateur de l'orientation préférentielle des courants de parée. La plupart des mesures de courants effectuées près du fond directions NNE-SSW & N-S compatibles avec la fournissent des disposition de ces structures. Par contre, l'orientation de la crête des vagues de sable, qui diffère parfois de celles des mégarides associées, ne constitue pas toujours un critère de déduction de l'orientation générale des courants. Cependant la polarité de ces s'inverser en fonction de structures majeures, qui ne – peut l'alternance flot/jusant, constitue un indicateur important de la dominance, au cours du cycle de marée de l'une des 2 phases, et probablement de l'orientation des transits sédimentaires résultants au point considéré. L'absence de mesures précises de courants et de longue durée sur les secteurs où les vagues de sables ont des polarités opposées ne permet cependant pas de confirmer cette hypothèse. On admettra, pour les deux secteurs situés à la terminaison Nord des champs de ridins du large, l'existence de chenaux de flot et de jusant (fig. V-16), comparables à ceux décrits pour les bancs.

2-2 Orientations particulières

Les mégarides s'orientent assez souvent de façon oblique à transverse par rapport aux vagues de sable, de même que les rides par rapport aux mégarides. Diverses hypothèses ont été évoquées dans la partie V-B pour expliquer les orientations particulières de ces structures. Les causes les plus plausibles sont l'action directe des courants de marée au cours de la renverse, et la formation de circulations secondaires induites, par des courants de marée bien établis, localisées aux zones abritées, en aval de la crête.

Cette dernière explication s'inscrit en fait dans une discussion plus vaste sur les perturbations hydrodynamiques locales se

Directions préférentielles et RI intensité relative du flot et du jusant. La 🛏 indique la résultante des transits de la asse d'eau. mouvements sédimentaires 50° 40' probables. asymétrie des vagues de sable. н orientation des mégarides. 50° 35' • SC 50° 30' • M 50° 25' • в 1-30 1°35

Fig. V-16.- Dynamique hydrosédimentaire déduite des données courantologiques et de la morphologie des structures sédimentaires.

produisant au passage d'un courant sur un relief, et plus particulièrement une "ride" au sens général du terme.

Lorsqu'un flux non perturbé s'exerce sur une ride, il forme un mouvement tourbillonnaire au passage de la crête, induit C.P une séparation de ce flux (flow separation) (BLATT et al, 1972; Dar REINECK SINGH, 1973; ALLEN, 1984). On peut ainsi définir une ligne et dessus de laquelle le flux ne subit d'autre perturbation qu'une au diminution progressive de vitesse. La vitesse s'annule sur cette ligne de separation et s'inverse en dessous, à la faveur du tourbillon (fig. V-17a). Une partie des particules sédimentaires entraînées sur le flux transite en suspension au dessus du creux de la la créte par structure, tandis qu'une autre partie chute par gravité sur la pente abrupte (phénomène d'avalanche) ainsi que dans le creux (fig. V-17b).



Fig. V-17a- Modifications des lignes de courant au passage d'une ride. b- Conséquences sur le transport des particules sableuses. D'après REINECK et SINGH, 1973.

Les sédiments s'accumulent ainsi à l'abri de la crête mais sont repris sur le fond par les courants de retour formés par les tourbillons. Il peut alors se former des rides de retour (backflow ripples) orientées parallèlement à la crête de la structure principale lorsque l'intensité de ces courants et les apports sédimemtaires sont suffisants (fig. V-18).



Fig. V-18.- Formation de rides de retour à l'aval d'une crête de mégaride. D'après FRIEDMAN et SANDERS, 1978.

Malgré leur orientation oblique à transverse par rapport aux courants de marée, les rides et les mégarides développées à l'aval des structures majeures, reconnues dans cette étude, assimilables à des rides "en échelle" (ladderback current ripples) (cf. REDDERING, 1987), peuvent constituer des rides de retour particulières. D-RAPPEL DES LOIS HYDRODYNAMIQUES

1- Variations de la vitesse des courants près du fond

On a vu dans le chapitre I (cf. I-C-2-3) que la vitesse des courants de marée varie dans la tranche d'eau. On estime ainsi que la vitesse à 1 m du fond est égale environ aux 3/4 de la vitesse près de la surface. Dans la tranche d'eau inférieure, entre environ 1 m et le fond, la variation de vitesse suit une loi logarithmique différente. Il s'agit de la loi de Karman-Prandtl:

 $U(z) = (1/k) \cdot (\tau/\rho)^{1/2} \cdot \ln(z/z_{\rho})$ (1) où:

- U(z) est la vitesse du courant en cm/s à une distance z du fond;
 - k la constante de Von Karman, égale à 0.4 (STERNBERG, 1968);
 - ρ la masse volumique du liquide en g/cm³

- zo un coefficient de rugosité du fond, exprimé en cm, dépendant de la nature et de la granularité du sédiment;

 $-\tau$ la contrainte tangentielle en g.cm/s² (bed shear stress) s'exerçant sur le fond qui est responsable de l'entraînement des particules.

Cette contrainte tangentielle peut être reliée à la vitesse de frottement sur le fond U₊ (en cm/s) par:

 $\tau = \rho \cdot U_{*}^{2} \quad (2)$

l'équation (1) devient ainsi:

 $U(z)/U_{*} = 5,75.\log(z/z_{o})$ (3).

Les travaux de STERNBERG (1968) et d'HEATHERSHAW (1981) montrent que pour les fonds comparables à ceux de la zone d'étude, z_o peut varier de 0,1 à 0,5. Le rapport $U_{100}/U_{\#}$, où U_{100} est la vitesse du courant à 1 m du fond, donne pour ces auteurs respectivement des valeurs de 17,25 et 13,25.

D'autre part STERNBERG (1968) a introduit un coefficient (drag coefficient) permettant de relier directement les vitesses U_{100} et U_{*} par: C_{100} , $U_{100}^2 = U_*^2$ (4)

La valeur de ce coefficient varie en fonction du régime hydrodynamique et de la rugosité des fonds. Pour $U_{100} > 15$ cm/s et pour les structures sédimentaires de relief inférieur à 20 cm (cf. GADD et al., 1978), une valeur moyenne de $C_{100} = 3,1.10^{-3}$ peut être adoptée (STERNBERG, 1968). Cette valeur conduit à un rapport U_{100}/U_{e} proche de 18. Dans la **pratique**, nous choisirons une valeur de 15 pour ce rapport

2- Transports sédimentaires distantes de la company de la

Parmi les nombreuses équations relatives au transport de sédiments sous l'action des courants, KACHEL et STERNBERG (1971), GADD et al (1978) et LANGHORNE (1981) ont montré que l'équation de BAGNOLD (1963) correspondait le mieux aux phénomènes naturels:

 $q = (K\rho\rho_{m}/(\rho_{m} - \rho)g) \cdot U_{m}^{\alpha}$ (5)

soit q = $(K\rho\rho_m/(\rho_m - \rho)g) \cdot C_{100}^{3/2} \cdot U_{100}^3$ (6) où:

- q exprime le transport sédimentaire en g/cm.s

- K est le coefficient de proportionalité de BAGNOLD;

- ρ la masse volumique du liquide en g/cm³;

- ρ_s la masse volumique du sédiments en g/cm³;

- g l'accélération de la pesanteur em g/s²

soit encore $q = \alpha \cdot U_{100}^3$ (7) avec

 $\alpha = (\kappa \rho \rho_{m} / (\rho_{m} - \rho)g) \cdot C_{100}^{3/2}$

A partir de valeurs mesurées de q et U_{100} , GADD et al (1978) ont calculé pour chaque mesure le coefficient α , pour une taille de grain donnée. La courbe obtenue pour (7) avec la valeur moyenne des α est cependant en désaccord avec les mesures (fig. V-19). Cette absence de corrélation a conduit ces auteurs à modifier l'équation de BAGNOLD en:

 $q = \beta . (U_{100} - U_{100} \cdot c_{*})^{3}$ (8)

où $U_{100,4c}$, est la vitesse critique de mise en mouvement du sédiment, pour une granularité donnée. La valeur moyenne de β donne une courbe très bien corrélée par rapport aux mesures effectuées de q et de U₁₀₀. Pour des sédiments de médiane **0,18 mm et 0,45 mm** β est respectivement égal à **7,22.10⁻⁵ et 1,73.10⁻⁶**. Pour un sédiment de médiane de **0,32 mm**, LANGHORNE (1981) et GUY et al (1966) <u>in</u> LANGHORNE (1981) donnent respectivement des valeurs de **1,02.10⁻⁵ et 0.94.10⁻⁶**.

Ces résultats appellent plusieurs types de commentaires:

- la variabilité du coefficient β en fonction de la taille de grain et selon les auteurs, montre que l'équation (8) n'est qu'une loi empirique donnant un ordre de grandeur des phénomènes réels. Les valeurs du coefficient elles mêmes sont des valeurs moyennes comportant une déviation standard assez élevée (LANGHORNE, 1981). Ce paramètre peut entraîner un facteur d'erreur de l'ordre de 2 ou 3.

- La valeur attribuée à la vitese critique de mise en mouvement $U_{100(c)}$ peut de plus entraîner des fluctuations importantes dans le terme $(U_{100} - U_{100(c)})^3$.



Q(g/cm/s)

Fig. V-17.- Comparaison des volumes de déplacements sédimentaires mesurés, avec les courbes de l'équation de BAGNOLD (1963) et de cette équation modifiée par GADD et al. (1978). D'après GADD et al. (1978).

3- Vitesse critique de mise en mouvement.

La notion de seuil dans la mise en mouvement de particules sédimentaires sous l'action d'un courant est souvent discutée par les auteurs (ex. MILLER et al, 1977; DYER, 1980). Les valeurs de vitesse varient ainsi largement suivant que l'on considère le début de mouvement théorique d'un grain sous l'action d'une force calculée où l'observation du mouvement d'un ensemble de grains.

Dans le premier cas, on pourra parler réellement de vitesse critique et les valeurs données par les auteurs, de l'ordre de $U_{100(c)} = 20$ cm/s pourront être utilisées dans la formule de BAGNOLD. Dans ce cas, pour des valeurs légèrement supérieures à $U_{100(c)}$, la valeur de q est très faible: les transports sédimentaires sont donc négligeables.

Dans le second cas, on considère des déplacements observables et l'on pourra alors parler de vitesse limite $U_{100(1)}$ nécessaire pour engendrer de tels déplacements. MILLER et al (1977) et DYER (1980) donnent des valeurs de $U_{100(1)}$ proches de 45 cm/s pour une taille de grains de 0,3 mm. Les premiers proposent la relation simple $U_{100} = 122,6.0^{\circ,27}$ avec U_{100} en cm/s et D, taille des grains, en cm.

Les valeurs de vitesse critique de mise en mouvement sont données soit pour $U_{100(c_2)}$, soit pour $U_{+(c_2)}$:

- Pour des sédiments de médiane comprise entre 0,11 et 0,56 mm, GADD et al (1978) donnent 15,5<U100(c)<20 cm/s, la variation étant considérée comme linéaire.

- LANGHORNE (1982) fournit une valeur de $U_{100(c)} = 22$ cm/s pour un sable de 0,32 mm, correspondant à $U_{+(c)} = 1,69$ cm/s. - Pour un sable de 0,2 mm, HEATHERSHAW (1981) donne $U_{+ < c}$ = 1,3 cm/s, alors que la courbe $U_{+ < c}$ = f(D) proposée par MILLER et al. (1977) est représentée sur la fig. V-20.



Fig. V-20.- Variation de la vitesse critique étoilée U_{++e} en fonction de la granularité des sédiments. D'après MILLER et al. (1977).

HEATHERSHAW (1981) fournit les valeurs de Uiookes pour différentes tailles de grain et différentes rugosités zo du fond:

	D(cm)	ļ	0,01	ļ	0,02	!	0,05	ļ	0,1
z	:o(cm)	!	ی میں میں علی ہیں ہیں ہے	!			د بنو برو برو جو مو مه م	ļ	
	0,05	ţ	25	ŗ	25	t i	30	ļ	41
ļ	0,1	۱.	23	!	23	ļ	27	ļ	37
!	0.5	- I	17	!	17	!	21	ţ.	29

Tab. 25.- Valeurs de U_{100(c}) en fonction de la rugosité z_0 du fond et de la taille de grain. D'après HEATHERSHAW (1981).

On constate que pour un fond assez rugueux $(z_0 = 0,5)$ composé par exemple d'un sable moyennement classé et modelé par des rides, les valeurs de U_{100(c}, sont proches de celles de GADD et al, (1978). Pour des fonds moins rugueux, HEATHERSHAW (1981) montre que les valeurs de U_{100(c}, augmentent. Appliquées à l'équation de transport de BAGNOLD (1963), ces variations n'ont cependant que peu d'influence sur les volumes transportés lorsque la vitesse à 1 m du fond excède largement ce seuil (fig. V-21).



Fig. V-21.- Variation des volumes sédimentaires déplacés (Q) en fonction de la valeur de $U_{1000(c)}$. D'après HEATHERSHAW (1981).

Dans cette étude nous utiliserons des valeurs moyennes de $U_{100(c)}$ allant de 17 cm/s à 23 cm/s pour des sédiments dont la médiane varie de 0,2 à 0,5 mm.

Notons qu'aucun des travaux cités ne fait intervenir les forces de cohésion entre les grains agissant sur les sédiments dont la médiane est inférieure à 0,2 mm. Ces forces de cohésion entrainent une augmentation de la valeur de $U_{1000(c)}$ ou de $U_{40(c)}$ et sont mises en évidence sur l'abaque de HJULSTRÖM (1939) (fig. V-22).



Fig. V-22.- Abaque de HJULSTRDM (in CHAMLEY, 1987).

4- Transport en suspension

La formule de BAGNOLD (1963) s'applique au transport de sédiments par charriage sur le fond. Lorsque la vitesse du courant est suffisante, les sédiments peuvent être transportés en suspension. Les déplacements sont alors beaucoup plus importants. Les volumes transportés par charriage et en suspension sont respectivement proportionnels à U_{100}^3 (cf. V-D-2) et à U_{100}^7 (DYER, 1980). La vitesse théorique de mise en suspension d'un sable de médiane 0.32 mm est de 42 cm/s, mais ce type de transport ne devient réellement effectif que pour des vitesses voisines de 85 cm/s (SUNDBORG, 1967 <u>in</u> LANGHORNE, 1981). Pour le transport par suspension graduée, BRAUD (1986) utilise des valeurs variant de 50 à 60 cm/s.

5- Action des houles sur le transport de sédiments

Les houles sont susceptibles d'exercer une action sur les sédiments jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 50 m (cf. travaux de DRAPER, 1967 en Manche et Mer du Nord), variant en fonction de l'amplitude et de la période des vagues. En l'absence de courants de marée, les mouvements engendrés par la houle, en dehors du domaine infralittoral, sont purement oscillatoires et n'entraînent pas de déplacements significatifs des sédiments. Par contre, lorsqu'elle est combinée à l'action des courants de marée (fig. V-23), l'action de la houle facilite la mise en mouvement des particules sédimentaires et provoque une augmentation non négligeable des volumes transportés (LANGHORNE, 1982). HEATHERSHAW (1981) montre ainsi que pour une houle les volumes sédimentaires transportés par d'amplitude. de 2 m charriage, calculés d'après l'équation de BAGNOLD pour une taille de grains de 0,2 mm, sont multipliés par 10 pour U100 = 70 cm/s (fig. V-24). L'effet de la houle est de plus en plus net pour des valeurs de Uioo décroissantes, proches de la vitesse critique de mise en mouvement U100(c).



Fig. V-23.- Effets de la combinaison des courants de marée et des houles sur la mise en mouvement des sables (HAMMOND ET COLLINS, 1979).



(P)

Fig. V-24.- Rapport des transports de sédiments par saltation, induits par les courants et les houles, et par les courants de marée seuls. U_{c} est la vitesse critique de mise en mouvement par les courants de marée. D'après HEATHERSHAW (1981).

E- DEPLACEMENTS SEDIMENTAIRES DANS LA ZONE D'ETUDE

Nous utiliserons dans cette étude l'équation de transport sédimentaire de BAGNOLD (1963) modifiée par GADD et al (1978):

$q = \beta \cdot (U - U_c)^{3}$

La concordance des mesures in situ et des calculs dépend du choix de β et de U_e. Il s'agit donc de calibrer cette équation à partir des observations effectuées sur la zone d'étude.

<u>1- Vitesses de courants nécessaires à l'inversion</u> de polarité des mégarides

Nous avons mis en place quelques centaines de grammes de brique pilée sur le sommet d'une mégaride au cours du cycle de mesures de courants Aa2 (cf. V-A-3-1-1). Après l'action d'une phase de flot de vitesse maximale 33 cm/s, nous avons constaté que la morphologie de la mégaride, de polarité sud, n'avait pas varié en 6h et que ce sédiment artificiel avait été modelé en rides (planche H.T. 5). A l'étale suivante, après l'action d'une phase de jusant de vitesse maximale 50 cm/s, la position de la mégaride n'avait pas varié. D'autre part, la brique pilée, quoique plus dispersée dans le sable, était encore bien visible.

Par ailleurs, nous avons constaté d'après les observations au sonar latéral, par caméra vidéo, et en plongée (cf. V-B-3-2-2) que l'inversion de polarité des mégarides, formées de sable de grain moyen proche de 0,25 mm, commençait à s'effectuer pour des coefficients de l'ordre de 60. Les vitesses maximales de courant au fond, associées à de tels coefficients de marée, sont variables suivant les secteurs, mais on peut néanmoins leur attribuer un ordre de grandeur de 60 cm/s d'après les mesures réalisées sur la zone d'étude (cf. V-A). ALLEN et FRIEND (1976) ont du reste adopté cette valeur minimale pour le déplacement de mégarides de taille comparable à celles de notre secteur, en Mer du Nord. Cette estimation s'accorde en outre avec certaines observations vidéo de transport sédimentaire au voisinage de mégarides. Nous avons ainsi observé au cours de phases de courant de flot bien établies (vers PM), relatives à des coefficients de marée 62 67, des déplacements importants de particules sableuses par et

saltation ou en suspension graduée (cf. <u>in</u> CHAMLEY, 1987). La discontinuité de ces mouvements sédimentaires (nuages de sable) montre l'irrégularité de l'intensité des courants près du fond et des forces de traction qu'ils exercent sur les sédiments. DYER (1980) a observé des mouvements sédimentaires du même type par caméra vidéo posée sur un fond de sable ridé.

En résumé, les déplacements sédimentaires observés pour des coefficients de marées légèrement supérieurs à 60 paraissent à première vue amplement suffisants pour provoquer l'inversion de polarité des mégarides.

2- Volume déplacé au cours de l'inversion de polarité des mégarides

Considérons une mégaride de taille moyenne avec un longueur d'onde L = 7 m et une hauteur H = 0,4 m. Le volume d'une mégaride de largeur e s'écrit:

V = L.H.e/2

Lorsque sa polarité s'inverse, le volume déplacé (fig. V-25) s'écrit:

 $V_{\rm D} = L.H.e/2 - (L.L/2.tgq.e)/2$

Or pour des structures d'asymétrie marquée, tg α # H/L par défaut, d'où:

 $V_{D} = L.H.E/2 - L.H.e/4 = L.H.e/4$

L'application numérique pour une tranche de la mégaride de largeur e = 1 cm donne V_D = 7000 cm³/cm. La densité et la concentration moyennes du sable valant respectivement 2,65 et 0,59, on obtient le volume massique déplacé:



 $V_{M} = V_{D}x2,65x0,59 = 10920 \text{ g/cm}$. Soit environ 11 kg/cm.

Fig. V-25.- Volume sédimentaire déplacé au cours de l'inversion de polarité d'une mégaride.

3- Calibrage de l'équation de BAGNOLD

Il s'agit ici de calculer une valeur du coefficient compatible avec nos observations. Considérons un sable de grain moyen D = 0.25 mm. Sa vitesse critique de mise en mouvement U_e est proche de 17 cm/s (cf. V-D-3).

La variation de vitesse au cours d'un flot ou d'un jusant peut s'écrire U = U_{max}.sinT où U_{max} est la vitesse maximale atteinte avec T ε [0, π] (radians) et t = 6x3600T/ π (secondes) pour une phase de courant de 6h (fig. V-26).

L'équation de BAGNOLD donne le débit massique instantané $q = \beta (U_{max}.sinT - U_{e})^{3} à l'instant T.$

Ce débit massique s'exprime en g/cm.s. Il faut donc l'intégrer sur l'intervalle $[T_1, \pi_{-}, T_1]$ tel que U_c = U_{max}.sinT₁, au cours duquel U>U_c.

$$\Omega = \int_{\mathbf{T}_1}^{\pi-\mathbf{T}_1} \frac{\text{En 6h on a la quantité totale déplacée suivante:}}{\pi} \beta(U_{\text{max-sinT}} - U_e)^{3} \cdot \frac{6\times 3600}{\pi} \cdot dT$$

soit :

$$Q = \frac{6 \times 3600 \times \beta \times U_{max}}{\pi} \int_{T_1}^{\pi-T_1} (\sin T - \sin T_1)^3 dT$$
Posons I =
$$\int_{T_1}^{\pi-T_1} (\sin T - \sin T_1)^3 dT$$
I =
$$\int_{T_1}^{\pi-T_1} (\sin^3 T_1 - 3.\sin^2 T.\sin T_1 + 3.\sin T.\sin^2 T_1 - \sin^3 T_1) dT$$

Le calcul des primitives des différents termes donne: $I=2\left[\cos T_{1}-\cos \frac{T_{1}}{3}\right]-3.\sin T_{1}\left[\frac{\pi-2T_{1}+\sin 2T_{1}}{2}\right]+\left[\cos T_{1}\sin \frac{T_{1}}{3}\right]-\sin \frac{T_{1}}{3}\left[\frac{\pi-2T_{1}}{2}\right]$

La mise en facteur de cosT₁ et sinT₁ donne: I = $2\cos T_1 \left(\frac{2}{2} + \frac{11}{1} \cdot \sin^2 T_1\right) - \sin T_1 \left(\frac{\pi}{2} - T_1\right) \left(3 + \sin^2 T_1\right)$ 3 6 2

Notons que pour $U_e = 0$, $T_1 = 0 = \sin T_1$ et I devient:

$$I_{o} = \int_{0}^{\pi} \sin^{3} T \cdot dT = \left[\frac{\cos^{3} T}{3} - \cos T\right]_{0}^{\pi} = \frac{4}{3}$$

I peut donc s'écrire finalement:

$$I = \underbrace{4}_{3} \cos T_{1} \left(1 + \underbrace{11.\sin^{2}T_{1}}_{4}\right) - \sin T_{1} \left(\frac{\pi}{2} - T_{1}\right) \left(\frac{9 + 6.\sin^{2}T_{1}}{4}\right) = \underbrace{4.n}_{3}$$



Fig. V-26.- Principes de calcul de l'aire de U = U_{max}sinT pour U>U_c. Aires de U³ et de (U - U_c)³. La durée du courant est prise égale à 6 h.

Dn obtient ainsi: $Q = 4 \times 6 \times 36006 \times U_{max}^3 \times n$ (1) ! ! 3π !

où:- $6\times3600\beta\times U_{max}^3$ serait le débit sédimentaire durant 6h sous l'action d'un courant uniforme de vitesse U_{max} , et s'il n'y avait pas de seuil d'entraînement;

 $-4/3 \pi$ est la correction due à la forme sinusoïdale, non uniforme, de l'onde de vitesse de courant;

- n (%) peut être appelé l'effet de seuil, et décroît lorsque la valeur du seuil croît. En pratique, on se référera au tableau ciaprès.

!	Arc sinT:	!	sinT ₁ =U <u>-</u>	!	Umax	!	n (%)	ļ
!	(°)	!		×	(cm/s)	!		!
!						-	alaha anya alian alian kata jang anja alian dali	-!
!	5	!	0,08	!	195	1	72,46	!
ļ	10	!	0,17	!	97,8	!	50,99	!
!	15	Į	0,25	!	65.6	!	34,75	ł
!	20	ļ	0,34	!	49,7	!	22,84	!
ļ	25	ţ	. 0,42	!	40,2	!	14,42	!
!	30	ł	0,5	!	34	1	8,68	!
!	35	i	0,57	!	29,6	ŗ	4,97	ţ
!	40	ļ	0,64	!	26,4	!	2,66	!
!	45	ļ	0,7	ļ	24	ļ	1,32	!
							· · · ·	

Tab. 26.- Valeurs de l'effet de seuil (n%) en fonction du rapport des vitesses de courants U_{max} et U_{c} (U_{c} = 17 cm/s)

Une valeur approximative de Q peut être calculée plus aisément en posant pour U>U_e, U' = U - U_e, et en admettant que la variation de U' au cours du cycle de marée est "sinusoïdale par morceaux" et s'écrit U' = (U_{max} - U_e).sinT' avec T'6[0, π] (radians) et t = ($\underline{t_2} - \underline{t_1}$)x3600.T'(en secondes) (cf. fig. V-26).

L'int^Tégration de la formule de BAGNOLD entre t₁ et t₂ (intervalle de temps au cours duquel U>U_E) donne alors: $Q = \int_{t_1}^{t_2} q dt = \beta (U_{max} - U_E)^3 \int_{t_1}^{t_2} sin^3 \frac{\pi}{(t_2-t_1)\times 3600} dt$

soit:
$$Q = \beta \left(U_{\text{max}} - U_{\text{max}} \right)^3 \cdot \frac{(t_2 - t_1) \times 3600}{\pi} \int_0^{\pi} \sin^3 T' \cdot dT'$$

 $= \underline{4} \cdot \beta (U_{max} - U_c)^{3} (t_2 - t_1) \times 3600$ 3 π

or $T_1 = \operatorname{Arc} \operatorname{sin} U_{c}$ d'où $T_2 - T_1 = \pi - 2T_1 = \pi - 2\operatorname{Arc} \operatorname{sin} U_{c}$ U_{max}

soit $t_2 - t_1 = 6(\pi - 2Arc \sin U_{e_{-}})$ pour une phase de courant de 6h. π U_{max} Soit encore $t_2 - t_1$ (h) = 6(1 - 2Arc sin $U_{e_{-}})$ = 6 x n' = 6(1-2T_1/\pi) π U_{max}
on a donc: $! Q = 4_{\beta} \beta (U_{max} - U_{c})^{3} \times 6 \times 3600 \times n'$ (2) ! $! 3\pi$

سی جنو نہیں سے بنیاد منیا جاتے جنہا میں میں اور این ایک جو ایک ایک جنہ کے ماہ کی جنوب کی ایک کر ایک کر ایک کا

où: - $6x3600\beta \times (U_{max} - U_{c})^{3}$ serait le débit sédimentaire durant 6h sous l'action d'un courant uniforme de vitesse $U_{max} - U_{c}$;

 $-4/3\pi$ est la correction due à la forme sinusoïdale, non uniforme, de l'onde de vitesse de courant;

- n'(%) = 6(1-2T_1/ π) exprime le pourcentage de temps, au cours d'une phase de courant, où U>U_e.

A titre indicatif nous avons comparé les deux termes:

 $U_{max}^{3}xn$ et $(U_{max} - U_{e})^{3}xn'$ qui sont les parties différant entre les expressions (1) et (2)

!	t1 (h)	· ! !	Umax (cm/s)	!	nxUmax ^s	!	n'x(Umax - U	=) ≅ ! !
!							و جنبه مدم چند است هم وند مقد الان چند الان مرد الان م	!
!	0h10	i	195	!	5,33.10	!	5,37.10*	į
!	0h20	!	97,9	i	4,70.10	!	4,78.10*	!
!	0h30	i	65,7	!	9,61.104	. !	9,84.104	1
1	0h40	. !	49,7	ļ	2,72.104	!	2,80.104	!
.! .	0h50	!	40,2	!	9,04.103	!	9,38.10 ³	!

Tab. 27.- Comparaison des deux termes intervenant dans deux méthodes de calcul du débit massique des sédiments. t_1 : temps à partir duquel U>U_e; U_{mex}: vitesse maximale du courant; n: effet de seuil dans l'équation 1; U_e: vitesse critique de mise en mouvement des sédiments; n': pourcentage de temps au cours duquel U>U_e.

Appliquons l'une de ces formules pour $U_e = 17$ cm/s (D = 0,25 mm) et $U_{mex} = 60$ cm/s, en considérant que cette vitesse est nécessaire et suffisante pour provoquer l'inversion de polarité d'une mégaride avec $V_m = 10920$ g/cm en 6h (cf. V-E-2). On obtient:

! β = 1,83.10⁻⁵ g.cm⁻⁴.s⁻² !

Cette valeur est très comparable à celles données par GADD et al (1978) et LANGHORNE (1981) (cf. V-D-2).

4- Prévision des transports sédimentaires

Le calcul de β repose sur des données comportant un certain nombre d'approximations. Il ne s'agit donc pas ici, en l'absence de mesures de transports sédimentaires, d'en donner des valeurs précises, mais des ordres de grandeur.

Sachant que sur la zone d'étude, l'intensité du flot excède de 5 à 10% l'intensité du jusant, on obtient pour un flot de 6h et un jusant de 7h les valeurs suivantes de débit pour différentes valeurs de vitesse (on prend $U_c = 17$ cm/s) (tableau 28).

- - -	FLOT			کہ سے جو پہ جہ برد ہے میں میں تر ہے ہے	JUSANT			ļ	dQ	!	
ins)	Umax	(cm/s)	!QF	(g/cm/6h)	Umax	(cm/s)	! QJ	(g/cm/7h)	!	(g/cm/13h)	!
!		 50	• ! !	10720	! !	55	!	8682	• • • •	2238	• ! !
i	(BÓ	ļ	36626	i	75	i	32967	ļ	3659	ţ
!	1:	15	!	144000	į	105	ļ	120415	ļ	23585	ļ

Tab. 28.- Débits massiques sédimentaires QF et QJ pour différentes valeurs de vitesses du flot et du jusant. Débits résultants dQ en 13h.

Ces quelques données montrent que les valeurs de débit sont davantage contrôlées par les valeurs de U_{max} que par la durée de la phase de courant (STRIDE, 1973). Ainsi pour $U_{max}(flot) = 80$ cm/s et $U_{max}(jusant) = 75$ cm/s, la résultante de transport en faveur du flot est de 3,6 kg/cm en 13h. En conservant égale à 6h la durée du flot, il faudrait pour obtenir une résultante de transport nulle, imaginer une phase de jusant durant plus de 7h45. Ce contrôle du débit net par l'intensité relative des courants a été traité plus en détail par JOHNSON et al (1982) (cf. fig. V-27).



Fig. V-27.- Contrôle des débits sédimentaires par l'intensité relative des courants. Cas d'un flot plus intense et plus court que le jusant. D'après JOHNSON et al (1982).

Une estimation du débit net annuel peut être proposée pour un coefficient moyen de marée de 70 en prenant les vitesses données cidessus (80 et 75 cm/s). Les durées du flot et du jusant, supposées constantes, sont considérées respectivement égales à 6 et 7h.

Le transport résultant dirigé vers le Nord vaut ainsi:

245T.m⁻¹.an⁻¹ soit encore 156m³.m⁻¹.an⁻¹ I

Bien que très approximative, cette valeur est du même ordre de grandeur que celles de 54, 145, 200 et 300 m³.m⁻¹.an⁻¹ données respectivement par STRIDE (1963), JOHNSON et STRIDE (1969), Mc CAVE et LANGHORNE (1982) et JOHNSON (<u>in</u> STRIDE, 1973), en Mer du Nord. Notons que l'expérience de traçage radioactif effectuée sur la terminaison nord de la Bassure de Baas par le Commissariat à l'Energie Atomique en 1986 fournit une valeur proche de 80 m³/mxan (C.E.A., 1987).

F- MOBILITE DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

1- Mobilité des mégarides

Un accroissement de la vitesse du courant provoque, dans un premier temps, l'inversion de polarité des mégarides, puis leur déplacement. Nous allons considérer arbitrairement que le déplacement de volume d'une mégaride en phase avec le courant répond à la même loi qu'au cours de son inversion de polarité.

Le volume d'une mégaride s'écrit V = L.H.e/2 où L est sa longueur d'onde et H sa hauteur. Lorsqu'elle progresse sur une distance L, le volume déplacé vaut V. Plus généralement, pour une distance P quelconque, ce volume vaut:

$$V_{p} = \underline{P.L.H.e} = \underline{P.H.e}$$
$$L \quad 2 \quad 2$$

Soit un volume massique déplacé:

 $V_{PM} = P.H.e.1,56$

Or ce volume est égal à la différence entre le volume sédimentaire total Q transporté au cours d'une phase de courant et le volume V_m déplacé au cours de l'inversion de polarité d'une mégaride: d'où $V_{PM} = Q - V_m = P.H.e.1,56$

2

soit

1.56.H.e

 $P = 2(Q - V_M)$

Sachant que dans notre exemple V_M # 11000 g, H = 40 cm et e = 1 cm, on obtient les valeurs suivantes de P pour différentes valeurs de courant de flot ou de jusant (tableau 29).

Pour des vitesses voisines de 75 cm/s en jusant et de 80 cm/s en flot, le déplacement d'une mégaride au cours d'une des 2 phases de courant est de 7 à 8 m. Le déplacement résultant, pour un cycle de marée de 13 h, excède 1 m vers le Nord, soit encore 675 m par an. Pour des vitesses voisines de 105 cm/s en jusant et de 115 cm/s en flot, le déplacement d'une mégaride au cours d'une des 2 phases de courant avoisine 40 m, soit 5 à 6 fois la longueur d'onde. Le déplacement résultant est en faveur du flot: en 13 h une mégaride se déplace globalement d'environ 7 m vers le Nord.

!	ی بید دن ملک میں			یسی بینام بیشی بیش میک برای بیش بینام ایش ایش میک این ا		ر جری میں بین من خان سے دی جرار انٹر میں دی ہے		ود خلفا 1860 برزو جرف كال الرود خرب ردا	!
!	Umax	(cm/s)	!Q	(g/cm) en 6 ou	7h !	P (cm)	! r	= P/L	! 1
!	75	(7h)	1	32927	!	705	. !	1	; !
ļ	80	(6h)	ţ	36626	ŗ	823	!	1,17	ļ
!	105	(7h)	!	120415	ţ	3509	, ł	5	ļ
ļ	115	(6h)	!	144000	!	4265	!	6	1
_									

Tab. 29.- Exemples de distances de déplacement P des mégarides pour différentes valeurs de vitesses de courant. r=rapport du déplacement P à la longueur d'onde L.

2- Mobilité des vagues de sable

2-1 Travaux antérieurs

La mobilité des grandes structures que sont les vagues de sable est une question débattue depuis une trentaine d'années (CARTWRIGHT et STRIDE, 1958; JONES et al, 1965; SALSMAN et al, 1966; LANGERAAR, 1966; Mc CAVE, 1971; LANGHDRNE, 1973, 1981, 1982; STRIDE, 1973; SHEPHERD et HAILS, 1984). Suivant les lieux et les auteurs, la vitesse de migration des structures varierait de 2 m (SHEPHERD et HAILS, 1984) à plus de 150 m par an (STRIDE, 1973). On conçoit que la variation importante des valeurs dépend de l'influence relative des 2 phases de courant (flot et jusant) et de l'intensité des courants de marée (SALSMAN et al, 1966; SHEPHERD et HAILS, 1984).

Les mesures de déplacement des ridins ont souvent été effectuées indirectement, par comparaison de relevés bathymétriques successifs. LANGERAAR (1966) a utilisé cette méthode en Mer du Nord. Le suivi de structures pendant 3 ans l'a conduit à proposer une migration des vagues de sable de 70 à 85 m. Cependant cette valeur est du même ordre de grandeur que les écarts de positionnement des moyens de radio-localisation de l'époque. La prudence de LANGERAAR (1966) à l'égard de ses résultats pourrait être appliquée à une bonne partie des mesures effectuées grâce à cette méthode. La précision de radio-localisation actuels tend heureusement à réduire considérablement ce facteur d'erreur.

Une autre technique consiste à mesurer directement le déplacement des structures en plongée, lors des étales de courant. Des jalons posés ou fichés sur les structures servent de point de repère. Cette méthode a été utilisée par JONES et al (1965), SALSMAN et al (1966), LANGHORNE (1981, 1982) et SHEPHERD et HAILS (1984).

2-2 L'étude de LANGHORNE

Les travaux de LANGHORNE sur les vagues de sable en Mer du Nord servent ici de référence en raison de la durée importante du suivi (6mois) et des conditions hydrodynamiques rencontrées, proches de celles de la zone d'étude (vitesses de courant à 1 m du fond comprises entre 45 et 87 cm/s).

Les principaux résultats sont les suivants (fig. V-28):

- Le courant de *jusant* constitue, en terme de transport sédimentaire, la phase la p*lus* active en période de marées moyennes et de vives-eaux, mais est moins active que le flot en période de mortes eaux.

- En période de vives-eaux, la position de la crête du ridin étudié oscille en fonction du flot et du jusant avec une amplitude de déplacement maximal de 5 m. Cependant les transports sédimentaires sont plus actifs au cours du jusant et affectent la totalité du flanc le moins pentu de la crête. Le déplacement résultant de la crête atteint 3,5 m en 6 jours, dans la direction du jusant. Parallèlement à cette avancée, le profil de la crête s'adoucit; sa hauteur diminue de quelques dizaines de centimètres.

- En période de mortes-eaux, le courant de flot devient plus actif et entraîne par conséquent un recul de la crête. L'intensité des courants étant cependant plus faible, ce recul ne compense pas complétement l'avancée en vives-eaux de la crête. Il se produit de plus une accrétion verticale de la structure, si bien que la crête retrouve un profil plus abrupt, comparable à celui qu'elle avait 14 jours auparavant, soit un cycle de marée.

Globalement ces deux phases opposées provoquent un déplacement résultant de la crête du ridin de 1,5 m en 14 jours dans la direction du jusant et du flanc abrupt.



Fig. V-28.- Déplacements de la crête d'une vague de sable mesurés au cours d'un suivi de longue durée (15 jours). 1: état initial. 2: position 6 jours plus tard (vives eaux). 3: position 4 jours plus tard (mortes eaux). 4: position après une tempête. D'après LANGHORNE (1982).

A l'échelle d'une année, l'extrapolation de cette valeur donnerait un chiffre de 40 m/an. Cette valeur est compatible avec la plupart des données fournies par les autres auteurs (CARTWRIGHT et STRIDE, 1958; JONES et al., 1965).

Cependant, en accord avec TERWINDT (1971) et LUDWICK (1971 <u>in</u> STRIDE, 1973), LANGHORNE (1982), montre l'importante action destructrice des houles de tempêtes vis à vis de la crête des ridins. Ainsi, après deux périodes de tempêtes, le profil de la structure étudiée s'est considérablement aplani, la ligne de crête aiguë disparaissant complètement. Le retour des conditions de beau temps induit une nouvelle édification de la crête. Cependant cette reconstruction s'effectue au niveau de la position initiale de la structure. Ainsi les déplacements de la crête de la vague de sable induits par les courants de marée sont anéantis par l'action des houles.

LANGHORNE (1982) explique par ailleurs que la dynamique de la crête du ridin et celle du ridin lui même ne peuvent être comparées. Si la position de la crête de la structure fluctue largement en fonction des courants, celle de la vague de sable sensu stricto est beaucoup plus stable et demeure pratiquement inchangée. Plus précisément il considère que l'intersection des pentes des flancs détermine la position exacte de la crête, expliquant ainsi sa reconstruction au même endroit après les périodes de tempétes.

En résumé, LANGHORNE (1982) considère que dans un environnement soumis à deux phases de courant (flot et jusant) d'intensités assez peu différentes, ainsi qu'à l'action des houles, le

déplacement des vagues de sable peut être considéré comme nul à l'échelle d'un ou de plusieurs cycles de marée. Des mouvements significatifs ne peuvent être mesurés qu'à l'échelle de plusieurs années.

Cette opinion doit être nuancée dans le cas d'environnements soumis à l'action préférentielle d'une des phases de courants, tels que les flancs de certains bancs. Dans ce cas, le déplacement des vagues de sable est certainement beaucoup plus rapide (cf. Mc CAVE et LANGHORNE, 1982).

2-3 Résultats relatifs au secteur d'étude

La dynamique des vagues de sable dans le secteur d'étude a été abordée par la comparaison de relevés bathymétriques successifs et par la mesure des déplacements in situ. Il s'agit de résultats isolés destinés à poser le problème et à ouvrir de nouvelles perspectives de recherche.

2-3-1 La grande vague de sable du champ côtier (cf. III-B-2-3-3)

Ņ

avons planté un jalon sur la crête de Nous l'édifice au cours d'une plongée. Le courant de flot avait débuté depuis plus d'une heure et dépassait 50 cm/s (cf. cycle Aa3, fig. V~ 9). Les particules sableuses entraînées par le courant, commençaient à franchir la crête pour tomber ensuite en avalanche sur le flanc abrité. Un dépôt de brique pilée mis en place au voisinage de la crête était façonné au bout de quelques minutes par des rides de courant parallèles à cette crête. 6h plus tard, à l'étale de flot, la crête avait progressé de 70 cm vers le Nord (fig. V-29), soit une valeur identique à celle obtenue en Mer du Nord par JONES et àl., (1965) dans mouvement conditions similaires. Ce correspond des assez approximativement à un déplacement de volume de la crête de 0,5 m³/m. Nous n'avons malheureusement pas pu renouveler les observations à l'étale de jusant suivante et ne connaissons pas le mouvement éventuel résultant au bout de 12h.



Fig. V-29.- Déplacement de la crête d'une vague de sable du champ côtier au cours d'une phase de flot (coeff. 79).

Il serait hasardeux d'effectuer une prédiction des mouvements affectant la crête de la vague de sable, à partir des de courants effectuées parallèle. nesures en En effet, le courantomètre était mouillé dans le creux séparant les deux crêtes de l'édifice (cf. fig. III-26). Or les variations de vitesses entre le sommet et une partie moins élevée d'une vague de sable peuvent être très importantes (DYER, 1970, LANGHORNE, 1981). TAYLOR et DYER (1977) ont montré qu'il pouvait exister une diminution de vitesse de 75% de la crête vers le creux d'un ridin. Par ailleurs, nous avons constaté que la crête de l'édifice se composait d'un sédiment fluant, apte à se déplacer sous l'action des courants, tandis que le sédiment du corps de la vague de sable beaucoup plus compact semblait, de ce fait, peu mobile.

Quoi qu'il en soit, le déplacement de volume de 0,5 m³/m en 6h mesuré pour la crête d'un ridin du champ côtier est un ordre de grandeur compatible avec la valeur maximale du courant de 60 cm/s.

2-3-2 Les vagues de sable du champ Nord

La précision du système de radiolocalisation Sylédis (cf. II-A-1-1-4) a permis de réaliser à deux reprises à 28 mois d'intervalle, le même profil bathymétrique. Ce profil est situé dans le domaine proximal du champ Nord et recoupe des vagues de sable de 6 à 8 m d'amplitude. Deux de ces structures présentaient en avril 1984 un profil transverse caractéristique avec une crête triple ou

quadruple. En septembre 1986, la position et la forme de ces structures n'avaient pas varié (fig. V-30). La superposition des deux évidence enregistrements met en l'absence de déplacements sédimentaires significatifs. VICAIRE a abouti à des constatations similaires en Mer du Nord (travaux en cours). On notera toutefois que les crêtes de ces structures sont très arrondies, ce qui tendrait à démontrer qu'elles sont peu actives. La profondeur atteint 40 m dans ce secteur, par conséquent les houles ont peu d'effet sur ces vagues de sable. Les données courantologiques sont insuffisantes et assez éloignées de ce secteur et ne permettent pas de savoir si l'une ou l'autre des phases de courants y est largement prépondérante.





Ces deux observations ponctuelles relatives aux vagues de sable semblent donc indiquer une faible mobilité des structures. Si les vagues de sable apparaissent par certains aspects comme des structures fossiles et ne subissent pas de mouvement en masse, la couche des sédiments superficiels est par contre le siège d'importants déplacement (ANGUENOT et al., 1972).

G- CONCLUSIONS

1- Dynamique des corps sédimentaires

La zone d'étude est soumise à l'action dominante des courants de marée. En général, la durée du flot est inférieure à celle du jusant, mais sa vitesse est sensiblement plus élevée, si bien que la résultante des transits est dirigée vers le Nord.

Ces caractéristiques de courant peuvent être notablement perturbées, soit par la présence des bancs, soit par des reliefs accidentés tels que les champs de vagues de sable. Dans ces deux cas, 1e jusant peut localement constituer la phase de courant prépondérante. Cette modification d'influence relative des deux phases de courant s'applique plus particulièrement au flanc nord oriental du Vergoyer. Elle semble s'intégrer dans un schéma de circulation des eaux appliqué à la plupart des bancs de la Mer du Nord, où un "chenal" de flot et un "chenal" de jusant s'établissent de part et d'autre de la crête du banc. Ces données courantologiques sont compatibles avec l'existence de vagues de sable de polarités opposées sur chacun des deux FOURNIER, 1980), avec l'asymétrie du profil flancs (LE transversal du Vergoyer, et avec un déplacement de l'ensemble du banc vers le NE depuis un siècle (cf. carte de THOULET, 1896).

Si la dynamique sédimentaire globale du Vergoyer peut être comparée à celle des principaux bancs de la Mer du Nord, celle de la Bassure de Baas apparaît plus simple. Les flancs de ce banc semblent en effet affectés de façon identique par les deux phases de courant. L'orientation des vagues de sable, relativement bien connue, indique une circulation dirigée vers le Nord. Il est donc très probable qu'un départ de sable dans cette direction s'effectue sur la terminaison septentrionale du banc (cf. AUGRIS et al., 1987, feuille Nord). Cette perte de matériel au Nord est compensée au Sud par l'apport des particules sableuses, provenant notamment de l'érosion par les courants des séries sédimentaires du Bassin de Dieppe, comme l'atteste la présence de Nummulithes.

La dynamique sédimentaire du *Battur* paraît s'apparenter à celle de la Bassure de Baas.

Des deux principales familles de structures transverses aux courants, les mégarides constituent le meilleur indicateur de la direction préférentielle des courants de marée en raison de leur relative mobilité. Leur orientation est souvent oblique à celle des vagues de sable, peu mobiles vis à vis des courants en raison de leur important volume sédimentaire.

Les mouvements affectant ces dernières structures concernent principalement la crête. La plupart des auteurs considèrent toutefois que l'asymétrie des vagues de sable est une conséquence du déséquilibre flot/jusant. Il est donc probable que lorsqu'une phase de courant est suffisamment dominante, la structure tend à se déplacer en masse. Cependant l'échelle temporelle de tels déplacements reste à déterminer.

Les mégarides et les vagues de sable se différencient donc fondamentalement par leurs temps de réponse vis à vis des courants de marée. Ainsi les premières sont en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles alors que certains aspects des ridins tendent à en faire des formes plus ou moins fossiles.

<u>2- Prévision des transits sédimentaires</u> dans la zone d'étude.

Nous avons utilisé *l'équation de BAGNOLD* (1963) modifiée par GADD et al (1978) pour estimer l'ordre de grandeur des transits sédimentaires.

Cette équation s'écrit Q $(g/cm/s) = \beta(U - U_c)^3$ où U est la vitesse du courant à 1 m du fond à tout instant t, et U_c la vitesse critique de mise en mouvement d'une particule de quartz de taille donnée. Nous avons calculé en considérant que le changement de polarité de l'asymétrie d'une mégaride composée d'un sable de 0,25 mm représentait un déplacement de volume facilement calculable, et s'effectuait lorsque la vitesse de courant atteignait 60 cm/s. La valeur de β calculé est égale à $1,85.10^{-5}g.cm^{-4}.s^{-2}$ est comparable à celles obtenues en Mer du Nord par d'autres procédés et par différents auteurs.

Nous avons ensuite utilisé l'équation de transport ainsi calibrée afin d'estimer la *résultante des transits sédimentaires* à *l'échelle d'une année*. Nous avons pris comme base de calcul pour une

marée moyenne de coefficient 70, un flot de 6h progressant à une vitesse de 80 cm/s et un jusant de 7h et de vitesse 75 cm/s. La valeur obtenue est de 2457/m et par an, soit 156 m³/m et par an vers le Nord, soit encore un déplacement de particules sableuses de 600 à 700 m/an.

Le calcul correspond à un déséquilibre flot/jusant peu marqué. Il sous-entend de plus que le transport s'effectue uniquement par saltation ou roulement (équation de BAGNOLD), alors que le transport en suspension, effectif pour des sables moyens à partir de 80 cm/s implique des déplacements sédimentaires bien plus considérables. L'action des houles, qui facilite la mise en mouvement des particules, est également négligée dans cette première approche malgré son importance sur la zone d'étude.

Pour ces trois raisons, notre prévision paraît sous estimée. Elle est cependant du même ordre de grandeur que les valeurs citées dans la littérature, et paraît même excessive par rapport à un chiffre obtenu par la méthode du traçage radioactif au Nord de notre zone d'étude. Cette valeur paraît pouvoir être considérée comme une valeur moyenne. Elle ne s'applique en réalité qu'aux grands domaines sableux. Par comparaison les transports sédimentaires dans les secteurs de cailloutis peuvent être considérés comme négligeables.



HISTOIRE QUATERNAIRE

CHAPITRE VI-HISTOIRE QUATERNAIRE DE LA ZONE D'ETUDE

A-ASPECTS MORPHOLOGIQUES

<u>1- Tracé des paléovallées fluviatiles</u> <u>Histoire pléistocène</u>

Au cours des bas niveaux marins du Pléistocène, les paléovallées des fleuves picards (Somme, Authie, Canche) s'inscrivaient dans le vaste paléoréseau fluviatile (cf. I-B-2-2-2 et fig. I-6) occupant les fonds de la Manche asséchée.

1-1 La Somme

AUFFRET et ALDUC (1977) et AUFFRET et al. (1980) montrent que le cours de la paléo-Somme, initialement orienté vers l'Ouest et bien individualisé, a été abandonné au cours du Pléistocène supérieur. La paléo-Somme s'est alors déversée par un coude de capture très encaissé, orienté SE-NW, dans la paléovallée septentrionale constituant le chenal du Lobourg. ROBERT (1969) a reconnu par des profils sismiques une partie du tracé de cette paléovallée sous l'emplacement actuel de la Bassure de Baas, à la latitude de Berck. Cette paléovallée a provoqué d'importants surcreusements, déblayant en grande partie les formations meubles du Bassin de Dieppe, en particulier les sables yprésiens (AUFFRET et ALDUC, 1977). La fosse F1 témoigne de ces surcreusements du substratum (fig. VI-1).

1-2 L'Authie

ROBERT (1969) propose également un tracé des paléovallées de la Canche et de l'Authie se raccordant vers l'Ouest ou

le Nord-Ouest au creux du Lobourg par l'intermédiaire des fosses F2 et F3 ou de surcreusements voisins moins importants (cf. fig. VI-1). Son interpretation concernant l'Authie se fonde sur un profil sismique oriente E-W et effectué à la latitude de Merlimont, sur lequel aucune trace de paléovallée n'a été mise en évidence. Selon ROBERT (1969), la paléovallée de l'Authie devrait donc être recherchée plus au Nord, sous la plaine côtière. Cette hypothèse suppose que, par rapport à son embouchure actuelle, le fleuve ait obliqué vers le NNW (cf. fig. VI-1), pour s'écouler au niveau du prisme littoral actuel à la latitude Il n'existe cependant pas de trace d'une telle de Merlimont. paléovallée à terre. Il semble donc plus probable, comme le suggère ALDUC (1979) que le tracé de la paléovallée de l'Authie passe par son embouchure actuelle pour rejoindre vers l'Ouest le cours de la paléo-Sonme.

1-3 La Canche

ALDUC (1979) suggère par ailleurs que les fosses F2 et F3 constituent les témoins du tracé principal de la paléovallée de la Canche au Pléistocène. On notera que ce tracé correspond approximativement à la limite entre les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'Anticlinorium Weald-Artois (cf. fig. I-4). Le Crétacé inférieur est constitué de séries marneuses (Wealdien) plus facilement érodables, ce qui a pü faciliter la mise en place d'une paléovallée.

Si la fosse F2, comme l'indique sa direction, est un prolongement ancien de la Canche, il semble difficile de la dissocier de la fosse F3 en raison de sa proximité. Ces deux surcreusements sont cependant séparés par un seuil qui semble interdire toute communication. Ce seuil conduit à imaginer un méandre situé à l'Ouest des fosses, qui serait aujourd'hui complètement remblayé.

La paléo-Canche a pu également emprunter un tracé situé plus au Nord, comme en témoigne un surcreusement de 5-6 m d'amplitude, d'orientation N-S, souligné par l'isobathe 30 m à la latitude d'Hardelot (cf. fig. I-2). La trace d'un raccord vers l'embouchure actuelle n'apparaît cependant pas dans la morphologie du substratum, plus au Sud.

Le relief monotone du plateau séparant le creux du

Lobourg et le prisme littoral est très compatible avec l'existence de deux tracés de la paléovallée de la Canche. Cette surface très aplanie laisse supposer la mise en place de chenaux divagants à des époques contemporaines, ou l'installation de chenaux distincts au cours des différentes périodes de bas niveau marin du Pléistocène.



Fig. VI-1.- Tracé des paléovallées de la Somme, de l'Authie et de la Canche. D'après ROBERT (1969).

2- Mise en place des corps sableux Histoire holocène 2-1 Les bancs

Nous avons vu dans le chapitre I (cf. I-B-2-4-1) que les bancs de sable ont pour origine des structures sableuses, formées lors d'un bas niveau marin, en particulier d'anciennes plages ou barrières littorales démantelées.

2-1-1 Travaux relatifs à la Mer du Nord

Des carottages et des profils de sismique datations à partir d'assemblages ainsi que des réflexion. faunistiques, ont été effectués sur certains bancs de la Mer du Nord (DELE, 1971; LABAN et SCHUTTENHELM, 1981). Les résultats montrent qu'ils sont constitués d'un noyau de sables fins gris-bleu datant de la période Atlantique (de 8000 à 5000 B.P.). Or la mise en place des premières barrières littorales remonte à cette époque (OELE et SCHUTTENHELM, 1979; SOMME, 1979). L'unité lithostratigraphique correspondante à terre est appelée assise d'Elbow/Calais et traduit des conditions d'environnement littoral saumâtre (DELE, 1969; JELGERSMA et al., 1979). JELGERSMA (1979) montre que les principales barrières littorales qui sont à l'origine des bancs de Manche et Mer du Nord, tels le Vergoyer et la Bassure de Baas, ont commencé à être mises en place respectivement vers 8300 B.P. et 7800 B.P. (fig. VI-2) lors de la remontée des eaux, au cours de la transgression flandrienne. L'édification de ces cordons était temporaire et était rapidement suivie par une phase de destruction partielle. Ce processus a été appelé effet "bulldozer" par HAGEMAN (1969) et a été repris par LE FOURNIER (1974, 1980) pour rendre compte des phénomènes sur les côtes picardes (cf. I-B-2-3).

Le noyau de sables fins gris-bleu de la formation d'Elbow/Calais est séparé par un hiatus sédimentaire, mis en évidence par datations, des sables plus récents de l'assise de Dunkerque (JELGERSMA et al., 1979). Cette nouvelle unité lithostratigraphique débute par un niveau de sables fins gris, difficiles à discerner à l'oeil nu de ceux qu'ils recouvrent. L'âge de ces sables est compris entre 2000 et 500 B.P. Ils sont surmontés par des sables beiges plus grossiers, d'âge tardi- à post-médiéval, c'est à dire postérieurs au 9°°°° siècle environ (OELE, 1971; JANSEN et al., 1979). Ces "Young Seasands" apparaissent comme un mélange de sédiments d'origine fluviatile et marine, issus du remaniement des dépôts holocènes et pléistocènes, et de l'érosion des formations affleurantes du Crétacé et du Tertiaire. Ces sables beiges constituent de façon typique la couverture sédimentaire superficielle des bancs de la Manche et de la Mer du Nord.



Fig. VI-2.- Mise en place des bancs de sable en Manche et en Mer du Nord. D'après JELGERSMA (1979).

2-1-2 Le secteur d'étude

Les données disponibles sur le mode de formation des bancs de notre secteur d'étude sont rares. Des carottages effectués sur le Vergoyer, la Bassure de Baas et le Battur confirment cependant que ces bancs sont également constitués de sables de 0,2 à 0,3 mm, beiges en surface et gris en profondeur (LAPIERRE, 1975). On peut donc proposer, sur la base des travaux précédemment cités, la reconstitution suivante pour l'édification des 3 bancs.

Le Vergoyer, la Bassure de Baas et le Battur

reposent respectivement sur des fonds de 30-35 m, 25 m et environ Ils se seraient individualisés à partir d'un noyau, témoin de 20 m. l'édification temporaire de barrières littorales mises en place entre 8300 B.P. et 7800 B.P. (cf. JELGERSMA, 1979, fig. VI-2). Le prisme littoral actuel constitue dans ces conditions, la dernière étape de construction de la transgression flandrienne. A partir du Moyen-Age, les sables beiges remaniés par les courants de marée seraient venus recouvrir les sables gris primitifs, parachevant l'édification des bancs. Ces sables beiges sont ourlés de mégarides et de vagues de sable, qui festonnent les flancs des bancs. On note que les sables beiges (types 4 et 6, cf. IV-B-2-1) ne recouvrent pas de façon uniforme les sables gris (types 2 et 3) de la Bassure de Baas, mais laissent largement affleurer sur le flanc externe du banc les (cf. fig. IV-13) au Sud de la latitude du Touquet. Ces observations laissent donc supposer une migration du banc ou une érosion du flanc externe, entre le Moyen-Age et l'actuel.

2-1-3 Cas particulier du Vergoyer

La mise en place du Vergoyer est probablement plus complexe que celle des autres bancs. Ce banc est situé sur des fonds de 30-35 m relativement plats et surplombe, dans sa partie nord, la terminaison sud du chenal du Lobourg, dont la profondeur avoisine 60 m (fig. VI-3). Il est également bordé au Sud par la fosse F1. Si l'on considère le rôle du marnage, qui de nos jours, atteint en moyenne 6 m à Boulogne, il a existé une période critique, environ vers 9000 B.P., où le niveau marin moyen se situait à - 35-40 m. La Manche orientale se limitait, à marée basse, à la vallée du Lobourg et aux zones surcreusées, et elle recouvrait à marée haute, le vaste plateau compris entre 30 et 35 m (fig. IV-4) (LAPIERRE, 1975). Cet auteur utilise ces arguments pour expliquer la formation du banc du Colbart, qui occupe par rapport au chenal du Lobourg, une position symétrique à celle du Vergoyer. L'intensification des courants de marée aux abords de la rupture de pente aurait facilité, d'après cet auteur, les remaniements sédimentaires et provoqué la mise en place d'une barrière littorale.

Cette hypothèse peut être appliquée de la même façon pour la formation du Vergoyer.



Fig. VI-3.- Morphologie des fonds aux alentours du Vergoyer. Fig. VI-4.- Coupe WNW-ESE des fonds de la Manche orientale à la latitude du Vergoyer

2-2 Les champs de vagues de sable

2-2-1 Travaux relatifs à la Mer du Nord

NID (1976) a évoqué la possibilité que les champs de vagues de sable se soient formés en relation avec les phénomènes transgressifs (cf. I-B-2-4-2). D'après cet auteur, quelques vagues de sable commencent à se développer à partir de petites structures formées sous l'action des courants de marée en milieu estuarien. Elles s'accroissent ensuite avec la remontée des eaux, dans la mesure où les effets des courants sont suffisamment forts pour les maintenir actives. CASTON et STRIDE (1973) ont également montré que les champs de vagues de sable se mettaient en place à partir de reliefs sableux plus anciens, pléistocènes en l'occurence.

2-2-2 Le secteur d'étude

Les champs de vagues de sable du secteur d'étude semblent également devoir en partie leur mise en place à des reliefs plus anciens. Nous avons vu qu'indépendamment de la hauteur des vagues de sable, le champ Sud est caractérisé, entre 50°30' et 50°32', par un bombement de 3 à 5 m d'amplitude, orienté SSW-NNE (cf. III-B-2-2-1, fig. III-20). Cet élément de relief pourrait constituer la trace d'une barrière littorale incomplètement démantelée. Celle-ci se serait édifiée entre celles qui ont permis la mise en place des bancs Vergoyer et Bassure de Baas. L'âge de cette barrière serait compris entre 8300 et 7800 B.P., si l'on se réfère aux dates de JELGERSMA (1979).

La structure du champ Nord est assez complexe en raison de sa situation dans une zone surcreusée, au relief irrégulier, Lobourg, Cette zone constituait raccordant au chenal du 60 probablement une extension de la paléovallée de la Canche et s'est comportée, au cours de la remontée des eaux flandrienne, comme une zone estuarienne, propice à la mise en place des vagues de sable (cf. NIO, 1976). D'autre part, l'édification plus récente du Vergoyer s'est apparemment accompagnée par la formation de vagues de sable sur les flancs de sa terminaison Nord. Il est donc possible que les structures du champ Nord n'aient pas toutes la même origine et soient apparues à des âges assez différents. KIRBY et OELE (1975) proposent, **à partir de** carottages, des conclusions similaires dans la zone comprise entre les bancs Fairy Bank et Sandettié en Mer du Nord. La complexité de l'agencement des ridins du champ Nord pourrait ainsi place pluriphasée, où les orientations refléter une mise en originelles des différentes structures seraient dissemblables. Les tendraient vers contraintes hydrodynamiques ultérieures une réorientation progressive des structures.

édifiées à partir de reliefs sableux préexistants, constitués par

l'extension vers le Nord des Quemers de la Somme (cf. I-A-2). Ce pétit banc est la conséquence d'une des dernières étapes de construction du prisme littoral, postérieure à la mise en place du Battur.

Les champs de vagues de sable de la zone d'étude ont des origines assez différentes. On peut estimer qu'ils ont commencé à s'édifier approximativement entre 9000 B.P. pour le champ Nord et 7000 B.P. pour le champ côtier. les facteurs hydrodynamiques ont peu varié depuis 7000 ans (AUFFRET et LARSONNEUR, 1975 a et b). Il paraît donc probable que ces corps sableux n'aient subi que de légères retouches depuis cette époque.

B-APPORTS DES DONNEES DE SISMIQUE REFLEXION ET DE CAROTTAGE

1- Apports de la sismique réflexion

Les principaux enregistrements concernent le secteur des paléovallées de la Canche. On y distingue le substratum rocheux, des sédiments alluviaux pléistocènes et une couverture sédimentaire holocène (fig. VI-5) souvent difficile à discerner des sédiments meubles plus anciens. L'épaisseur de cette dernière est souvent inférieure à 1 ou 2 m, si bien qu'on ne peut la distinguer du signal acoustique marquant l'interface eau-sédiment.

Le substratum rocheux se compose des formation plissées et faillées du Jurassique supérieur, identifiées au Nord de la fosse F2. Les axes des plis anticlinaux et synclinaux ont une direction pratiquement E-W. La limite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur situé au Sud semble apparaître sur l'un des profils, par une différence marquée de la réponse acoustique.

Une cartographie en isopaques des sédiments meubles recouvrant le substratum rocheux a été effectuée. Il n'a pas été tenu compte des corps sédimentaires holocènes tels que les vagues de sable. Cette cartographie fait apparaître deux ensembles (fig. VI-6):

- l'un se rapporte au tracé de la paléo-Canche empruntant
les fosses F2 et F3. Les formations meubles sont reconnues à la fois
au fond de ces fosses et sur les fonds monotones qui les surplombent.



Fig. VI-5.-Interprétation schématique des profils sismiques effectués dans le secteur des paléovallées de la Canche.

sont reconnues également vers le Nord, en Ces formations meubles direction du chenal du Lobourg. Elles ont une épaisseur moyenne de dépassant localement 10 m. En dehors des sédiments marins sub-5 m., la couverture superficielle, ces formations constituent actuels gui composent de nappes alluviales localisées aux creux où meubles 58 fleuve, mais aussi de terrasses alluviales relatives à le s'écoulait

la paléo-Canche et à de possibles affluents.

- le second ensemble concerne le tracé septentrional de la paléo-Canche. L'un des profils recoupe aux alentours de 50°36'N-1°25'E un paléovallée profonde de 10 à 15 m complètement remblayée. Celle-ci se raccorde vers le Nord à la zone surcreusée évoquée plus haut (cf. VI-A-1). Notons qu'un contrôle tectonique doit être évoqué pour permettre un écoulement du fleuve du Sud vers le Nord. Le tracé de cette paléovallée est ainsi parfaitement suivi sur environ 5 km le long du méridien 1°25'. La qualité médiocre du profil situé le plus vers la côte ne permet malheureusement pas de distinguer si elle se poursuit vers le Sud pour se raccorder au tracé empruntant la fosse F2 ou si elle s'incurve vers le SE pour rejoindre approximativement son embouchure actuelle.



Fig. VI-6.- Cartographie en isopaques des formations meubles de la zone prospectée par sismique (corps sableux exclus).

2- Apports des carottes

Les 9 carottes étudiées ont été implantées en fonction des résultats des levés de sismique-réflexion, afin de connaître la répartition verticale des sédiments meubles (cf. fig. VI-5). Des descriptions lithologiques en sont données par AUGRIS (1986).

- les carottes C18 et C5 ont été forées dans les creux des fosses F2 et F3. La première contient des sables marins envasés peu épais, surmontant un niveau de cailloutis, tandis que dans la seconde, deux séries de silts argileux d'origine fluvio-marine sont intercalés entre ces deux types de sédiments;

- les carottes C7, C8, C15 et C19 sont caractérisées par des sédiments de couleur ocre reflétant une altération en milieu continental. Elles se rapportent au système de terrasses de la paléo-Canche;

- 3 carottes (C3, C4 et C16) sont essentiellement constituées de sables gris ou beiges, comportant des débris coquilliers, alternant avec des graviers et galets. Ces sédiments traduisent l'environnement marin franc dans lequel s'est déposée la couverture superficielle. Ces carottes sont les plus éloignées par rapport à la côte actuelle.

2-1 Les fosses F2 et F3

2-1-1 La carotte C5

Cette carotte de 5 m (fig. VI-7) comporte à la base un niveau de sable caillouteux, caractérisé par des rognons de silex noirs, issus de l'érosion de la craie. Ces silex de grande taille (20 à 70 mm) sont très anguleux. Leur origine semble fluviatile. Ces sédiments grossiers, épais de 70 cm passent sans transition vers le haut à 2 séquences silto-argileuses finement litées. La séquence inférieure (entre 347 et 430 cm) et la séquence supérieure (entre 225 et 347 cm) présentent des caractéristiques sédimentaires très différentes:



- la fraction < 0,063 mm, présente en quantité très variable dans la séquence inférieure, en raison de nombreuses fines passées sableuses, est néanmoins plus abondante (jusqu'à 95%) que dans la séquence supérieure (en moyenne de 60 à 70%);

- la couleur diffère également d'une séquence à l'autre: 2,5Y4/2 (gris clair) pour la première et 5Y4/2 (gris verdâtre) pour la seconde (charte MUNSELL des couleurs);

- l'examen en frottis de la fraction fine montre que la séquence inférieure se compose de silts dominants où abondent les débris calcitiques et en particulier des petits Foraminifères hyalins. Par opposition, la séquence supérieure montre de faibles teneurs en calcaire et une nette diminution de l'abondance des Foraminifères. Le dosage des carbonates fournit respectivement des valeurs moyennes de 45 et 20% de CaCO₃;

- l'observation de la fraction sableuse confirme
cette opposition des teneurs en débris calcitiques. Des débris de bois
flotté sont toutefois présents en abondance dans les deux types;

- l'étude des minéraux argileux par diffraction des rayons-X confirme enfin l'antagonisme des deux séquences. La série inférieure se caractérise en moyenne par 55% de smectite, 25% d'illite, 15% de kaolinite et 5% pour la chlorite et les minéraux interstratifiés. Le cortège de la séquence supérieure se compose de 40-45% de smectite, 25% d'illite, 20-25% de kaolinite et environ 10% pour la chlorite et les minéraux interstratifiés (fig. VI-7). Le rapport de l'abondance de la smectite à celle de la kaolinite passe sans transition d'environ 4 pour la séquence inférieure à 2 pour la séquence supérieure; cela est montré par les rapports de hauteur de pics de la smectite à 17 A et de la kaolinite à 7 A, variant respectivement de 1,25 à 2,3 et de 0,68 à 0,97.

Certaines des informations témoignent de l'influence d'un environnement fluviatile (séries finement litées, présence de bois flotté) proche du milieu marin (présence de Foraminifères). Certains paramètres indiquent toutefois une variation nette du niveau marin d'une séquence à l'autre. L'opposition des deux cortèges minéralogiques argileux peut s'expliquer par un phénomène de sédimentation différentielle (GIBBS, 1975). La smectite est un minéral plus flottable que la kaolinite, d'origine détritique. Elle a tendance à sédimenter dans les milieux de faible énergie. Sa plus grande

abondance dans la séquence inférieure paraît donc caractériser un environnement peu agité, situé en aval de l'embouchure du fleuve. La présence en grande quantité de Foraminifères témoigne également de l'influence marine. En revanche l'abondance relative de la kaolinite dans la séquence supérieure reflète plutôt un environnement plus agité, sans doute proche du domaine estuarien (cf. MELIERES, 1973). L'augmentation des minéraux détritiques associés (sable quartzeux) et la diminution des Foraminifères confirment l'influence continentale plus marquée.

Ces conclusions conduisent à proposer un niveau marin plus haut pour la séquence inférieure que pour la séquence supérieure. Ce phénomène peut s'expliquer de 2 façons:

- d'une part par une variation secondaire du niveau marin vers 9000 B.P., soit un âge correspondant à une zone d'embouchure vers - 45 m (profondeur des niveaux carottés). La remontée du niveau marin vers cette époque étant cependant très rapide (JELGERSMA, 1981), une telle hypothèse s'avère peu probable;

- d'autre part par la superposition de deux séquences d'âges très différents. La séquence supérieure pourrait correspondre à la dernière oscillation positive du niveau de la mer et serait d'âge Préboréal à Boréal (vers 9000 B.P.) tandis que la séquence inférieure se rapporterait à l'élévation du niveau marin précédente ayant atteint la côte de - 45 m, soit au plus tôt à l'Éémien.

Ces deux séquences seraient ainsi séparées par une lacune de sédimentation. Or on a vu que le passage d'une série à l'autre s'effectuait sans transition (cf. fig. VI-7). De plus le contact est marqué par la présence de nombreux débris coquilliers montrant l'existence de remaniements sédimentaires. Cette hypothèse implique donc que la Canche a emprunté le même cours durant les deux dernières périodes de bas niveau marin et que le creusement des fosses F2 et F3 a pû débuter à l'Eemien.

La partie sommitale de la séquence supérieure est marquée par un contact érosif caractérisé sur sur plus de 20 cm par l'abondance de graviers et de gros débris coquilliers. Cette série fluviatile a donc été tronquée et remaniée sous l'action des facteurs hydrodynamiques marins. Le sommet de la carotte (entre 0 et 200 cm), constitué de sables moyens gris à beiges, à graviers et coquilles, témoigne de la persistance d'un environnement marin franc. 2-1-2 La carotte C18

Cette carotte d'un mètre est composée à la base d'un cailloutis de rognons de silex noirs peu usés comparables à ceux de la carotte C5. La fraction sableuse est également caractérisée par une teinte noirâtre et comporte par ailleurs quelques débris de bois flotté. Ces quelques indices témoignent d'épandages fluviatiles peu remaniés par l'hydrodynamisme marin. Ce cailloutis de base passe à des sables hétérogènes très envasés (environ 8%) et riches en grosses coquilles de Lamellibranches. Le sommet de la carotte est caractérisé par un mélange de sables fins gris, peu calcaires et envasés, et d'une importante fraction graveleuse (environ 35%).

Par l'absence des sédiments de nappes fluviatiles, la carotte C18, contrairement à la carotte C5, n'a probablement pas été prélevée dans l'ancien lit du fleuve mais dans un banc de progradation latérale situé sur son versant Sud. Comme en atteste la morphologie de la fosse F2, le fleuve devait en effet constituer à ce niveau un méandre à concavité tournée vers le Nord (cf. fig. VI-8).

correggerades à la deratore cacillation positive du civeau de la mer é perait d'Agn. Probaréei à Porcal Viers 2000 B.P.J. tandis que la

2-2 Les domaines de terrasses

2-2-1 Les carottes C7 et C15

11 11

Ces deux carottes de longueur respective 140 et 180 cm, ont été prélevées dans un secteur où la couverture superficielle reconnue au sonar latéral apparaît essentiellement caillouteuse. Pourtant la partie supérieure sableuse de ces carottes prouve la présence localisée de rubans et de taches de sable dans ce secteur. Ces carottes présentent deux autres points communs:

- la couleur ocre-rouille des sédiments, qui est caractéristique d'enrichissements en hydroxydes ferriques tels que la goethite et la limonite. Ils témoignent d'environnements continentaux oxydants soumis à l'altération météorique et au lessivage;

- un granoclassement positif, qui débute par un cailloutis de galets et de graviers de silex faiblement émoussés, reflétant une mise en place par des agents fluviatiles. Ces éléments grossiers passent progressivement vers le haut à des sables moyens

assez bien classés. Ce type de succession témoigne d'une reprise récente des sédiments continentaux ocres par un hydrodynamisme marin intense (SOMME, comm. pers.). La présence de lits coquilliers intercalés avec les niveaux plus grossiers dans la carotte C15 semble indiquer un remaniement en contexte littoral.

2-2-2 La carotte C8

Cette carotte d'un mètre est exclusivement constituée d'un cailloutis de galets et de gràviers de silex le plus souvent cassés et anguleux. La taille d'un des galets excède 10 cm. Ces éléments grossiers sont agglomérés dans une gangue compacte de sables et de silts argileux de couleur rouille. Cette pigmentation caractéristique déjà reconnue dans les carottes C7 et C15 est encore plus marquée ici (10YR/8, charte MUNSELL). L'examen en frottis de la fraction fine et de la fraction sableuse à la loupe binoculaire montre que la coloration est dûe à l'abondance de granules de minéraux ferriques (goethite et limonite). Ces sédiments typiques des terrasses fluviatiles n'ont absolument pas été remaniés sous l'action des agents hydrodynamiques marins.

2-2-3 La carotte C19

Cette carotte de 1,30 m a atteint le substratum à partir de 90 cm. Il s'agit d'une marne très compacte de couleur grise. L'examen en frottis montre qu'il s'agit d'un mélange de calcite microcristalline et d'argile, sans microfaune. Le cortège argileux se compose uniquement de 2 minéraux: l'illite (environ 55%) et la smectite (environ 45%). Cet assemblage minéralogique pourrait correspondre aux marnes et calcaires à Ostrea expansa du Porlandien inférieur ou aux argiles de Moulin Wibert du Kimméridgien supérieur (DECONINCK et al., 1982). La présence de ces deux minéraux en proportions voisines dans les sédiments meubles recouvrant le substratum mésozoique, montre que celui-ci a subi une importante désagrégation au cours de la mise en place des sédiments quaternaires. Entre 45 et 90 cm, ceux-ci se composent d'un mélange de graviers et galets et de sables envasés dont la couleur ocre-rouille rappelle celle des carottes C7, C8 et C15. L'observation de la fraction

sableuse montre l'abondance de granules d'hydroxydes ferriques. La partie supérieure de la carotte enfin est composée en majeure partie par des galets et graviers de silex typiques de la couverture superficielle. Ces galets aux formes arrondies et recouverts de tubes de Serpulidés traduisent une mise en place en contexte marin. Le cortège argileux montre une composition banale des dépots quaternaires

2-3 La couverture des sédiments superficiels marins

Déjà évoqués dans les carottes C5, C18 et C19, ces sédiments sont surtout caractéristiques des carottes C3, C4 et C16. La dérnière a été prélevée dans un secteur où la couverture superficielle reconnue grâce au sonar latéral est sableuse alors que pour les deux autres, il s'agit d'une couverture essentiellement caillouteuse.

2-3-1 La carotte C3

Malgré l'environnement caillouteux, les 100 cm supérieurs sont essentiellement composés de sable fin à moyen gris. La partie comprise entre 100 et 450 cm est constituée en alternance de sables graveleux et de graviers. Les débris coquilliers sont abondants et les teneurs en calcaire sont comprises entre 30 et 50%. La partie basale de la carotte entre 450 et 500 cm se compose d'un cailloutis de galets et graviers de silex ainsi que de fragments de Lamellibranches. L'absence d'homogénéité de cette carotte peut s'expliquer par le fait qu'elle soit prélevée dans une excavation du substratum rocheux (cf. fig. VI-5). Cette zone légèrement creusée à l'origine, joue un rôle de piège sédimentaire et peut traduire les étapes de mise en place de la couverture marine superficielle, en relation avec les différents épisodes d'édification et de destruction des barrières littorales.

2-3-2 La carotte C4

Cette carotte de 5 m est composée d'un sable fin à **moyen très homogène de mode 0.2 mm. Le classement est bon à moyennement bon.** A ces sables gris-beige s'ajoutent, entre 150 et

390 cm, des graviers de silex en proportions variables. Ils n'excèdent jamais 40% de la répartition. La partie inférieure de la carotte se caractérise par une grande abondance de coquilles entières ou fragmentées de Lamellibranches (Pecten et Mytilus). Ces coquilles représentent environ 1/3 de la masse du sédiment. Leur présence en de telles quantités évoque un environnement infralittoral à intertidal, et plus particulièrement les laisses coquillières de plage. Il est que ces sédiments témoignent d'une barrière littorale, probable comprise entre celles qui sont à l'origine des bancs du Vergoyer et de la Bassure de Baas. Si l'on se réfère aux âges donnés par JELGERSMA (1979, fig. VI-2) pour la mise en place de ces bancs, cette barrière aujourd'hui pratiquement démantelée daterait d'environ 8000 B.P. Ces sédiments coquilliers sont donc probablement contemporains de ceux constituant le bombement de faible amplitude reconnu sous les vagues de sable du champ Sud (cf. VI-A-2-2-2).

La partie supérieure de la carotte témoigne d'une sédimentation rapide et régulière depuis environ 8000 ans.

2-3-4 La carotte Ci6

Cette carotte de 3,85 m prélevée à la limite méridionale du champ Sud se compose uniquement dans les 75 cm supérieurs, de sables moyens bien classés dont les caractéristiques l'assimilent aux sédiments superficiels de type 4 (cf. IV-B-2-1), prélevés à la benne dans ce secteur. Ils reposent sur un niveau décimétrique de graviers siliceux puis constituent de nouveau le composant principal entre 85 et 260 cm. On y note la présence de petits graviers et de coquilles (environ 25%) et de quelques galets émoussés de silex épars. L'ensemble repose sur un cailloutis (entre 260 et 385 cm) principalement constitué de galets et de graviers de silex (jusqu'à 80%). La plupart de ces éléments grossiers ont une forme arrondie témoignant d'une mise en place en contexte marin, confirmée par ailleurs par la présence d'un morceau de granite de forme arrondie provenant probablement de Manche Occidentale. Certains galets de silex ont cependant une forme anguleuse ou sont cassés. Il est par conséquent possible qu'une partie des éléments ait une origine fluviatile et appartienne à un système de terrasse, remanié au cours de la transgression flandrienne par les agents hydrodynamiques marins.

C-CONCLUSION - TENTATIVE DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Au cours des périodes de bas niveau marin liées aux périodes placiaires du Pléistocène supérieur, le cours des fleuves picards (Somme, Authie, Canche) se prolongeait vers l'Ouest pour rejoindre la constituant le collecteur fluviatile *baléovaliée* septentrionale principal des eaux de l'Europe du Nord-Duest. Ces petits fleuves s'écoulaient alors à travers un plateau monotone faconné par les actions SUCCESSIVES de l'hvdrodvnamisme marin au cours des transgressions du Quaternaire. Ces fleuves ont creusé leur lit dans les formations les plus meubles: les sables yprésiens pour le coude de capture de la Somme, et les argiles wealdiennes pour la Canche. Ces formations étant facilement érodables, les fleuves ont pu provoquer d'importants creusements, atteignant jusqu'à une quinzaine de mètres: ce sont les fosses F1, F2 et F3 cités sur le territoire de la présente étude. La première se rapporte à la paléo-Somme: les fosses F2 et F3. contiguës à l'origine, concernent plus probablement doute sans l'ancien tracé de la Canche que celui de l'Authie. La présence dans la F3 deux napppes alluviales, reflétant deux périodes de fosse différentes de bas niveau marin du Pléistocène, montrent que la morphologie actuelle de cette fosse est antérieure à la dernière période glaciaire weichsélienne. Le creusement a pu débuter au Saalien ou au cours d'un des interstades froids de l'Éémien.

Durant les périodes de réchauffement du climat, les terres émergées ont été soumises à l'altération météorique. Le régime faiblement hydrolysant a provoqué un lessivage des sols et permis la concentration d'hydroxydes ferriques qui donnent leur couleur rouille aux systèmes de terrasses de la paléo-Canche. Les niveaux très oxydés 1a dernière période de prélevés témoionent probablement de atteint son maximum à l'Alleröd (11000réchauffement. oui a 12000 B.P.). On peut en effet difficilement attribuer ces terrasses, peu ou pas enfouies sous les sédiments marins sub-actuels, à une période antérieure car elles auraient été remaniées depuis. Les carottes montrant la mise en place de terrasses (C7, C8, C15, C19) sont toutes situées sur le versant Nord-Est de la paléo-Canche. Les carottes C3 et C4, situées sur le versant Sud, en sont dépourvues. pas atteint le substratum rocheux. Ces Elles n'ont cependant observations montrent que la rive droite du fleuve était soumise



à un bon drainage, favorisé peut-être par la présence de petits affluents. Par contre, la rive gauche, même si elle a permis la formation des terrasses, a été soumise plus rapidement au régime hydrodynamique marin.

littorales (fig. VI~8) sont Différentes barrières se successivement mises en place puis ont été démantelées au cours de la transgression flandrienne. D'après JELGERSMA (1979), celles qui sont à l'origine du Vergoyer et de la Bassure de Baas se sont édifiées respectivement vers 8300 et 7800 B.P. Il est probable qu'une barrière intermédiaire se soit formée entre ces bancs, comme en témoigne un léger bombement parallèle aux bancs dans le champ Sud. Par des alternances de sables et de graviers coquilliers, les carottes C3 et C4 suggèrent également la présence d'un tel cordon littoral. Si celuia réellement existé et s'il s'est prolongé vers le Nord au delà de Ci la paléovallée de la Canche, la zone située en arrière (à l'Est) est restée épargnée d'un hydrodynamisme marin intense au cours d'une période de remontée rapide des eaux (entre 9000 et (8000 B.P.). barrière littorale s'est démantelée, les conditions Lorsque la hydrodynamiques moins actives ont permis la préservation des terrasses alluviales. Toutefois, comme en témpignent les séries granoclassées des carottes C7 et C15, ces terrasses ont pu être partiellement remaniées (SOMME, comm. pers.).

Après l'édification de la Bassure de Baas et du Battur la remontée du niveau marin s'est effectuée plus lentement. Depuis 7000 B.P. où la cote -10 m était atteinte, l'hydrodynamisme a peu varié. Il était probablement soumis comme aujourd'hui à l'action prépondérante des courants de marée. Ceux-ci ont faconné la couverture superficielle des fonds de la Manche Orientale en favorisant le maintien et la mise en place de structures sableuses telles que les vaques de sable. Celles-ci ont pu être originellement formées en contexte estuarien (cf. NIO. 1976), si bien que leur orientation n'est pas foujours conforme à celle des directions hydrodynamiques actuelles. L'important volume sableux qu'elles mobilisent s'oppose à un rééquilibrage rapide avec les courants de marée. Ces courants dont la résultante est dirigée vers le Nord-Est érodent les formations tertuaires du Bassin de Dieppe et mettent en place depuis le Moyen-Age des sables beiges ("Young Sea-sands") qui constituent la couverture superficielle des bancs et des champs de vagues de sable.

Retenons enfin que l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires a occasionné de multiples régressions et
transgressions et par conséquent d'importants remaniements sédimentaires. La carotte C19 par exemple, montre la présence du substratum rocheux mésozoïque remanié sous un mètre de sédiments meubles. Ce substratum affleure par ailleurs en de multiples endroits. Ainsi donc, si l'accumulation sédimentaire est considérable au niveau des bancs, la sédimentation en Manche Orientale est également caractérisée par d'importants hiatus.

La morphologie actuelle des fonds ne correspond donc qu'à un état instantané en relation avec une période de haut niveau marin.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

1- Contexte et objectifs de l'étude

Les recherches entreprises s'inscrivent dans le cadre d'une convention de coopération entre la Région Nord/Pas de Calais et l'IFREMER sur l'environnement littoral et sous marin. La présente étude concerne un secteur de la Manche Orientale compris entre la Baie d'Authie au Sud et le Cap d'Alprech au Nord, et s'articule étroitement avec les travaux de P. CLABAUT (en cours) dont le terrain d'étude, situé immédiatement au Nord, est compris entre le Cap d'Alprech et le Cap Blanc-Nez. Nos objectifs étaient les suivants:

- Etablir une cartographie morpho-sédimentaire des fonds.

- Préciser les principaux aspects de l'hydrodynamisme.
- Définir les relations entre les structures sédimentaires et les agents hydrodynamiques.
- Retracer l'histoire quaternaire du secteur.

Dans un premier temps, les travaux entrepris ont abouti à la publication de la "carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer" (AUGRIS et al, 1987) éditée sous l'égide de la Région Nord/Pas-de-Calais et de l'IFREMER. La zone cartographiée s'étend de la Baie d'Authie au Cap Blanc-Nez.

Examinons à présent les principaux résultats relatifs à l'étude de notre secteur.

2- Matériels d'étude

Les missions programmées de 1983 à 1985 par IFREMER dans le cadre d'une campagne de recherche sur les granulats marins en Manche Orientale ont fourni les données de base nécessaires à la présente étude: à savoir plusieurs centaines de kilomètres de profils de sonar latéral et de sismique réflexion, ainsi que des carottages. Des missions en mer ont été ultérieurement mises en oeuvre afin de compléter les informations, par l'emploi de techniques complémentaires Au total, notre étude repose sur:

- 900 km de profils de sonar latéral, associés à des enregistrements bathymètriques;
- 170 km de profils sismiques;
- 9 carottes;
- 8 heures d'enregistrements par caméra vidéo;
- plusieurs dizaines de prises de vues sous-marines effectuées en plongée autonome;
- environ 400 échantillons de sédiments superficiels prélevés à la benne et en plongée.
- 4 cycles de mesures courantologiques, auxquelles s'ajoutent 10 cycles de mesures inédites du S.H.D.M.

La morphologie des corps sableux a été analysée à partir des enregistrements de sonar latéral et de bathymétrie, tandis que l'étude de la nature des sédiments superficiels se fonde sur l'emploi de 3 techniques complémentaires:

- le sonar latéral se révèle l'outil indispensable pour repérer de façon exacte les limites des principales unités sédimentaires: les grands domaines sableux (bancs et champs de ridins) au faciès acoustique clair et les interbancs caillouteux au faciès acoustique sombre. Cet outil permet également de visualiser les structures telles que les vagues de sable, les mégarides et les rubans.

- les **prélèvements à la benne** sont effectués en parallèle dans chacune des zones sédimentaires acoustiques et permettent la mise en évidence de **variations granulométriques et lithologiques** au sein de grands ensembles tels que les bancs.

- l'observation in situ (en plongée ou par l'emploi de la caméra vidéo) et les prélèvements associés permettent de comprendre et de quantifier des phénomènes de tri granulométrique et lithologique au sein de structures élémentaires telles que les mégarides.

Les apports de ces différentes techniques ont également été nombreux dans la reconstitution des grands traits de la dynamique sédimentaire. Les mesures de courants permettent par ailleurs de quantifier les mouvements des sédiments. Enfin les reconstitutions paléogéographiques du Quaternaire se fondent sur l'analyse des carottes et des profils de sismique-réflexion.

3- Cadre d'étude

Le secteur d'étude est situé à la limite de deux entités géologiques: l'anticlinorium Weald-Artois au Nord et le Bassin de Dieppe au Sud. La morphologie au toit du bed-rock, très aplanie, montre une importante érosion de ces séries géologiques depuis la fin de l'Eocène. L'action érosive de l'hydrodynamisme marin, accentuée par l'alternance des transgressions et des régressions du Quaternaire, a parachevé ce remarquable nivellement.

Les paléovallées fluviatiles ont provoqué d'importants creusements dans ce plateau monotone au cours des périodes de bas niveau marin. Les corps sableux constituent les seuls reliefs positifs. Ils sont d'origine flandrienne.

Depuis 7000 ans, l'hydrodynamisme a peu varié. Il est marqué par l'action dominante des courants de marée, qui se renforcent du Sud vers le Nord en raison du rétrécissement du Pas-de-Calais et atteignent des vitesses de 3 noeuds. Le flot, dirigé vers le Nord Est, est plus intense que le jusant, de direction opposée, si bien que la résultante des transits de la masse d'eau est orientée vers la Mer du Nord. Le déséquilibre est accentué par l'action des houles et des vents dominants provenant du Sud-Duest.

4- Principaux résultats

Les corps sableux (bancs et champs de vagues de sable) ont débuté leur mise en place entre 9000 et 7000 ans B.P., à partid'anciennes barrières littorales incomplètement démantelées. Ils reposent sur un épandage régulier de galets de silex d'âge Pléistocène supérieur recouvrant le substratum rocheux. Cette nappe caillouteuse affleure largement dans les dépressions constituant les interbancs.

4-1 Caractéristiques des bancs

* Parmi les nombreux bancs du détroit du Pas-de-Celais,
 le Vergoyer. la Bassure de Baas et le Battur se rapportent au secteur

d'étude. Ces édifices dont l'orientation est parallèle aux courants de marée ont une longueur de 35 à 75 km pour une largeur de quelques. kilomètres, et une hauteur maximale de 15 à 30 m. Le profil transversal est asymétrique; le flanc interne orienté vers la côte est le plus abrupt. Leurs flancs sont couverts de structures transverses par rapport aux courants de marée: les vagues de sable. Celles-ci ont une hauteur de 2 à 5 m pour une longueur d'onde moyenne de 200 m.

* Les sables de ces bancs, essentiellement quartzeux et de mode le plus souvent compris entre 160 et 500 um, sont communs à la plupart des bancs de Mer du Nord (HOUBOLT, 1968). L'analyse granulométrique montre les caractéristiques suivantes:

- Le Vergoyer est constitué d'un sable très homogène gris-beige de mode 0,2 mm.

- La Bassure de Baas se caractérise par un gradient granulométrique transversal, apparaissant d'autant mieux que son profil est asymétrique. La pente externe se compose de sables fins gris de mode 0,16 ou 0,2 mm, le sommet de sables beiges de mode 0,25 mm caractéristiques de la totalité du banc, et la pente interne de sables un peu plus grossiers en raison de l'abondance relative de débris coquilliers. Ce gradient peut refléter une stratification du banc montrant une mise en place progressive des différents types de sédiments au cours de la transgression flandrienne.

le Battur se caractérise par des sables plus
 coquilliers que ceux du Vergoyer et de la Bassure de Baas, en raison
 d'un enrichissement général des sédiments en débris bioclastiques au
 Sud-Est du secteur d'étude.

* Sur le plan dynamique, la proximité des bancs peut notablement perturber le régime général des courants, où le flot, plus intense que le jusant, induit des déplacements de la masse d'eau et des sédiments vers le Nord. Le flanc nord-oriental du Vergoyer constitue l'exemple le plus évident de cette modification d'influence relative des 2 phases de courant. La prédominance du jusant dans ce secteur (très nette au cours d'un cycle de mesures de 16 jours) semble s'intégrer dans un schéma de circulation des eaux appliqué à la plupart des bancs de Mer du Nord, où un "chenal" de flot et un "chenal" de jusant s'établissent de part et d'autre du banc. Ce type

de circulation avec un courant de flot, globalement prépondérant sur l'ensemble du Vergoyer, est responsable du profil asymétrique du banc et du déplacement de l'édifice vers le Nord-Est.

La dynamique sédimentaire de la **Bassure de Baas** apparaît moins complexe. Ses deux flancs étant soumis de la même façon à l'action du flot et du jusant, ce banc se comporte comme une accumulation de sable au niveau de laquelle transitent les sédiments superficiels, du Sud vers le Nord. Ces déplacements sédimentaires s'effectuent à l'échelle du siècle.

Le Battur s'apparente au point de vue dynamique globale à la Bassure de Baas.

4-2 Caractéristiques des champs de ridins

* Communes à la surface des bancs, les vagues de sables s'associent également en de vastes champs, mis en évidence et analysés dans la présente étude grâce à l'utilisation du sonar latéral associé au sondage bathymétrique. Au nombre de trois, ces champs d'une superficie moyenne de 50 km² sont caractérisés par des vagues de sable de plus grandes dimensions que sur les bancs: leur hauteur peut atteindre 12 à 13 m. Leur profil transversal est parfois symétrique, le plus souvent asymétrique. La pente abrupte est généralement orientée vers le Nord ou le NE, dans le sens du courant dominant. Les structures du champ côtier et du champ Sud présentent une orientation perpendiculaire à la direction des courants de marée. Dans le champ Nord en revanche, des vagues de sable, dont la crête peut se suivre sur près de 5 km, subissent une incurvation très marquée, si bien que, localement, elles sont orientées de façon oblique aux courants.

Clairement mises en évidence grâce au sonar latéral, les mégarides: structures de second ordre ont également été observées en plongée et par caméra vidéo. Leur longueur d'onde varie de 5 à 20 m, leur hauteur est souvent inférieure à 50 cm. Leur profil transverse est asymétrique. Le flanc abrupt étant orienté dans le sens du courant, la polarité de ces structures est susceptible d'osciller au cours d'un cycle de marée. * Les champs de ridins sont composés de façon générale de sédiments plus grossiers et plus hétérogènes que ceux des bancs. Les tris sédimentaires y sont très accentués. La crête des vagues de sable et des mégarides se caractérise par des sables ou des gravelles coquillières généralement plus homogènes et mieux classés que les sédiments des creux de mégarides. Les creux de ridins constituent des fonds relativement plats et se composent essentiellement de sables moyens, plutôt bien classés. Ils ne paraissent pas affectés par les tris sédimentaires.

* Vagues de sable et mégarides s'opposent par leur différence importante de volume, et par conséquent par leur temps de réponse face aux courants de marée. Ces deux types de structures fournissent des informations dynamiques riches d'enseignement:

- La polarité des vaques de sable est indicatrice de la prépondérance d'une des deux phases de courant dans le déséquilibre flot/jusant. Sur le secteur d'étude, cette polarité est le plus souvent dirigée vers le Nord ou le Nord-Est, et confirme ainsi les résultats de la plupart des mesures de courant, montrant la supériorité en intensité de la phase de flot. Localement, sur la terminaison septentrionale du champ Nord et du champ Sud, cette polarité est cependant inversée. Ces observations montrant une modification importante du régime des courants avec prépondérance de la phase de jusant, rejoignent les résultats des mesures de courant effectuées sur le flanc nord-oriental du Vergoyer, et attestent de la complexité de la dynamique de la masse d'eau à l'échelle du détroit du Pas-de-Calais. Maloré leur équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles, les vagues de sable apparaissent comme des formes peu mobiles. Les déplacements ne concernent apparemment que la couche superficielle des sédiments et la crête de l'édifice, dont la position oscille en fonction de la direction des courants: le déséquilibre flot/jusant est cependant très variable d'un secteur à l'autre et incite à considérer avec prudence l'immobilité des vagues de sable.

- Par leur faible volume, les mégarides sont en revanche des structures très mobiles, d'orientation strictement perpendiculaire à la direction des courants de marée, dont elles constituent un parfait indicateur, à l'échelle de la zone d'étude. Des circulations secondaires indépendantes du schéma hydrodynamique

général peuvent localement s'établir au **voisinage de la crête des** ridins. Par leur orientation, les mégarides constituent un excellent indicateur de cette réfraction des courants.

4-3 Prévision des transits sédimentaires

Nous avons utilisé l'équation de BAGNOLD (1963) modifiée par GADD et al (1978) pour estimer l'ordre de grandeur des transits sédimentaires sur la zone d'étude.

La valeur moyenne de 245 T par mètre linéaire et par an, soit 156 m³/m par an de sédiments transportés vers le Nord, a été obtenue en considérant que le transport s'effectuait uniquement par roulement ou saltation, et sans influence des houles. Malgré ces imprécisions, notre valeur est en accord avec celles fournies par d'autres auteurs en Manche et en Mer du Nord. Elle s'applique aux grands domaines sableux. En comparaison, les transits dans les secteurs de cailloutis sont négligeables.

5- Bilan et perspectives

L'ensemble des techniques mises en oeuvre au cours de la présente étude montre que la Manche nord-orientale est un milieu de haute énergie, principalement soumis à l'action des courants de marée.

Les grands corps sableux, bancs et champs de ridins ainsi que les structures qui festonnent leurs flancs, en particulier les mégarides, sont en équilibre avec ces courants responsables de leur orientation et de leur polarité, et qui assurent leur maintien. La prépondérance du courant de flot, générale en Manche orientale, se confirme à travers le plupart des mesures de courants et par la polarité nord des vagues de sable, et se traduit par un transit résultant des sédiments superficiels en direction de la Mer du Nord.

Certaines informations témoignent cependant de perturbations importantes du régime des courants au voisinage des grands corps sédimentaires, marquées par une prédominance "anormale" du courant de jusant. Ces informations sont toutefois assez fragmentaires.

Il apparaît ainsi souhaitable que de nouvelles mesures courantologiques viennent compléter la quinzaine d'enregistrements de courte et moyenne durée, réalisés jusqu'à ce jour sur le secteur d'étude. Les efforts devraient particulièrement se concentrer comme en Mer du Nord sur les bancs de sable afin de mieux comprendre les circulations particulières qu'ils induisent en surface et près du fond.

La dynamique des vagues de sable pourrait également être beaucoup mieux connue grâce à des suivis hydrographiques répétés à intervalles de temps, en fonction par exemple de différents l'alternance mortes eaux/vives eaux ou des périodes de beau temps et de tempétes, mais aussi à l'échelle de l'année ou de la décennie. Cette technique peut être utilement complétée par l'imagerie satellite al., 1983; KENYON, 1983; WADSWORTH et al., 1983). En (GORDON et période de calme plat, la masse d'eau est déformée en surface au passage des structures transverses. Cette "empreinte" des vagues de sable se distingue facilement sur les images satellite. Cette méthode offre une cartographie instantanée des principales structures et pourrait permettre de connaître leurs déplacements à l'échelle de l'année.

Enfin si les courants de marée semblent avoir une influence déterminante sur la dynamique des corps sableux et sur lestransit des sédiments superficiels, le rôle des houles n'en est pas pour autant négligeable. Particulièrement efficaces au cours des périodes de tempêtes, par ailleurs assez fréquentes dans le détroit du Pas-de-Calais, les houles sont susceptibles de mettre en mouvement les particules sableuses sur le fond et de faciliter considérablement leur tranport en suspension par les courants de marée. Le travail de quantification de ce phénomène reste à effectuer. Il faut cependant déplorer l'absence actuelle d'enregistrements de houle sur toute la occidentale de région Nord/Pas-de-Calais. facade maritime la L'acquisition et l'utilisation d'un engin de mesure de ce paramètre hydrodynamique apparaissent donc promordiales pour les études à venir.

La Manche orientale est une mer épicontinentale soumise à l'action prépondérante des courants de marée (tide dominated shelf), constituant un site unique d'observation des processus d'érosion, de transport et de sédimentation. La diversité des structures sableuses et leurs relations complexes avec les facteurs hydrodynamiques actuels

contribuent à en faire un exemple de référence dans la reconstitution d'environnement des séries géologiques attribuées aux plates-formes à sédimentation silicoclastique. Ce type d'environnement n'est cependant pas appelé à se fossiliser dans le contexte actuel. En effet la morphologie des fonds de la Manche orientale doit être considérée comme un état instantané correspondant à une période de haut niveau marin dans le cycle des régressions et des transgressions du Quaternaire. PHénomènes de lacune sédimentaire et de resédimentation trouvent ici une excellente illustration. Ainsi, avec le retour de conditions climatiques froides et d'un épisode régressif, les grands édifices sableux seront appelés à disparaître une nouvelle fois.

Dans 20000 ou 50000 ans, l'Authie s'écoulera à nouveau dans un lit qu'elle avait un instant délaissé...





BIBLIOGRAPHIE

A

- ALDUC D., 1979.- La Manche orientale. Etude géomorphologique du réseau de paléovallées. <u>Thèse</u> <u>3ème cyc</u>le, Caen, 146 p.
- ALLEN J.R.L., 1968.- <u>Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion</u>. North Holland Publ. Comp., Amsterdam, 433 p.
- ALLEN J.R.L., 1980.- Sand waves : a model of origin and internal structure. <u>Sedimentary Geology</u>, 26 : 281-328.
- ALLEN J.R.L., 1982.- Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves : (3) dynamically stable asymmetrical equilibrium forms without flow separation. <u>Mar. Geol.</u>, 48 : 321-336.
- ALLEN J.R.L., 1984.- <u>Sedimentary structures. Their characters and physical basis</u>. Develop. Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 30A, 30B.

ALLEN J.R.L. & FRIEND P.F., 1976.- Changes in intertidal dunes during two spring-neap cycles, Lifeboat Station Bank, Wells-next-the-Sea, Norfolk (England). <u>Sedimentology</u>, 23 : 329-346.

- AMINOT A. & CHAUSSEPIED M., 1983.- <u>Manuel des analyses chimiques en milieu marin</u>. C.N.E.X.O. édit.
- AMOS C.L. & KING E.L., 1984.- Bedforms on the canadian eastern seaboard : a comparison with global occurences. <u>Mar. Geol.</u>, 57 : 167-208.
- ANGUENOT F., GOURLEZ P. & MIGNIOT C., 1972.- Déplacement des ridins au large du Havre. Etude de leur dynamique par traceurs radioactifs. <u>Rapp. C.E.A.-S.A.R.</u>, 72-08, 31 p.

AUFFRET G.A., BERTHOIS L. & DOUVILLE J.L., 1975.- Observations sur les rides sous-marines du plateau continental. <u>Recueil des trav. du C.O.B.</u>, 1978, 6 : 175-186.

- AUFFRET J.P. & ALDUC D., 1977.- Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. <u>Bull. A.F.E.Q.</u>, 4.
- AUFFRET J.P., ALDUC D., LARSONNEUR C. & SMITH A.J., 1980.-Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. <u>Ann. Inst. océanogr.</u>, Paris, 56, 5 : 21-35.
- AUFFRET J.P., BIGNOT G. & BLONDEAU A., 1975.- Géologie du bassin tertiaire de la Manche orientale au large du Pays de Caux. <u>Phil. Trans. R. Soc. Lond.</u>, A.279 : 169-176.
- AUFFRET J.P. & COLBEAUX J.P., 1977.- Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. <u>Bull. Soc. géol. France</u>, (7), XIX, 5 : 1047-1055.
- AUFFRET J.P. & LARSONNEUR C., 1975a.- Mer de la Manche, modèle de bassin sédimentaire épicontinental sous climat tempéré. <u>IXème Congr. int. Séd. Nice</u>, 5 : 25-32.
- AUFFRET J.P. & LARSONNEUR C., 1975b.- Le modèle sédimentaire Manche orientale. <u>IXème Congr.</u> <u>int. Séd. Nice</u>, 5 : 33-38.
- AUFFRET J.P., WALKER P. & D'OZOUVILLE L., 1984.- Le sonar à balayage latéral et ses applications à l'étude des transports sédimentaires en Manche. <u>18ème journée de l'hydraulique</u>, Marseille, 1, 14 : 1-7.
- AUGRIS C., 1986.- Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la région Nord-Pas-de-Calais.<u>Rapp. IFREMER, DERO</u>, 86-01, 50 p. + ann.

AUGRIS C., CLABAUT P., DEWEZ S. & AUFFRET J.P., 1987.- <u>Carte des sédiments superficiels au</u> large de Boulogne-sur-Mer. 1/43 500, 5 couleurs). IFREMER/Région Nord - Pas-de-Calais édit.

B

- BAAK J.A., 1936.- <u>Regional petrology of the southern North Sea</u>. Wageningen, 127 p., Veenman et Zonen édit.
- BAGNOLD R.A., 1963.- Mechanics of marine sedimentation. <u>In</u> M.N. Hill (editor), <u>The Sea 3</u>, Wiley Interscience, New-York : 507-582.
- BAJARD J., 1966.- Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la Baie du Mont St-Michel. <u>Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.</u>, (2), 8 : 39-111.
- BELDERSON R.H. & STRIDE A.H., 1966.- Tidal current fashioning of a basal bed. <u>Mar. Geol.</u>, 4: 237-257.
- BELDERSON R.H., JOHNSON M.A. & KENYON N.H., 1982.- Bedforms. <u>In</u> A.H. Stride (editor), <u>Offshore</u> <u>tidal sands. Processes and deposits</u>. Chapman and Hall, London : 27-57.
- BELDERSON R.H., PINGREE R.D. & GRIFFITHS D.K., 1986.- Low sea-level tidal origin of Celtic Sea sand banks. Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. <u>Mar. Geol.</u>, 73: 99-108.
- BERNE S., AUGUSTIN J.M., BRAUD F., CHENE G. & WALKER P., 1986.- Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates formes continentales : améliorations de la technique d'observation par sonar latéral. <u>Bull. Soc. géol. France</u>, (8),II : 437-446.
- BERNE S., AUFFRET J.P. & WALKER P. Internal structure of subtidal sand waves revealed by high resolution seismic reflection. Sedimentology.
- BLATT H., MIDDLETON G. & MURRAY R., 1972.- Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, 766 p. BOGGS S. & JONES C., 1976.- Seasonal reversal of flood-tide dominant sediment transport in a small Oregon estuary. Geol. Soc. Am. Bull., 87 : 419-426.
- BOILLOT G., BOUYSSE P. & LAMBOY M., 1971.- Morphology, sediments and quaternary history of the continental shelf between the Staits of Dover and Cape Finistere. In F.M. Delany

(editor), <u>The geology of the East Atlantic continental margin</u>. 3. <u>Europe</u> (continued). Inst. Geol. Sci. Rep., 70/15 79-90.

BOILLOT G. & LEFORT J.P., 1974.- <u>Carte géologique de la Manche</u>. B.R.G.M. édit., Orléans, France. BOILLOT G. & MUSELLEC P., 1975.- Origine de la Manche d'après une carte géologique à 1/1 000 000. <u>Phil. Trans. R. Soc. Lond.</u>, A.279 : 21-27.

- BOKUNIEWICZ H.J., GORDON R.B. & KASTENS K.A., 1977.- Form and migration of sand sawes in a large estuary. Long Island Sound. Mar. Geol., 24 : 185-199.
- BOILLOT G. & RIOULT M., 1974.- <u>Notice explicative de la carte géologique à 1/1 000 000</u>. B.R.G.M. édit., Orléans, France.
- BONNEFILLE R., 1980.- Cours d'hydraulique maritime. Masson, Paris, 171 p.

BOOTHROYD J.C. & HUBBARD D.K., 1975.- Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. <u>In</u> L.E. Cron an (editor), <u>Estuarine Research</u>, 2, <u>Geology and Engineering</u>. Academic Press : 217-234.

- BOURGAIN J.L., DEWEZ S., RICHARD A. & BECK C., 1985.- Effet de rejets de vases portuaires sur les sédiments et les peuplements benthiques au large de Boulogne-sur-Mer. <u>Rapp.</u> <u>Convention Région Nord - Pas-de-Calais/IFREMER/Service maritime du Port de</u> Boulogne-sur-Mer.
- BOUVIER J.A., 1968.- Le port en eau profonde de Boulogne-sur-Mer. <u>Ann. Inst. Techn. Bâtiment</u> <u>et Travaux Publics</u>, 245. Sér. Trav. Publ. (119) : 710-764.
- BOUYSSE P., LE LANN F., SCOLARI G., 1976.- Les sédiments superficiels des approches occidentales de la Manche. <u>Mar. Geol.</u>, 29 : 107-135.
- BOWDEN K.F. & FAIRBAIRN L.A., 1952.- A determination of the frictional forces in a tidal current. <u>Proc. R. Soc. Lond.</u>, 214A : 371-392.
- BRAUD F., 1984.- Exploration acoustique et photographique de la couverture meuble du plateau continental Atlantique. D.E.A., Bordeaux, 99 p. ronéot. + ann.
- BRAUD F., 1986.- La dynamique sédimentaire à l'embouchure d'un estuaire. Intérêt du sonar latéral à l'étude de la passe sud-Gironde. <u>Thèse 3ème cycle</u>, Bordeaux, 278 p.

C

- CALATAYUD P., 1981.- Alluvionnement argileux dans deux bassins versants du Nord de la France. D.E.A., Lille, 51 p. ronéot.
- CARTWRIGHT D.E., 1961.- A study of currents in the strait of Dover. <u>Journ. Inst. Navigation</u>, 19: 130-151.
- CASTON G.F., 1981.- Potential gain and loss of sand by some sand banks in the southern bight of the North Sea. Mar. Geol., 41 : 239-250.
- CASTON V.N.D., 1972.- Linear sand banks in the southern North Sea. Sedimentology, 18: 63-78.
- CASTON V.N.D. & STRIDE A.H., 1970.- Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off north-east Norfolk. Mar. Geol., 9 : M38-M42.
- CASTON V.N.D. & STRIDE A.H., 1973.- Influence of older relief on the location of sand waves in a part of the southern North Sea. Estuar. coastal Mar. Sci., 1 : 379-386.
- CHAKHOTIN P.S., MEDVEDEV V.S. & LONGINOV V.V., 1972.- Sand ridges and waves on the shelf of tidal seas. Oceanology, 12, (3) : 386-394.
- CHAMLEY H., 1966.- Guide technique du laboratoire de géologie marine. <u>Doc. interne</u>, Station marine d'Endoume et Centre d'Océanographie, Luminy, Marseille, 168 p.
- CHAMLEY H., 1987. Sédimentologie. Dunod, 167 p.
- CHESTERMAN W.D., CLYNICK P.R. & STRIDE A.H., 1958.- An acoustic aid to sea bed survey. <u>Acustica</u>, 8, 5 : 285-290.
- CLABAUT P., 1984.- Dynamique sédimentaire du littoral de Wissant et de ses abords. <u>D.E.A.</u>, Lille, 51 p. ronéot.
- CLABAUT P. Sédimentation et dynamique dans le détroit du Pas-de-Calais (du Cap d'Alprech au Cap Blanc-Nez). <u>Thèse 3ème cycle</u>, Lille (travaux en cours).
- CLABAUT P. & CHAMLEY H., 1986.- Observations sédimentologiques sur le littoral de Wissant (Site des Caps, Boulonnais). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, CV : 169-178.

- CLIQUE P.M., 1986.- <u>Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord</u> <u>et de la Manche</u>. A. <u>De la frontière belge à la baie de Somme</u>. Coll. Dir. Etudes et Recherches d'Electricité de France. L.N.H.-L.C.H.F., 133 p.
- CLOET R.L., 1976.- The effect of line spacing on survey accuracy in a sandwave area. <u>The</u> Hydrographic Journ., 2, 4 : 5-11.
- COLBEAUX J.P., 1974.- Mise en évidence d'une zone de cisaillement nord-artois. <u>C. R. Ac. Sc.</u>, Paris, D, 278 : 1159-1161.
- Colloque sur la Géologie de la Manche, 1972.- Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 79, 323 p.
- CURRY D. & SMITH A.J., 1975.- New discoveries concerning the geology of the central and eastern parts of the English Channel. <u>Phil. Trans. R. Soc. Lond.</u>, A.279 : 155-167.
- D
- DALRYMPLE R.W., KNIGHT R.J. & LAMBIASE J.J., 1978.- Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. <u>Nature</u>, 275 : 100-104.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B. & LANGWAY C.C., 1971.- Climatic record revealed by the Camp Century Ice Core. <u>In Late Cenozoic-Ice Age</u>, Yale Univ. Press : 37-56.
- DAVOULT D., 1986.- Analyse du benthos au large du Site des Caps. Recherche de l'impact d'une extraction de granulats. <u>Convention Région Nord Pas-de-Calais</u>, 40 p.
- DECONINCK J.F., CHAMLEY H., DEBRABANT P. & COLBEAUX J.P., 1982.- Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. <u>Ann. Soc. géol.</u> <u>Nord</u>, CII : 145-152.
- DESPEYROUX Y., 1985.- Etude hydrosédimentaire de l'estuaire de la Canche. <u>Thèse 3ème cycle</u>, Lille, 188 p., 99 fig.
- DESSAINT F., 1987.- Etudes par analyses statistiques multivariables de l'influence de la charge métallique des sédiments sur le peuplement benthique marin. (Communauté à <u>Ophelia borealis</u>, des bancs de sable sublittoraux en Manche orientale et en Mer du Nord). <u>Thèse 3ème cycle</u>, Lille, 130 p.
- DESTOMBES J.P., SHEPHARD-THORN E.R. & REDDING R.H., 1975.-A burried valley system in the Strait of Dover. <u>Phil. Trans. R. Soc. Lond.</u>, A.279 : 243-256.
- DEVOY R.J.N., 1979.- Flandrian sea level changes and vegetational history of the lower Thames estuary. Phil. Trans. R. Soc. Lond., B.285 : 355-407.
- DEWEZ S., 1985.- Dynamique sédimentaire et rejets de dragages au large de Boulogne-sur-Mer. D.E.A., Lille, 51 p. ronéot.
- DINGWALL R.G., 1975.- Sub-bottom infilled channels in an area of the eastern English Channel. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 233-241.
- DOREL M., 1975.- Etude granulométrique des sédiments côtiers de la Manche orientale. <u>Rapp.</u> <u>I.S.T.P.M.</u>
- DRAPER L., 1967.- Wave activity at the sea bed around north-western Europe. <u>Mar. Geol.</u>, 5: 133-140.
- DUJON S.C., 1969.- Sur la genèse des bancs de la Mer du Nord méridionale. <u>Rev. Géogr. phys.</u> Géol. dyn., XI, 5 : 503-510.

- DUJON S.C., 1971.- Interprétation d'un relief du fond de la Mer du Nord comme dû à un dépôt morainique frontal ancien (Warthe). Conséquences paléogéographiques. <u>C. R. Somm. Séances</u> <u>Soc. géol. France</u> : 163-164.
- DUPUIS. C. & STEURBAUT E., 1987.- Altérites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicification et stromatolites dans le Paléocène supérieur entre Criel et le Cap d'Ailly (Haute-Normandie). <u>Ann. Soc. géol. Nord.</u>, CV : 233-242.
- DYER K.R., 1970.- Current velocity profiles in a tidal Channel. <u>Geophys. J. R. astr. Soc.</u>, 22: 153-161.
- DYER K.R., 1980.- Velocity profiles over a rippled bed and the threshold of movement of sand. <u>Estuarine and Coastal Marine Science</u>, 10 : 181-199.
- EISMA D., JANSEN J.H.F. & VAN WEERING T.C.E., 1979.- Sea-floor morphology and recent sediment movement in the North Sea. <u>In</u> E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), <u>The Quaternary History of the North Sea</u> : 217-231.
- EISMA D. MOOK W.G. & LABAN C., 1981.- An early Holocene tidal flat in the Southern Bight. <u>In</u> S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), <u>Holocene marine</u> <u>sedimentation in the North Sea basin</u> : 229-238.
- ELLIOTT T. & GARDINER A.R., 1981.- Ripple, megaripple and sand wave bedforms in the macrotidal Loughor estuary, South Wales, U.K. <u>In</u> S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), <u>Holocene marine sedimentation in the North Sea basin</u> : 51-64.
- EMILIANI C., 1967.- The pleistocene record of the Atlantic and Pacific oceanic sediments; correlations with the Alaskan stages by absolute dating; and the age of the last reversal of the geomagnetic field. <u>In Progress in Oceanography</u>, Pergamon Press, Oxford, New-York, 4: 219-224.

EMILIANI C., 1970.- Pleistocene paleotemperatures. Science, 168 : 822-825.

F

E

- FARROW G.E. & BRANDER K.M., 1971.- Tidal studies on Aldabra. <u>Phil. Trans. R. Soc. Lond.</u>, B.260 : 93-121.
- FIELD M.E., NELSON C.H., CACCHIONE D.A. & DRAKE D.E., 1981.- Sand waves on an epicontinental shelf : northern Bering Sea. <u>Mar. Geol.</u>, 42 : 233-258.
- FLEMMING B.W., 1976.- Guide pratique du sonar latéral. Rev. Hydro. Inter., Monaco, LIII, 1.
- FLEMMING B.W., 1978.- Underwater sand dunes along the southeast african continental margin. Observations and implications. <u>Mar. Geol.</u>, 26 : 177-198.

FRIEDMAN G.M. & SANDERS J.E., 1978. - Principles of sedimentology. John Wiley & Sons, 768 p.

G

GADD P.E., LAVELLE J.W. & SWIFT D.J.P., 1978.- Estimates of sand transport on the New-York shelf using near-bottom current meter observations. <u>J. Sed. Petr.</u>, 48, 1 : 239-252.

GIBBS R.J., 1977.- Clay minerals segregation in the marine environment. J. Sed. Petr., 47, 1: 237-243.

- GORDON C., GREENWALT D. & WITTING J., 1983.- Surface-wave expression of bathymetry over a sand ridge. <u>In</u> C.J. Nihoul (editor), <u>Remote sensing of shelf sea hydrodynamics</u>, Elsevier, 38 : 159-185.
- GUILCHER A., 1951.- La formation de la Mer du Nord, du Pas-de-Calais et des plaines maritimes environnantes. Rev. Géogr. Lyon, XXVI : 311-329.
- GUILCHER A., 1979.- Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson, Paris, 344 p.
- GUY H.P., SIMONS D.B. & RICHARDSON E.V., 1966.- Summary of alluvial channel data from flume experiments 1956-61. <u>United States Geol. Surv. Prof. Paper</u>, 462.I : 1-96.
- H
- HAGEMAN B.P., 1969.- Development of the western part of the Netherlands during the Holocene. Geol. en Mijnbouw, 48 : 373-388.
- HAMILTON D., HOMMERIL P., LARSONNEUR C. & SMITH A.J., 1975. Geological bibliography for the English Channel. (Part 2). <u>Phil. Trans. R. Soc. Lond.</u>, A.279 : 289-295.

HAMMOND T.M. & COLLINS M.B., 1979.- On the threshold of transport of sand sized sediment under the combined influence of unidirectional and oscillatory flow. <u>Sedimentology</u>, 26 : 795-812.

- HARRIS P.T. & COLLINS M.B., 1985.- Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, U.K. <u>Mar. Geol.</u>, 62 : 153-166.
- HAWKINS A.B. & SEBBAGE M.J., 1972.- The reversal of sand waves in the Bristol Channel. <u>Mar.</u> Geol., 12 : M7-M9.
- HEATHERSHAW A.D., 1981.~ Comparisons of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. Mar. Geol., 42 : 75-104.
- HEATHERSHAW A.D. & CODD J.M., 1985.- Sandwaves, internal waves and sediment mobility at the shelf-edge in the Celtic Sea. <u>Oceanol. Acta</u>, 8, 4 : 391-402.
- HOLTZAPFFEL T., 1985.- Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. <u>Publ. S.G.N.</u>, 12, 135 p.
- HOUBOLT J.J.H.C., 1968.- Recent sediments in the southern bight of the North Sea. <u>Geol. en</u> Mijnbouw, 47, 4 : 245-273.
- HOWARTH M.J., 1982.- Tidal currents of the continental shelf. <u>In</u> A.H. Stride (editor), <u>Offshore</u> <u>tidal sands. Processes and deposits</u>, Chapman and Hall, London : 10-26.
- J
- JANSEN J.H.F., VAN WEERING T.C.E. & EISMA D., 1979.- Late Quaternary sedimentation in the North Sea. <u>In</u> E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), <u>The Quaternary history</u> <u>of the North Sea</u> : 175-187.
- JELGERSMA S., 1961.- Holocene sea level changes in the Netherlands. <u>Meded. Geol. Sticht</u>, C, VI, 7, 100 p.
- JELGERSMA S., 1979.- Sea-level changes in the North Sea basin. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), The Quaternary history of the North Sea, <u>Acta Univ. Ups. Symp.</u> Univ. Ups Anuum Quingentesimum Celebrantis, 2 : 233-248, Uppsala.

- JELGERSMA S., OELE E. & WIGGERS A.J., 1979.- Depositional history and coastal development in the Netherlands and the adjacent North Sea. <u>In</u> E.Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), The Quaternary history of the North Sea, <u>Acta Univ. Ups. Symp. Univ.</u> Ups. Anuum Quingentesimum Celebratis, 2 : 115-142, Uppsala.
- JINDRICH V., 1969.- Recent carbonate sedimentation by tidal channels in the Lower Florida Keys. J. Sed. Petr., 39, 2 : 531-553.
- JOHNSON M.A., KENYON N.H., BELDERSON R.H. & STRIDE A.H., 1982.- Sand transport. <u>In</u> A.H. Stride (editor), <u>Offshore tidal sands. Processes and deposits</u>, Chapman and Hall, London : 58-94.
- JOHNSON M.A. & STRIDE A.H., 1969.- Geological significance of North Sea sand transport rates. <u>Nature</u>, 224 : 1016-1017.
- JOHNSON M.A., STRIDE A.H., BELDERSON R.H. & KENYON N.H., 1981.- Predicted sand-wave formation and decayion a large offshore tidal-current sand-sheet. <u>In</u> : S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), <u>Holocene marine sedimentation in the North Sea basin</u> : 247-256.
- JONES N.S., KAIN J.M. & STRIDE A.H., 1965.- The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man. <u>Mar. Geol.</u>, 3, 5 : 324-336.

JORDAN G.F., 1962.- Large submarine sand waves. Science, 136 : 839-848.

K

KACHEL N.B. & STERNBERG R.W., 1971.- Transport of bedload as ripples during an ebb current. <u>Mar. Geol.</u>, 10 : 229-244.

KELLAWAY G.A., REDDING J.H., SHEPHARD-THORN E.R. & DESTOMBES J.P., 1975.- The Quaternary history of the English Channel. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 189-218.

- KENYON N.H., 1970a.- The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea. <u>Geol. Mag.</u>, 107 : 389-394.
- KENYON N.H., 1970b.- Sand ribbons of european tidal seas. Mar. Geol., 9 : 25-39.

KENYON N.H., 1983.- Tidal current bedforms investigated by SEASAT. <u>In</u> T.D. Allan (editor), <u>Satellite microwave remote sensing</u>, Ellis Horwood : 261-270.

- KENYON N.H. & STRIDE A.H., 1968.- The crest length and sinuosity of some marine sand waves. <u>J. Sed. Petr.</u>, 38 : 255-258.
- KENYON N.H. & STRIDE A.H., 1970.- The tide-swept continental shelf sediments between the Shetlands Isles and France. <u>Sedimentology</u>, 14 : 159-173.
- KENYON N.H., BELDERSON R.H., STRIDE A.H. & JOHNSON M.A., 1981.- Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. <u>In</u> S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), <u>Holocene marine sedimentation in the North</u> <u>Sea basin</u> : 257-268.
- KIRBY R. & OELE E., 1975.- The geological history of Sandettie-Fairy Bank area, Southern North Sea. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 257-267.

KLEIN G. de V., 1963.- Bay of Fundy intertidal zone sediments. J. Sed. Petr., 33, 4 : 844-854.
KLEIN G. de V., 1970a.- Tidal origin of a precambrian quartzite. The lower fine-grained quartzite (middle Dalradian) of Islay, Scotland. J. Sed. Petr., 40, 3 : 973-985.

KLEIN G. de V., 1970b.- Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. <u>J. Sed.</u> Petr., 40, 4 : 1095-1127.

- KLEIN G. de V. et al., 1982.- Sedimentology of a subtidal, tide-dominated sand body in the Yellow Sea, southwest Korea. Mar. Geol., 50 : 221-240.
- KUMAR N. & SANDERS J.E., 1974.- Sequence created by laterally migrating tidal inlets. Sedimentology, 21: 491-532.

L

M

- LABAN C. & SCHUTTENHELM R.T.E., 1981.- Some new evidence of the origin of the Zeeland ridges. <u>In</u> S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), <u>Holocene marine</u> sedimentation in the North Sea basin : 239-245.
- LANGERAAR C.W., 1966.- Sand waves in the North Sea. Hydrographic Newsletter, 1, 5: 243-246.
- LANGHORNE D.N., 1973.- A sandwave field in the outer Thames estuary, Great Britain. <u>Mar. Geol.</u>, 14, 2 : 129-143.
- LANGHORME D.N., 1978.- Offshore engineering and navigational problems : the relevance of sandwave research. Soc. for Underwater Technology, Londres.
- LANGHORNE D.N., 1981.- An evaluation of Bagnold's dimensionless coefficient of proportionality using measurements of sand wave movement. Mar. Geol., 43 : 49-64.
- LANGHORNE D.N., 1982.- A study of the dynamics of a marine sandwave. <u>Sedimentology</u>, 29: 571-594.
- LAPIERRE F., 1975.- Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la Manche orientale. <u>Phil. Trans. R. Soc. Lond.</u>, A.279 : 177-187.
- LAPIERRE F., ROBERT J.P. & VILLE P., 1970.- Esquisse géologique de la Manche orientale. <u>C. R.</u> Acad. Sci., Paris, D, 271 : 20-23.
- LARSONNEUR C., 1971.- Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse Etat, Caen, 394 p.
- LARSONNEUR C., BOUYSSE P., AUFFRET J.P., 1982.- The superficial sediments of the english Channel and its Western approaches. <u>Sedimentology</u>, 29 : 851-864.

LEEDER M.R., 1982.- Sedimentology. Process and Product. George Allen & Unwin, Londres, 344 p.

- LE FOURNIER J., 1974.- La sédimentation holocène en bordure du littoral picard et sa signification dynamique. <u>Bull. Centre Rech. Pau</u>, S.N.P.A., 8, 1 : 327-349.
- LE FOURNIER J., 1980.- Modern analogue of transgressive sand bodies off eastern English Channel. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 4, 1 : 99-118.
- LUDWICK J.C., 1971.- Migration of tidal sand waves in Chesapeake Bay entrance. <u>Techn. Rep. 2</u>, <u>Inst. Oceanogr.</u>, Old Dominion Univ., Virginia, U.S.A.
- LUDWIG G., MULLER H. & STREIF H., 1981.- New dates on Holocene sea-level changes in the German Bight. <u>In</u> S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), <u>Holocene marine</u> <u>sedimentation in the North Sea basin</u> : 211-219.
- MAUPAS A., 1977.- <u>Courants de marée (13 cartes heure par heure)</u>. Edit. cartographiques maritimes, 14 p.

- McCAVE I.N., 1971.- Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. <u>Mar. Geol.</u>, 10: 199-225.
- McCAVE I.N. & LANGHORNE D.N., 1982.- Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. <u>Sedimentology</u>, 29 : 95-110.
- McLEAN S.R., 1981.- The role of non uniform roughness in the formation of sand ribbons. <u>Mar.</u> <u>Geol.</u>, 42 : 49-74.
- MELIERES F., 1973.- Les minéraux argileux de l'estuaire du Guadalquivir (Espagne). <u>Bull. Groupe</u> <u>franç. Argiles</u>, XXV : 161-171.
- MIDDLETON G.V., & SOUTHARD J.B., 1977.- Mechanics of sediment movement. <u>Soc. Econom. Palaeont.</u> <u>Miner. Spec. Publ.</u>, 3.
- MILLER M.C., McCAVE I.N. & KOMAR P.D., 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. <u>Sedimentology</u>, 24 : 507-527.

N

- NIO S.D., 1976.- Marine transgressions as a factor in the formation of sand-wave complexes. <u>Geol. Mijnbouw</u>, 55 : 18-40.
- NIO S.D. & NELSON H., 1982.- The North Sea and northeastern Bering Sea : a comparative study of the occurence and geometry of sand bodies of two shallow epicontinental shelves. <u>Geol.</u> <u>Mijnbouw</u>, 61 : 105-114.

0

- OELE E., 1969.- The Quaternary geology of the Dutch part of the North Sea, North of the Frisian Isles. <u>Geol. Mijnbouw</u>, 48, 5 : 467-480.
- OELE E., 1971.- The Quaternary geology of the southern area of the Dutch part of the North Sea. <u>Geol. Mijnbouw</u>, 50 : 461-474.
- OELE E. & SCHUTTENHELM R.T.E., 1979.- Development of the North Sea after the Saalian glaciation. <u>In</u> E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), The Quaternary history of the North Sea, <u>Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Anuum Quingentesimum Celebrantis</u>, 2 191-215, Uppsala.
- OFF T., 1963.- Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. <u>Bull. Am. Assoc. Petr.</u> <u>Geol.</u>, 47 : 324-341.

P

- PICKRILL R.A., 1986.- Sediment pathways and transport rates through a tide-dominated entrance, Rangaunu Harbour, New-Zealand. Sedimentology, 33 : 887-898.
- PINTE P., 1987.- Etude géomorphologique et cartographie des risques naturels du littoral de Wissant à Wimereux (Bas-Boulonnais). <u>D.E.A.</u>, Lille, 210 p. ronéot.
- POMEROL C., 1965.- Les sables de l'Eocène supérieur (Ludien et Bartonien) des Bassins de Paris et de Bruxelles. <u>Mém. Serv. Carte Géol. France</u>.
- POMEROL C., 1971.- Contribution sédimentologique et géomorphologique à la connaissance de la tectogénèse cénozoique du Bassin de Paris. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, (2), sect. 1, 2 : 67-74.
- POMEROL C., 1977.- Dynamique comparée de trois bassins épicontinentaux : Mer du Nord, Manche et Bassin de Paris. <u>Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine</u>, 1 : 233-256.

PRYGIEL J., 1983.- Benthos de la Bassure de Baas. Etude comparative de la communauté à <u>Ophelia</u> <u>borealis</u>. <u>D.E.A.</u>, Lille, 30 p. ronéot.

PRYGIEL J., 1987.- Etude du peuplement à <u>Ophelia borealis</u> et de l'annélide <u>Nephtys cirrosa</u> (Ehlers, 1868) en Manche orientale et en Mer du Nord occidentale. <u>Thèse 3ème cycle</u>, Lille, 128 p.

Q

QUESNEY A., 1983.- Manche occidentale et Mer Celtique. Etude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles. <u>Thèse 3ème cycle</u>, Caen, 162 p.

R

- REDDERING J.S.V., 1987.- Subtidal occurences of ladder-back ripples : their significance in palaeo-environmental reconstruction. <u>Sedimentology</u>, 34 : 253-257.
- REINECK H.E. & SINGH I.B., 1973.- <u>Depositional sedimentary environments</u>. Springer-Verlag, Berlin.
- RIOULT M., GUYADER J. & LARSONNEUR C., 1972.- Le Jurassique des fonds de la Manche centrale et orientale. <u>Mém. Bur. Rech. Géol. Min.</u>, 79 : 128-147.

ROBERT J.P., 1969.- Géologie du plateau continental français. <u>Rev. I.F.P.</u>, XXIV, 4 : 383-440.

- ROBERT J.P., 1971.- Results of a sparker reconnaissance survey of the eastern and central English Channel. In F.M. Delany (editor), <u>The geology of the East Atlantic continental</u> <u>margin. 3- Europe</u> (continued). <u>Inst. geol. Sci. Rep.</u>, 70/15 : 35-41.
- S
- SALSMAN G.G., TOLBERT W.H. & VILALRS R.G., 1966.- Sand ridge migration in St Andrews Bay, Florida. Mar. Geol., 4 : 11-19.
- SHEPHERD S.A. & HAILS J.R., 1984.- The dynamics of a megarippled field in northern Spencer Gulf, South Australia. Mar. Geol., 61 : 249-264.
- S.H.O.M. (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), 1968.- Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. <u>S.H.</u>, 550, Imprimerie Nationale, Paris, 287 p.
- SMITH A.J. & CURRY D., 1975.- The structure and geological evolution of the English Channel. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 3-20.
- SMITH A.J., HAMILTON D., WILLIAMS D.N. & HOMMERIL P., 1972.- Bibliographie géologique de la Manche. Mém. B.R.G.M., 79 : 303-323.
- SMITH J.D., 1970.- Stability of a sand bed subjected to a shear flow of low Froude number. J. Geophys. Res., 75 : 5928-5940.
- SOMME J., 1979.- Quaternary coastlines in northern France. <u>In</u> E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), The Quaternary History of the North Sea, <u>Acta Univ. Ups. Symp.</u> <u>Univ. Ups. Anuum Quingentesimum Celebrantis</u>, 2, Uppsala.
- STERNBERG R.W., 1968.- Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. <u>Mar.</u> <u>Geol.</u>, 6 : 243-260.
- STRIDE A.H., 1963.- Current-swept sea floors near the southern half of Britain. <u>Q. J. Geol.</u> <u>Soc. Lond.</u>, 119 : 175-199.

- STRIDE A.H., 1970.- Shape and size trends for sand waves in a depositional zone of the North Sea. Geol. Mag., 107 : 469-477.
- STRIDE A.H., 1973.- Sediment transport by the North Sea. <u>In North Sea Science</u>, M.I.T. Press, Cambridge, U.S.A.
- STRIDE A.H., 1982.- <u>Offshore tidal sands. Processes and deposits</u>. Chapman and Hall, London, 222 p.
- STRIDE A.H., BELDERSON R.H. & KENYON N.H., 1971.- Longitudinal furrows and depositional sand bodies of the English Channel. <u>In</u> Coll. Géol. Manche, <u>Mém. B.R.G.M.</u>, 79 : 233-240.
- STRIDE. A.H. & CARTWRIGHT D.E., 1958.- Sand transport at the southern end of the North Sea. <u>Dock Harb. Auth.</u>, 38 : 323-324.
- STUBBLEFIELD W.L. & SWIFT D.J.P., 1976.- Ridge development as revealed by sub-bottom profiles on the central New Jersey shelf. Mar. Geol., 20 : 315-334.
- SUNDBORG A., 1967.- Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. I. General views and graphic methods. <u>Geog. Ann.</u>, 49.A : 333-343.
- SWIFT D.J.P., 1975.- Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. Mar. Geol., 18 : 105-134.
- SWIFT D.J.P. & FIELD M.E., 1981.- Evolution of a classic sand ridge field : Maryland sector, North American inner shelf. <u>Sedimentology</u>, 28 : 461-482.
- SWIFT D.J.P., FREELAND G.L. & YOUNG R.A., 1979.- Time and space distribution of megaripples and associated bedforms, Middle Atlantic Bight, North American Atlantic shelf. <u>Sedimentology</u>, 26 : 389-406.

T

- TAYLOR P.A. & DYER K.R., 1977.- Theoritical models of flow near the bed and their implications for sediment transport. <u>In</u> E.D. Goldberg, I.N. McCave, J.J. O'Brien & J.H. Steele (editors), <u>The Sea</u>, 6 : 579-601, J. Wiley, New-York.
- TERS M., 1973.- Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. 9ème Congr. Int. I.N.Q.U.A., Suppl. <u>Bull. A.F.E.Q.</u>, 36 : 114-136.
- TERWINDT J.H.J., 1970.- Observation on submerged sand ripples with heights ranging from 30 to 200 cm occurring in tidal channels of S.W. Netherlands. <u>Geol. en Mijnbouw</u>, 49, 6 : 489-501.
- TERWINDT J.H.J., 1971.- Sandwaves in the southern bight of the North Sea. <u>Mar. Geol.</u>, 10: 51-67.
- The geology of the English Channel. A meeting for discussion. 1975.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279, 295 p.
- THOULET ., 1898.- Carte de nature des fonds.
- TWICHELL D.C., 1983.- Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States, Atlantic Continental Shelf. Sedimentology, 30 : 695-710.

V

VAN VEEN J., 1935.- Ondulations de sable dans la Mer du Nord. <u>Rev. Hydro. Int.</u>, XII, 1 : 20-30.
VAN VEEN J., 1938.- Water movements in the straits of Dover. <u>Journ. Conseil International</u> <u>Exploration Mer</u>, 13 : 7-36.

VASLET D., LARSONNEUR C., AUFFRET J.P., 1978.- <u>Carte des dépôts superficiels de la Manche</u>. (1/500 000). B.R.G.M. édit., Orléans, France.

WADSWORTH A., ROBERTSON C. & DE STAERKE D., 1983.- The use of SEASAT-SAR data in oceanography at the I.F.P. <u>In</u> T.D. Allan (editor), <u>Satellite microwave remote sensing</u>. Ellis Horwood : 235-245.

YALIN M.S., 1972 .- Mechanics of sediment transport. Pergamon, London.

W

Y



LISTE DES FIGURES

- Fig. I-1.- Localisation du domaine d'étude.
- Fig. I-2.- Morphologie générale des fonds.
- Fig. I-3.- Principaux traits structuraux de la Manche. D'après POMEROL (1977).
- Fig. I-4.- Géologie de la Manche Orientale. D'après la carte géologique à 1/1 000 000 de BOILLOT et LEFORT (1974).
- Fig. I-5.- Coupe géologique Nord-Sud de l'Anticlinorium Weald-Artois et du Bassin de Dieppe, D'après BOILLOT et RIOULT (1974).
- Fig. I-6.- Réseau des paléovallées de la Manche centrale et orientale. D'après AUFFRET et al (1980).
- Fig. I-7.- Etapes de remontée de la transgression flandrienne. D'après LARSONNEUR et al (1982).
- Fig. I-8.- Courbe des oscillations du niveau marin de 10 000 B.P. à l'actuel. D'après TERS (1973). Courbe des oscillations climatiques de DAANSGAARD et al. (1971).
- Fig. I-9.- Régions du monde où le marnage par coefficient 95 excède 5 m (<u>in</u> STRIDE, 1982)
- Fig. I-10.- Courbes de marée à Boulogne et au Touquet.
- Fig. I-11.- Hauteurs de la marée à Boulogne. D'après BOUVIER (1968).
- Fig. I-12.- Courants de marée en Manche. D'après S.H.D.M. (1968).
- Fig. I-13.- Roses de courant relatives au secteur d'étude. D'après des mesures du S.H.O.M. (1968).
- Fig. I-14.- Variations des courants de marée dans la tranche d'eau jusqu'à 5 m du fond.
- Fig. I-15.- Fréquence et vitesse des vents à Boulogne. D'après BOUVIER (1968).
- Fig. I-16.- Provenance de la houle au bateau-feu de la Bassurelle. D'après DESPEYROUX (1985).
- Fig. I-17.- Provenance de la houle au Touquet. (In CLIQUE, 1986).
- Fig. I-18.- a- Fréquence des hauteurs de la houle à Boulogne-sur-Mer. b- Fréquence des périodes maximales de la houle. c- Corrélogramme. d- Valeurs des houles décennale et centennale.
- Fig. II-1.- Bande de terrain éclairée à chaque impulsion ultra-sonore (partié gauche du faisceau).
- Fig. II-2.- Caractéristiques du faisceau du sonar latéral EG-G.
- Fig. II-3.- Mode de formation des images sonar.
- Fig. II-4.- Localisation des profils réalisés avec le sonar latéral.

Fig. Fig. Fig. Fig. 11-6. 11-5, -11-8. -11-7.ŧ Localisation Localisation des points de Localisation des traits de caméra vídéo, а С de Visualisation par aun, p sonar latéral. plongée benne n rt สมหา des profils bathymétriques des mesures ,...ª ₪ sondeur fond. bathymétri que de courants. prélèvement 9Þnon couplés de l'impact 0.00 ր ա benne. si tes

Fig. 11-9.-Mouillage au fond par potence d, ru courantomètre Aander 9 9

Fig. 11-10.-Localisation des profils sismiques ወተ 1 0 9 carottages

Fig. 11-11.-Principe vibrocarottage.

Fig. III-1. 1 Types **с**. Ф jonction entre les rides. D'après ALLEN (1980).

Fig. 111-2.-Définition des paramètres morphologiques des "rides"

Fig. 111-3.-Morphologie Morphologie des différents D'après VAN VEEN (1935). types de vagues de sable.

Fig. III-4.-Distribution des en Mer du Nord. D'après de sable en h BELDERSON et Manche a1. (1982).

Fig. III-5. --Distribution des Calais. ution des bancs aux abords du détroit du Pas-de-D'après BELDERSON et al. (1982).

Fig. III-6.-Principaux types de rubans. D'après KENYON (1970b)

Fig. III-7.-Répartition des rubans et D'après KENYON et STRIDE (1970). des vagues de sable en Manche.

Fig. 111-8. -Carte des sur-Mer (feuille Sud). sédiments superficiels perficiels au large D'après AUGRIS et a e al le (1987) Boulogne-

Fig. 111-9.-Morphologie de la Bassure de Baas sur 9004 d'étude.

Fig. III-10.-Profils bathymétriques longitudinaux du sommet a a

പര

8000

י-, פי Bassure du Battur montrant

Fig, 111-11.-Profil bathymétrique transversal 1 'orientation apsoada d ns ridins ธนท ម ព្រំ dæux flancs.

III-12. 1 d Ø sable ສເກ

Fig. ,-**1** Ю Vergoyer

Répartition des vagues D'après LE FOURNIER (1

(1980).

Fig. 111-1 ы ŧ Répartition et de Baas entre 1 t morphologie des mégarides 50°39′ et 50°40′.

ระกา

ىر بو

Bassure

a 111-1 4 נת ו] es Bathymétrie du champ Nord d'après la carte 5 minutes 74-12-3 et 74-12-4 du S.H.O.M. 6795 n n

7

۳ Coupe schématique l'ensemble.

Fig. III-15. -Répartition des amplitudes 0 0 0 0 ridins du champ Nord

Fig. III-16.- a: Relation entre la hauteur et la longueur d'onde des ridins du champ Nord. b: Relation entre l'indice de ride et l'indice de symétrie

- Fig. III-17.- Inversion de polarité des ridins du champ Nord entre 50°41'N et 50°42'N.
- Fig. III-18.- Profil bathymétrique longitudinal recoupant le domaine proximal du champ Nord.
- Fig. III-19.- Morphologie schématique d'une vague de sable du champ Nord. Observations de plongée.
- Fig. III-20.- Profil bathymétrique transversal du champ Sud (50*31').
- Fig. III-21.- Répartition des amplitudes des ridins du champ Sud.
- Fig. III-22.- a: Relation entre la hauteur et la longueur d'onde des ridins du champ Sud. b: Relation entre l'indice de ride et l'indice de symétrie.
- Fig. III-23.- Profil bathymétrique transverse aux vagues de sable du champ côtier.

Fig. III-24.- a: Relation entre la hauteur et la longueur d'onde des ridins du champ côtier. b: Relation entre l'indice de ride et l'indice de symétrie.

- Fig. III-25.- Profil bathymétrique dans le champ côtier montrant des structures de très faible relief, de type "dos de chat".
- Fig. III-26.- Profils bathymétriques effectués à différentes vitesses sur la structure majeure du champ côtier.

Fig. III-27. - Relations entre les fosses F2 et F3.

- Fig. III-28. Morphologie de la fosse F3.
- Fig. IV-1.- Localisation des prélèvements effectués au cours d'études antétieures.
- Fig. IV-2.- Nomenclature des sédiments superficiels de la Manche. D'après VASLET et al. (1978).
- Fig. IV-3.- Cartographie sédimentaire de la zone d'étude. D'après VASLET et al. (1978).
- Fig. IV-4.- Proportions des sables fins, moyens, grossiers dans les différents types sédimentaires.
- Fig. IV-5.- Valeurs du grain moyen et des teneurs en calcaire pour les différents types sédimentaires.
- Fig. IV-6.- Courbes cumulatives des différents types de sédiments du domaine Bassure de Baas-côte.

Fig. IV-7.- Localisation des sites de plongée sur la Bassure de Baas. Fig. IV-8.- Position des prélèvements effectués lors de la plongée 2.

Fig. IV-9.- Courbes cumulatives et histogrammes des échantillons prélevés sur une mégaride du pied de la Bassure de Baas.

Fig. IV-10. - Position des prélèvements effectués lors de la plongée 8.

- Fig. IV-11.- Courbes cumulatives et histogrammes (fraction sableuse seule) des échantillons prélevés sur le pied externe de la Bassure de Baas (plongée 2).
- Fig. IV-12.- Courbe cumulative et histogramme d'un échantillon prélevé sur le sommet de la Bassure de Baas (plongée 3).
- Fig. IV-13.- Mise en place des différents types de sédiments de la Bassure de Baas. Conséquences dynamiques.
- Fig. IV-14.- Position des prélèvements effectués lors de la plongée 7.
- Fig. IV-15.- Courbes cumulatives et histogrammes des échantillons prélevés dans l'interbanc Bassure de Baas-zone côtière.
- Fig. IV-16.- Position des prélèvements effectués sur une vague de sable du champ côtier.
- Fig. IV-17.- Courbes cumulatives et histogrammes des échantillons prélevés sur une vague de sable du champ côtier.
- Fig. IV-18.- Courbes cumulatives et histogrammes des échantillons prélevés dans le creux d'un ridin du champ côtier.
- Fig. IV-19. Cartographie sédimentaire de la zone d'étude.
- Fig. IV-20. Courbes cumulatives et histogrammes des échantillons prélevés sur une vague de sable du champ Nord.
- Fig. IV-21.- Répartition et position des prélèvements sériés effectués sur des ridins du champ Nord.
- Fig. IV-22.- Localisation des prélèvements effectués dans le secteur nord-occidental.
- Fig. IV-23.- Variations granulométriques de sédiments prélevés en plongée sur 2 vagues de sable en Mer du Nord. D'après TERWINDT (1971).
- Fig. IV-24.- Courbes cumulatives et histogrammes de gravelles coquillères du champ Nord.
- Fig. V-1.- Variations de la vitesse et de la direction des courants en Aa1 (fond) et de la vitesse des courants en Br1 (fond et surface).
- Fig. V-2.- Roses de courants en IDSH 422, 423, 424 (50°42'-1°25'), en surface, à -10 m et à 5 m du fond (coefficient 95).

Fig. V-3.- Comparaison des variations de vitesse et direction des courants en fonction du temps (coeff. 70), en IDSH 918 (surface) et 922 (mi-profondeur).

Fig. V-4.- Résultante des transits de la masse d'eau en IDSH 922.

Fig. V-5.- Résultante des transits de la masse d'eau en IDSH 930.

Fig. V-6.- Variations de la vitesse et de la direction des courants en fonction du temps (coeff. 78-82) en IDSH 20079.

- Fig. V-7.- Variations de la vitesse et de la direction des courants en fonction du temps (coeff. 34-38) en Aa2.
- Fig. V-8.- Résultante des transits de la masse d'eau en Aa2 (coeff. 34-38).
- Fig. V-9.- Variations de la vitesse et de la direction des courants en fonction du temps (coeff. 79) en Aa3 (50°30'36"-1°27').

Fig. V-10.- Modélisation de la morphologie et de la dynamique des bancs de la Mer du Nord. D'après HOUBOLT, 1968; CASTON, 1972 et KENYON et al, 1981.

- Fig. V-11.- Contours bathymétriques actuels (carte SHOM n° 6795) et anciens (THOULET, 1898) des bancs du secteur d'étude.
- Fig. V-12.- Réfraction des courants au passage de la crête des ridins. Conséquences sur l'orientation des mégarides.

Fig. V-13.- Schématisation du phénomène d'inversion de polarité des mégarides en fonction de l'asymétrie de l'intensité des courants de marée. D'après ALLEN (1984).

- Fig. V-14.- Schématisation des domaines d'action prépondérante du flot et du jusant à la surface d'une vague de sable.
- Fig. V-15.- Répartition des mégarides à la surface de vagues de sable. D'après ALLEN (1980 et 1984).
- Fig. V-16.- Dynamique hydrosédimentaire déduite des données courantologiques et de la morphologie des structures sédimentaires

Fig. V-17.- a- Modifications des lignes de courant au passage d'une ride. b÷ Conséquences sur le transport des particules sableuses. D'après REINECK et SINGH (1973).

- Fig. V-18.- Formation des rides de retour à l'aval d'une crête de mégaride. D'après FRIEDMAN et SANDERS (1978).
- Fig. V-19.- Comparaison des volumes de déplacements sédimentaires mesurés, avec les courbes de l'équation de BAGNOLD (1963) et de cette équation modifiée par GADD et al. (1978). D'après GADD et al. (1978).
- Fig. V-20.- Variation de la vitesse critique étoilée $U_{+ < c}$ en fonction de la granularité des sédiments. In MILLER et al. (1977).
- Fig. V-21.- Variation des volumes sédimentaires déplacés en fonction de la valeur de $U_{100(c)}$. D'après HEATHERSHAW (1981).
- Fig. V-22.- Abaque de HJULSTROM (in CHAMLEY, 1987).
- Fig. V-23.- Effets de la combinaison des courants de marée et des houles sur la mise en mouvement des sables. D'après HAMMOND et COLLINS, 1979.

Fig. V-24.- Rapport des transports de sédiments par saltation, induits par les courants et les houles, et par les courants de marée seuls. D'après HEATHERSHAW (1981).

Fig. V-25.- Volume sédimentaire déplacé au cours de l'inversion de polarité d'une mégaride.

Fig. V-26.- Principes de calcul de l'aire de U = $U_{max} \sin T$ pour U>U_c. Aires de U³ et de $(U - U_c)^3$.

Fig. V-27.~ Contrôle des débits sédimentaires par l'intensité relative des courants. Cas d'un flot plus intense et mnoins intense que le jusant. D'après JOHNSON et al (1982).

Fig. V~28.~ Déplacements de la crête d'une vague de sable mesurés au cours d'un suivi de longue durée. D'après LANGHORNE (1982).

Fig. V-29.- Déplacement de la crête d'une vague de sable du champ côtier au cours d'une phase de flot (coeff. 79).

Fig. V-30.- Comparaison de la morphologie de deux vagues de sable du champ Nord en avril 1984 et septembre 1986.

Fig. VI-1.- Tracé des paléovallées de la Somme, de l'Authie et de la Canche. D'après ROBERT (1969).

Fig. VI-2.- Mise en place des bancs de sable en Manche et en Mer du Nord. D'après JELGERSMA (1979).

Fig. VI-3.- Morphologie des fonds aux alentours du Vergoyer.

Fig. VI-4.- Coupe WNW-ESE des fonds de la Manche orientale à la latitude du Vergoyer

Fig. VI-5.- Interprétation schématique des profils sismiques effectués dans le secteur des paléovallées de la Canche.

Fig, VI-6.- Cartographie en isopaques des formations meubles de la zone prospectée par sismique (corps sableux exclus).

Fig. VI-7.- Lithologie de la carotte C5. Composition du cortège minéralogique argileux entre 225 et 430 cm.

Fig. VI-8.- Reconstitution paléogéographique de la zone d'étude à l'Holocène.

LISTE DES TABLEAUX

- Tab. 1.- Distances de la côte aux isobathes 0, 5 et 10 m en différents points du littoral.
- Tab. 2.- Niveaux marins extrêmes au Duaternaire supérieur. D'après KELLAWAY et al (1975).
- Tab. 3.- Corrélations climatiques et chronostratigraphiques de l'époque flandrienne. D'après LARSONNEUR (1971), TERS (1973) et DESPEYROUX (1985).

Tab. 4.- Coefficients significatifs de la marée.

- Tab. 5.- Différentes terminologies des structures transverses aux courants.
- Tab. 6.- Caractéristiques morphologiques des différentes structures sédimentaires (Manche et Mer du Nord).

Tab. 7.- Caractéristiques des bancs, vagues de sable et mégarides de la zone d'étude.

Tab. 8.- Valeurs moyennes des principaux paramètres des types sédimentaires distingués dans le domaine Bassure de Baas-côte.

Tab. 9.- Caractéristiques des sédiments prélevés lors de la plongée 2.

Tab. 10.- Caractéristiques des sédiments prélevés lors de la plongée 8

Tab. 11.- Caractéristiques du sédiment prélevé lors de la plongée 3.

- Tab. 12.- Caractéristiques des sédiments prélevés lors de la plongée 7
- Tab. 13.- Caractéristiques des sédiments prélevés sur la crête d'une vaque de sable du champ côtier.
- Tab. 14.- Caractéristiques des sédiments prélevés sur le flanc d'une vaque de sable du champ côtier.

Tab. 15.- Caractéristiques des sédiments d'un creux de vagues de sable du champ côtier.

Tab. 16.- Caractéristiques des sédiments prélevés lors de la plongée 6

Tab. 17.- Caractéristiques des sédiments des fosses F2 et F3.

Tab. 18.- Mesures courantologiques relatives à la zone d'étude.

Tab. 19.- Valeurs maximales des courants à 50°42'-1°25' en surface, à -10 m et à 5 m du fond, par coefficient 95.

Tab. 20.- Cycle IDSH 928. Mesures effectuées face à la Canche à -5 m.

Tab. 21.- Cycle IDSH 920. Mesures effectuées au large d'Hardelot à -5 m.

Tab. 22.- Observation de la polarité des mégarides sur les enregistrements sonar.

Tab. 23.- Observation de la polarité des mégarides en plongée.

Tab. 24.- Observation de la polarité des mégarides par caméra vidéo.

Tab. 25.- Valeurs de U₁₀₀ (c.) en fonction de la rugosité zo du fond et de la taille de grain. D'après HEATHERSHAW (1981).

Tab. 26.- Valeurs de l'effet de seuil (n%) en fonction du rapport des vitesses de courant U_{max} et U_c (U_c = 17 cm/s).

- Tab. 27.- Comparaison des deux termes intervenant dans deux méthodes de calcul du débit massique des sédiments.
- Tab. 28.- Débits sédimentaires OF et OJ pour différentes valeurs de vitesses du flot et du jusant. Débits résultants d0 en 13h.

Tab. 29.- Exemples de distances de déplacement des mégarides pour différentes valeurs de vitesses de courant.



ANNEXES

ANNEXE 1

		*****	****	*****	*****	
	6	PPORT	INFOR	RMATI	GUE	-#-
			DANS			- ** -
-14-						ing an an inter a
-94-	LE	TRAITE	EMENT	DES	DONNEE	:s +
-14-						
		***	+ * * * * +	****	*****	

La réalisation des programmes résulte d'un travail d'équipe:

-STEPHANE DEWEZ pour la définition et l'analyse des besoins -JOSEPH PATOUILLARD pour la programmation.

A- PRESENTATION GENERALE DES PROGRAMMES

L'ensemble des programmes présentés dans cette annexe sont reliés entre eux selon i organigramme de la page suivante. Tous les programmes graphiques comportent une option "introduction des données au clavier" indépendante d'une étude granulométrique, ce qui permet d'en faire une exploitation plus large.

B- PROGRAMME GRANULOMETRIE

1- PERFORMANCES DU PROGRAMME

En introduisant au clavier les refus de tamis des analyses granulomètriques et les résultats de calcimétrie le programme:

1-1 établit une répartition granulométrique statistique du sédiment, et détermine le type de sédiment et les 30 paramètres numériques qui le caractérisent (voir la liste dans la partie C). Ces paramètres sont mémorisés dans un fichier séquentiel.

1-2 commande le tracé de l'histogramme de répartition des refus de tamis en % et la courbe des pourcentages cumulés en masse obtenue par un lissage (voir exemple page 135 et méthode en B-2-2).

1-3 propose de mémoriser sur une disquette, le graphique de la courbe cumulative permettant, dans la phase d'exploitation, de tracer les courbes cumulatives d'un groupe d'échantillons afin de les comparer (voir exemple page 129).


2- FORMULES ET METHODES UTILISEES

2-1 Détermination des paramètres:

Les paramètres suivants sont calculés:

- Le grain moyen défini par:

 $SO = (D_{75}/D_{75})^{1/2}$

- L'asymétrie ou Skewness index de Trask:

 $Sk = (D_{75}, D_{25})/D_{50}^{2}$

- Le Kurtosis: $(D_{75} + D_{25})/(2x(D_{90} - D_{10}))$.

Les différents centiles sont déterminés lors du lissage de la courbe cumulative (cf. B-2-2).

Les pourcentages de calcaire peuvent également être déterminés à partir des dosages de calcimétrie.

Le type de sédiment est défini à partir de la programmation de la nomenclature de VASLET et al, (1978).

2-2 Méthode de lissage de la courbe cumulative

Nous avons effectué un lissage en déterminant la fonction polynôme de degré 3 passant par deux points successifs de la "courbe cumulative". Chacun des points correspond à une fréquence cumulée en fonction de la maille du tamis. Cette fonction s'écrit:

$$D_{\rm P} = a.P^3 + b.P^2 + c.P + d$$
 (A)

où:- D_P désigne le logarithme de la taille des grains en micromètres - et P exprime la fréquence cumulée.

L'équation devant servir aussi à determiner les centiles nous avons opté pour l'expression (A) plutôt que pour:

 $P = a'.D_{P}^{2} + b'.D_{P}^{2} + c'.D_{P} + d'(B).$ Connaître l'équation (A), c'est déterminer les 4 paramètres a, b, c, d en définissant un système de 4 équations à 4 inconnues.

Deux équations sont obtenues en écrivant que la partie de la courbe (C₁) passe par les deux points consécutifs A_1 (D_{P1},P1) et A_2 (D_{P2},P2). On obtient:

 $D_{P_1} = a.P1^2 + b.P1^2 + c.P1 + d$ (1) $D_{P_2} = a.P2^2 + b.P2^2 + c.P2 + d$ (2)

Par ailleurs la courbe suivante (C2) passant par $A_2(D_{P2},P2)$ et $A_3(D_{P3},P3)$ doit se raccorder avec (C1) en A₂.Ceci implique que la tangente de (C1) et (C2) soit commune en A_2 (fig. An-2). Or la pente de la tangente en un point correspond à la valeur de la dérivée en ce point. D'autre part on peut admettre que la pente de la tangente au point A₃ est donnée par:

 $T(A_i) = (P(i+1) - P(i-1)) / (D_{P(i+1)} - D_{P(i-1)}).$

Ceci permet d'écrire deux nouvelles équations:

 $T(A1) = 3.a.P1^2 + 2.b.P1 + c$ (3) $T(A2) = 3.a.P2^2 + 2.b.P2 + c$ (4)

si l'on passe à l'écriture matricielle cela donne:

- P13	P12	P1	1	a		D _{F" 1}	
P23	P22	P2	1	Ь	-	D _{F-1}	
3P12	2P1	1	0	C	-	1/T(A1)	
3P22	2P2 `	1	0	d		1/T(A2)	ŕ

En diagonalisant la matrice l'ordinateur détermine les coefficients a, b, c, d.

En vue de l'exécution du tracé du graphique, 20 points de la partie de courbe (C1) définie entre A_1 et A_2 sont calculés. Un test permet de vérifier si l'un des centiles à retenir est compris dans l'intervalle [P1,P2] et de le calculer.

Cette routine se poursuit de proche en proche et l'on obtient l'équation des courbes (C2), (C3)(Cn).



Fig. An-2. - Méthode de lissage de la courbe cumulative.

REMARQUES

- Initialement, nous avions prévu d'exécuter un lissage par la méthode des moindre carrés en déterminant une fonction polynome de degré (n-1) passant par les n points correpondant aux n refus de tamis obtenus. Il arrive cependant qu'un refus de tamis soit nul, ce qui se traduit par un palier sur la courbe cumulative. Mais une fonction polynome de degré (n-1) ne peut pas être constante sur un intervalle. Par ailleurs un tel lissage peut conduire à des écarts inattendus.

- Dans la méthode retenue, un test permet de vérifier s'il existe un palier entre deux points expérimentaux consécutifs. Dans ce cas, un segment de droite est tracé.

- Enfin pour les deux premiers et les deux derniers points de la courbe, un segment de droite est arbitrairement tracé.

C-PROGRAMME TRANSFERT

Le programme GRANULOMETRIE, pour une plus grande rapidité de stockage sur disquette, ouvre un fichier par échantillon, identifié par un indice: Chaque fichier comprend tous les paramètres du tableau ci-dessous (de 1 à 32). Le programme TRANSFERT permet de réaliser une répartition par paramètre en ouvrant 33 fichiers nommés de 0 à 32 (tableau ci-dessous).

Cette présentation augmente la vitesse d'exécution des programmes graphiques qui puisent leurs données dans ces fichiers.

N FICHIER		NOM DE LA VARIABLE
0	1	indice fichier
' 1	•	numéro d'échantillon
' 2	1	type de sédiment
3	•	moyenne
4	I	écart type
5		mode 1
- 6 -	!	taille du mode 1
	;	mediane
	•	grain moyen
7		Classement :
11	ł	asymetrie :
17	1	contila inférieur
13	1 1	centile Sy
14	ł	dérile 10%
15	•	centile 14%
16	i i	nuartile 25%
17	ι.	décile 30%
18	!	décile 70%
19	ι.	quartile 75%
20	ł	centile 84%
21	i .	décile 90%
22	ı	centile 95 %
23	t	centile supérieur
24	ļ	% calcaire total
25	I	% calcaire sable
26	!	% calcaire fraction fine
27	1	% galets
28	•	% graviers
-29		% tines
30 74	,	% sable grossler
		/ Sable moyen
		A SAULE TIN

D- REPRESENTATIONS GRAPHIQUES

Les 30 paramètres numériques (de 3 à 32), paramètres granulométriques et teneurs en calcaire peuvent faire l'oblet de représentations graphiques, afin de permettre une comparaison plus aisée des échantillons entre eux. Une sélection automatique peut être faite préalablement à partir du programme "recherche", afin de ne retenir par exemple que ceux dont le grain moyen est compris entre 200 et 250 mu ou ceux dont le pourcentage de sables fins est supérieur à 50%. 3 types de diagrammes peuvent être tracés:

1- Diagramme binaire

Les échantillons sont pointés sur ce type de diagramme à partir de 2 paramètres dont les valeurs sont reportées en abscisse et en ordonnée. L'échelle arithmétique ou l'échelle logarithmique peuvent être choisies. Les bornes maximales et minimales peuvent être déterminées au clavier, afin de permettre une utilisation optimale de ce type de représentation. La figure IV-5, p. 127 est une interprétation de ce type de diagramme.

2- Diagramme radiale

Les valeurs d'un des paramètres sont reportées en fonction d'une distance (par exemple l'intervalle entre les échantillons d'une carotte, ou la distance entre les points de prélèvements situés sur une même radiale) introduite au clavier. Les points sont ensuite reliés entre eux par une ligne brisée.

Deux options sont possibles:

- représenter en parallèle, pour les échantillons d'une radiale, les variations de plusieurs paramètres.

- représenter en parallèle les variations d'un paramètre, pour des échantillons répartis sur plusieurs radiales.

Ce type de diagramme ne figure pas dans ce mémoire. Il a cependant permis de mettre en évidence le gradient granulométrique transversal affectant la Bassure de Baas.

3- Diagramme trianguaire

Les échantillons sont pointés sur ce diagramme en fonction des pourcentages de 3 paramètres choisis parmi: % de fines, % de sables fins, moyens et grossiers, % de graviers et % de galets. Pour chaque triplet, les valeurs sont ramenées à une somme de 100%. La figure IV-4 page 125 est une représentation de la répartition des fractions de sables fins, moyens et grossiers, pour les échantillons prélevés dans le domaine Bassure de Baas-côte.

Tous les diagrammes obtenus grâce à ces programmes peuvent être stockés sur discuette pour être redessinés automatiquement.

Conçus pour une représentation graphique des paramètres calculés stockés grâce au programme GRANULOMETRIE, ces trois programmes et comportent une option permettant une représentation graphique de toutes variables introductes au clavier. Les figures III-16, 22, 24 en sont 1'illustration. · 如果是我们是不是我们的问题,你们就是我们的问题。""你是我们的,你们就是我们的问题。"

ANNEXE 2

n ¹ 2 echantillon	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9
type de sediment	SL1d	SL1d	SL1d	SL1c	SL2b	SL1c	SL1b
moyenne	239	329	298	705	1923	859	1467
mode 1	61.6	50.68	62.04	38.23	12.15	23.63	14.53
taille mode 1	200	200	250	630	630	500	630
mediane	224	236	281	671	1147	592	897
grain moven	224	256	284	675	1241	638	999
classement	1.08	1 13	1 08	1 16	1 89	1 32	1 68
asymetrie	1	1 08	1 01	99	1 11	1 08	1 18
quartile 25%	207	216	260	573	630	465	578
quartile 759	201	210	200	701	2201	40J 01/	1660
qualcire /Jt	244	200	10	761	2291	014	1049
	2	12	10	20	30	20	28
* garets	0	0	0	0	0	0	0
	. 24	1.51	0	0	28.9	5.62	18.65
* lines	.02	. 2	0	0	0	0	0
* sable grossier	.53	5.23	1.66	90.29	57.4	62.08	63,98
* sable moyen	81.68	82./2	97.2299	999.72	12.85	31.41	15.18
* sable fin	17.53	10.33	1.11	0	. 86	. 89	2.18
n ¹ 3 echantillon	P10	P11	P12	P13	P14	P15	P16
type de sediment	SLld	SL1b	SL1b	GLla	SL1b	SLld	SLId
moyenne	399	1134	2798	4060	3104	311	1193
mode 1	33.01	19.47	10.86	10.76	10.17	48.44	37 41
taille mode l	250	400	200	200	200	250	200
mediane	309	547	798	685	766	267	258
grain moven	308	754	1083	1234	1141	273	461
classement	1.18	1 95	4 38	5 12	4 13	1 11	1 14
asvmetrie	1.02	1 95	2 01	4 05	2 44	98	1 01
quartile 25%	263	392	258	269	2.44	237	228
quartile 75%	372	1/91	4963	209	4955	206	220
calcaire total	16	21	15	0	4900	12	10
& galate	0	0	15	,)6	5	12	12
e graviero	2 22	17 00	20 / 2	20 22	36.04	0	10 30
e finer	2.25	17.33	1 25	29.33	50.04	0	12.30
a coble avecator	· I 5 // C	25 07	10 10	1.13	.49	0	0
a sable grossier	J.40 92 2	55.67	10.19	11.//	19.22	0.44	2.02
sable moyen	02.3	40.02	29.33	24.12	29.48	89.9	/9.45
s sable lin	9.91	. 13	11.00	1.65	9.78	3.6/	6.14
n ¹ 3 echantillon	P17	P18	P19	P20	P21	P22	P23
type de sediment	SL1b	SLld	SLld	SL2c	SL2c	GL2b	SL2c
moyenne	1268	441	512	941	989	3337	1047
mode 1	36.81	27.36	25.33	29.72	26.29	8.47	23.77
taille mode 1	200	315	315	630	630	2500	800
mediane	259	383	411	842	886	2056	936
grain moyen	456	382	430	878	914	2006	957
classement	1.16	1.24	1.28	1.24	1.25	2.19	1.28
asymetrie	1.04	. 98	1.03	1.05	1.04	.81	1 02
quartile 25%	227	305	327	698	720	846	739
quartile 75%	309	472	537	1075	1137	4083	1217
calcaire total	12	13	13	30	30	30	22
* galets	0	0	0	0	0	0	0
* graviere	15 58	67	1 04	1 1 2	2 72	50 00	0 4 0
2 finee	0.00	0	1.04	1.13	2.73	50.90	4.2
e cable exercice	2 27	10 14	0 00 7=		04 3	U 40.01	01 //
a sable more	J.J/ 7/. E/	17.10 77 07	20.75	33,30	74.3	40.91	91.44 / 22
• saure moyen	14.30	11.91	CC. 40	5.32	2.99	0.9	4.38
s sadie IIN	0.J	Z . ZI	. 88	U	U	1.22	U

Echantillons P3 à P23 prélevés en plongée. Histogrammes et courbes cumulatives en figures IV-9, 11, 12, 15, 17, 18 et 20.

n ¹ / ₂ echantillon type de sediment moyenne mode 1 taille mode 1 mediane grain moyen classement asymetrie quartile 25% quartile 25% quartile 75% calcaire total % galets % graviers % fines % sable grossier % sable moyen % sable fin	2-9 SL1b 2199 12.77 200 507 831 3.02 2.8 281 2570 19 0 27.08 .35 23.5 41.4 7.68	2-9S SL1d 503 17.51 200 388 402 1.56 .90 237 582 19 0 0 .48 32.21 56.78 10.54	P12S SL1d 497 17.94 200 322 370 1.67 1.17 209 584 17 0 0 2.23 30.06 48.46 19.28	P13S SL1d 461 17.82 200 323 357 1.55 1.06 214 517 22 0 0 2.53 26.37 53.99 17.12	P14S SL1d 523 16.38 200 365 397 1.68 1.03 221 625 18 0 0 .84 32.62 49.97 16.56	P16S SL1d 273 42.7 200 250 250 1.11 .99 224 278 12 0 0 0 2.32 90.68 7.01	P17S SL1d 287 43.61 200 248 250 1.11 1.01 223 279 12 0 0 0 3.97 88.34 7 7
n ^k echantillon type de sediment moyenne mode 1 taille mode 1 mediane grain moyen classement asymetrie quartile 25% quartile 75% calcaire total % galets % graviers % fines	7-41 SL1d 429 33.31 315 355 370 1.22 1.01 293 438 14 0 .96	7-43 SL1b 2135 26.38 200 289 737 4.19 10.97 228 4020 18 0 30.56 04	7-43b SL1d 266 38.62 200 240 246 1.16 1.03 210 283 11 0 0	7-44 SL1d 680 20.4 250 309 328 1.34 1.01 232 417 14 0 4.34 85	7-46 SL1e 175 46.39 125 158 165 1.16 1.07 141 190 10 0 0	21-174 SL1d 281 39.41 200 218 222 1.15 1.01 189 254 19 0 .8 56	21-176 SL1d 270 37.7 250 260 260 1.15 .99 224 300 7 0 0
<pre>% fines % sable grossier % sable moyen % sable fin</pre>	0 15.68 80.88 2.49	.04 7.37 52.23 9.83	0 3.83 78.31 17.86	.85 11.42 70.53 12.84	.4 .68 19.47 79.44	.56 3.4 62.26 32.97	0 .52 88.19 11.28
n's echantillon type de sediment moyenne mode 1 taille mode 1 mediane grain moyen classement asymetrie quartile 25% quartile 25% quartile 75% calcaire total % galets % graviers % fines	21-180 SL2b 2425 11.65 400 589 861 2.21 1.57 334 1632 43 0 23 .31	23-193a SL2b 1764 14.33 1250 1520 1467 1.55 .93 945 2290 47 0 33.52 0	23-194b SL1d 607 27.14 400 453 491 1.28 1.09 368 609 23 0 2.73 0	24-198b SL2b 1224 14.2 1250 1030 869 2.1 .62 387 1707 43 0 16.74 0	24-199a SL2b 1064 21.24 315 483 680 2.07 2.12 339 1463 44 0 17.08 0		31-264 SL1d 223 44.17 200 216 215 1.13 .98 189 243 9 0 0 0 0
 sable grossier sable moyen sable fin 	33.77 31.8 11.15	60.9 5.52 .07	36.24 60.54 .48	47.4 34.77 1.1	31.61 49.85 1.45		.12 65.44 34.44

Echantillons P12S à P17S: fraction sableuse des éch. P12 à P17 correspondants. Echantillon 2-9, prélevé à proximité des éch. P12 à P14. Les échantillons 7-41 à 21-180 correspondent aux types 1 à 8 de la figure IV-6. Les points 23-193a à 24-199a correspondent à des gravelles coquillières (cf. fig. IV-24). L'échantillon 31-264 enfin représente un sable typique du Vergoyer. PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Reproduction à l'échelle, d'un extrait d'enregistrement sonar (à 1/1000). Dans sa progression de la droite vers la gauche, c'est à dire d'Est en Ouest (cap 271), le poisson met en évidence une zone caillouteuse (en noir), passant brutalement à un domaine sableux (en clair) couvert de mégarides. Il s'agit du banc de la Bassure de Baas au large de Boulogne-sur-Mer. La partie droite (en haut) du sonogramme montre par ailleurs un relèvement des fonds correspondant à cette structure.



Photo 1:

Extrait de sonogramme obtenu dans le champ Nord, montrant la bifurcation de la crête d'une vague de sable d'assez forte amplitude (environ 8 m). Au Sud, la crête est festonnée de mégarides parallèles, de longueur d'onde = 5 m. Le reste de la structure est couvert de mégarides de plus grande longueur d'onde (environ 10 m), d'orientation obligue par rapport à la crête de ridin.

Photo 2:

Extrait de sonogramme obtenu dans le champ Nord, montrant l'obliquité (environ 30°) des mégarides par rapport à la crête des ridins. Seules les structures situées sur le sommet de la pente douce (au Sud) des vagues de sable restent parallèles à la crête. Les mégarides ont une orientation pratiquement E-W, alors que les vagues de sable sont orientées ESE-WNW. Celles-ci ont une longueur d'onde proche de 220 m

Photo 3:

Malgré la diaphonie (D) importante, cet extrait de sonogramme permet de déduire la direction du courant à partir de l'asymétrie des mégarides. Sur la piste gauche, en bas à gauche, la pente douce, la plus longue, apparaît en clair. La pente abrupte plus rétrodiffusante apparaît en noir. La mégaride est par conséquent orientée vers le Nord. Parallèlement, sur la piste droite au centre, la pente abrupte se trouve "à l'ombre" par rapport au poisson et apparaît en blanc, alors que la pente douce, exposée, apparaît en noir. Ces mégarides ont donc une polarité Nord, indiguant qu'elles sont soumises, au moment de l'enregistrement, à un courant de flot.



Planche 3

Photo 1:

Phénomène de réfraction de mégarides à l'aval de crêtes de vagues de sable. Les mégarides prennent ici une orientation perpendiculaire à la crête des ridins sur le flanc abrupt pour reprendre progressivement une orientation parallèle dans le creux et sur la pente douce des vagues de sable. Celles-ci ont une longueur d'onde peu élevée variant de 50 à 150 m. La tache blanchâtre, au centre de l'image sur la droite, constitue un artéfact.

Photo 2:

Phénomène de réfraction des mégarides à deux échelles différentes. Des mégarides de longueur d'onde proche de 10 m s'orientent perpendiculairement à la crête d'un ridin de faible amplitude, alors qu'une seconde famille de ces structures, de longueur d'onde exceptionnellement faible (environ 2 m)prend une orientation NNW-SSE dans le creux des mégarides de premier ordre, orientées W-E. Cette disposition peut être comparée aux photos 2 et 4, planche 4. La diaphonie (D) est importante sur la piste du bas.

Photo 3:

Mise en place successive de 2 familles de mégarides en fonction du changement d'orientation des courants de marée. Pour plus d'explications, se reporter au texte (V-B-3-2-1). En raison de la diaphonie importante, seule la piste gauche du sonogramme est représentée.



Photos 1 et 2:

Vues macroscopiques du creux d'une mégaride, située sur le pied externe de la Bassure de Baas. Des débris coquilliers s'accumulent au pied de la pente abrupte de la mégaride (photo 2) et viennent recouvrir les rides "en échelle" (longueur d'onde 5 à 10 cm) perpendiculaires à la structure. Ces rides particulières s'imbriquent avec des rides droites, parallèles à la mégaride (photo 1) et disparaissent progressivement. Vers le sommet de la mégaride, les rides prennent une allure linguoïde, dûe à l'accélération des courants.

Photo 3:

Vue générale de la crête d'une grande vague de sable (amplitude = 8 m) du champ côtier. Cette crête est droite et aiguë.

Photo 4:

Vue générale d'une mégaride festonnant le flanc de cette grande vague de sable. Des rides perpendiculaires se développent à l'aval de la pente abrupte (p.a.) de la structure.



Photo 1:

Vue macroscopique de "rides de fines" se développant à l'étale de courant dans les creux et sur la pente abrupte des mégarides. Ces rides d'orientation N-S sont formées sous l'action d'un courant secondaire d'orientation W-E, qui agit durant la renverse de courant. Au moment de l'observation, sa vitesse était proche de 20-30 cm/s.

Photo 2:

Vue macroscopique du creux d'une mégaride située sur le pied externe de la Bassure de Baas. L'épaisseur de sable est faible (environ 5 cm) et laisse apparaître les éléments grossiers du substrat de cailloutis sous-jacent.

Photo 3:

Vue macroscopique de la pente douce d'une mégaride, montrant la formation de rides à partir d'un dépôt de brique pilée mis en place 6 h plus tôt. La vitesse maximale du courant de jusant qui a induit la formation de ces rides était de 25-30 cm/s.

Photo 4:

Vue macroscopique de rides formées sur le talus littoral, au large de Berck. De légers tris lithologiques apparaissent avec la concentration de débris coquilliers dans les creux des rides. Photographie fournie par L.CABIOCH et R.GLACON (campagne du laboratoire de biologie marine de Roscoff, 1972-1973).

Photo 5:

Vue macroscopique du sédiment hétérogène constitutif des interbancs. Le sable est mélé aux graviers, galets , coquilles et tubes d'Annélides.

Photos 6, 7 et 8:

Vues générales sur une vague de sable du champ Nord. Malgré la présence de coquilles éparses, le sable du creux de ridin (photo 6, échantillon P10) est plus fin et beaucoup mieux classé que le sable coquillier de la crête du ridin (photo 7, échantillon P11). Les tris granulométriques et lithologiques au sein des mégarides qui festonnent les flancs de la structure sont très accentués (photo 8): les graviers et débris coquilliers se concentrent dans les creux de ces mégarides.

Nota: Les étoiles de mer (Asteria rubens) sont exclusivement présentes sur la pente abrupte et dans les creux de mégarides qui constituent des zones abritées par rapport aux courants de marée.



CTION DE IENCES

ILL

RESUME.- Les recherches effectuées s'inscrivent dans une convention Région-IFREMER relative au domaine côtier du Nord - Pas-de-Calais, associant chimistes, biologistes et sédimentologues. Situé en Manche Orientale, le secteur analysé s'étend, sur le littoral, de la Baie d'Authie au Cap d'Alprech et se prolonge vers le large jusqu'au rail de navigation. Le régime hydrodynamique y est dominé par l'action des courants de marée, qui se renforcent du Sud vers le Nord et atteignent 3 noeuds. Le flot plus intense que le jusant, entraîne une dérive générale de la masse d'eau dirigée vers le Nord et accentuée par les houles et les vents.

L'étude de la couverture sédimentaire superficielle et de ses relations avec les facteurs hydrodynamiques a été abordée au moyen des techniques suivantes : sonar latéral, bathymétrie, prospection par caméra vidéo et en plongée, prélèvements de sédiments, courantométrie. La morphologie des fonds est marquée par la présence de grands bancs sableux (le Vergoyer, la Bassure de Baas et le Battur) allongés sur plusieurs dizaines de kilomètres, parallèlement aux courants de marée. Leur surface est couverte de vagues de sable transverses. Celles-ci s'associent également sous la forme de 3 champs de "ridins". Bancs et vagues de sable sont festonnés de mégarides, structures transverses de second ordre. Ces différents corps sableux sont constitués de sables moyens ou grossiers, parfois enrichis en débris coquilliers, et reposent sur un substrat de cailloutis de galets de silex. La complémentarité des techniques d'études permet une cartographie précise des corps sédimentaires, où sont identifiées des variations granulométriques et lithologiques, aussi bien à l'échelle du banc qu'à celle de la mégaride.

Par opposition à la Bassure de Baas et au Battur, les deux flancs du Vergoyer sont soumis préférentiellement à l'action d'une des deux phases de courant : le flot ou le jusant. La dynamique de ce banc s'apparente à celle des principaux bancs de Mer du Nord. La Bassure de Baas et le Battur se comportent comme des édifices où transitent les sédiments superficiels. Contrairement aux vagues de sable, peu mobiles, les mégarides se déplacent en fonction de l'intensité des courants. L'orientation et la morphologie de ces différentes structures montrent, en accord avec les mesures de courants, que la résultante des transits sédimentaires est dirigée vers le Nord. Une valeur moyenne de 250 T/m par an a été calculée.

Les bancs et les vagues de sable sont d'origine flandrienne, ils ont commencé leur mise en place entre 9 000 et 7 000 B.P. Leur surface correspond à un modelé actuel de la couverture de sables beiges, d'origine plus récente.

Mots-clés : Manche Orientale, sonar latéral, courants de marée, corps sableux, cartographie morpho-sédimentaire, dynamique sédimentaire, Flandrien.

ABSTRACT.- The investigations were carried out as part of a cooperation program sponsored by the I.F.R.E.M.E.R. and the North - Pas-de-Calais Council, and concerning the whole Nord - Pas-de-Calais coastal area ; this program includes chemists, biologists and sedimentologists. The study area is located in the northeastern part of the English Channel and covers 800 km^2 . It extends from Baie d'Authie in the South to Cap d'Alprech in the North, and from the french coastline to the navigation track. Hydrodynamic conditions are dominated by strong tidal currents which may reach 3 knots. Flood, which is stronger than ebb and reinforced by waves and winds, produces a general northward drift of water.

Using complementary techniques, a study has been performed on the surficial sediments and their relations with hydrodynamic conditions. Techniques include : side scan sonar, bathymetrical mapping, diving prospection and video filming, sediment sampling and current measurements. Sea-floor morphology is dominated by large elongated sand banks (Vergoyer, Bassure de Baas and Battur) of several tens of km's long and oriented parallel to tidal currents. They are covered with transverse sand waves. These may as well be associated within 3 "ridins" fields too. Sand banks and sand waves are covered with second-order, transverse megaripples. All these bedforms lie on a substrate of flint pebbles and are composed of medium and coarse sands which are sometimes enriched in shelly debris. The use of complementary techniques enabled us to accurately map the bedforms, where grain-size and lithologic variations are identified, as well on scale of bank's as on the scale of megaripple.

In contrast with Bassure de Baas and Battur, the two flanks of Vergoyer are preferentially shaped by the action of either flood or ebb. Dynamics of this bank are similar to that of the North Sea's major banks. Bassure de Baas and Battur behave like accumulations where surficial sediments pass by. Unlike sand waves, which are not very mobile, megaripples move according to the strength of currents. Orientation and morphology of these different bedforms show that resulting sediment movement is directed to the North. They move close to 245 T/m per year.

bedforms show that resulting sediment movement is directed to the North. They move close to 245 T/m per year. The sand banks as well as the sand waves are of flandrian age. They appeared between 9 000 and 7 000 B.P. Their surface is considered to originate from modelling by currents, of the beige sands cover, in more recent times.

<u>Key-words</u>: Eastern English Channel, side scan sonar, tidal currents, bedforms, morpho-sedimentary mapping, sedimentary dynamics, Flandrian.