

50376
1988
125



n°d'ordre 215

50376
1988
125

INCE

présentée à

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

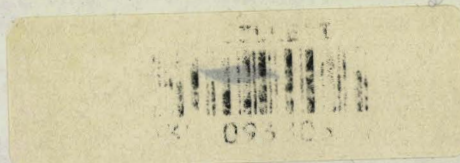
pour obtenir le titre de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE en OCEANOLOGIE

par

Philippe CLABAUT

**DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE
DANS LE DETROIT DU PAS-DE-CALAIS
(LARGE DES CÔTES FRANÇAISES)**



Soutenu le 22 Avril 1988 devant la commission d'examen.

Président	H.CHAMLEY
Rapporteurs	L.R.LAFOND J.SOMME
Examineurs	C.AUGRIS C.BECK A.CAILLOT M.LE GOUIC F.MADELAIN

Avant de présenter les résultats de cette étude, je tiens à adresser mes plus vifs remerciements à tous ceux et celles qui ont participé à sa réalisation et à souligner l'importance du soutien dont j'ai bénéficié.

Ces remerciements s'adressent en premier lieu à Monsieur Hervé CHANLEY, Professeur de sédimentologie à l'Université de Lille I, pour la confiance qu'il m'a accordé en me confiant l'étude du littoral de Wissant, puis celle du domaine sous-marin.

Au cours des quatre années passées dans son laboratoire, j'ai bénéficié de son expérience et de ses conseils. J'ai également apprécié sa disponibilité et sa gentillesse. Après avoir relu une grande partie du manuscrit, il me fait l'honneur de présider le jury de thèse.

Monsieur Claude AUGRIS, ingénieur au centre IFREMER de Brest, a lui aussi largement contribué à ce travail. Lors des missions du programme GRANOR qu'il a dirigé, il m'a initié à l'utilisation du sonar latéral et au dépouillement des sonogrammes. Depuis, il m'a constamment apporté une aide amicale pour la mise au point et l'édition de la carte des sédiments superficiels, mais aussi pour l'interprétation des résultats et la rédaction de ce mémoire.

Monsieur L.R. LAFOND, Professeur à l'Université de Paris-Sud et à l'Ecole Pratique des Hautes Etudes de Dinard, m'a, à maintes reprises prodigué ses conseils, avec une grande amabilité. Je lui suis reconnaissant d'avoir accepté de juger ce mémoire.

Monsieur Jean SONNE, professeur à l'Université de Lille I, m'a fait profiter de sa connaissance de la géologie des terrains quaternaires du Nord de la France et a, lui aussi, accepté de juger ce travail. Qu'il soit assuré de ma gratitude.

Monsieur C. BECK, maître de conférence à l'Université de Lille I, a souvent délaissé ses activités caraïbes pour se pencher sur les problèmes littoraux.

Monsieur A. CAILLOT, responsable du Service d'Application des Radioéléments du Commissariat à l'Energie Atomique, me fait le plaisir, après avoir organisé l'expérience de suivi de traceurs radioactifs d'examiner l'ensemble des résultats.

Monsieur M. LE GOUIC, ingénieur principal de l'armement au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, m'a permis, en mettant à notre disposition les mesures courantologiques et les documents anciens du SHOM, d'étudier les courants de marée et d'aborder le problème de l'évolution historique des bancs sableux.

Monsieur F. MADELAIN, responsable des programmes environnement de l'IFREMER, a suivi l'ensemble des travaux effectués dans le cadre de la convention de coopération entre IFREMER et la Région Nord - Pas-de-Calais.

Je suis honoré de l'intérêt qu'ils ont porté à ces études et de leur présence dans le jury.

L'important soutien matériel accordé par IFREMER et la Région Nord - Pas-de-Calais a permis la mise en oeuvre de nombreuses techniques d'étude, l'édition de la carte des sédiments superficiels au large de Boulogne sur Mer et l'attribution d'une bourse de formation.

J'en remercie Monsieur BELLET et Madame SAUVET (Conseil Régional - Service Recherche et Technologie), et Messieurs MADELAIN, MAUVAIS et BARBIER (IFREMER).

A cette aide matérielle s'est ajoutée une aide technique et logistique de la part de Messieurs LEFRANC et ARNAL (centre IFREMER de Boulogne), BASSOULET et L'HYAVANC (IFREMER Brest, Département Environnement Littoral), RIOU et BRANELLEC (IFREMER Brest, Département Assistance et Traitement des données), DHORNE (Service Maritime du Port de Boulogne).

LASSERRE et GUILLOU (Station biologique de Roscoff), BETTIG (Station météorologique de Boulogne).

Monsieur J. P. AUFFRET, maître de conférence à l'Université de Caen, a collaboré à la réalisation de la carte des sédiments superficiels.

Messieurs R. HOSLIN, J. MASSIAS et T. ROLLE (CEA/SAR), A. RICHARD et D. DAVOULT (Station Marine de Wimereux), G. LERICOLAIS (IFREMER), ont apporté leur concours lors des missions à la mer.

Messieurs J. PATOUILLARD et M. ROCHE, ont respectivement réalisé les programmes granulométriques et les analyses polliniques.

Les équipages des N/O SEPIA II, PLUTEUS II du C.N.R.S. et CRYOS de l'IFREMER, ainsi que les techniciens de GENAVIR (C. PRUDHOMME, Y. JAOUEN et J. L. LEPHILIPPE) ont largement contribué au travail à la mer.

Je les remercie d'avoir mis leur compétence à mon service.

Les différents rapports et mémoires n'auraient pu être mis en forme sans l'efficacité et la disponibilité de Mesdames DUJARDIN pour la frappe, BOCQUET pour le dessin, BREBION pour le tirage, et de Messieurs CARPENTIER pour la photographie et BALLENGHIEN pour la reliure.

A tous, j'exprime ma sympathie.

Au laboratoire, j'ai souvent bénéficié des conseils de Monsieur P. RECOURT, T. HOLTZAPFFEL, H. COULON et J. F. DECONINCK. Qu'ils reçoivent ici le témoignage de mon amitié.

L'amitié et la complicité qui se sont créées au cours de cette thèse avec Anne BOUQUILLON, Séphane DEWEZ et Olivier VICAIRE, font qu'ils sont pour moi bien plus que des collègues de travail.

Ce mémoire marque la fin de longues années d'études dont ma mère a supporté l'essentiel de la charge financière.

Chantal, ma fiancée, en a assuré la frappe.

C'est à elles que je le dédie.

LASSERRE et GUILLOU (Station biologique de Roscoff), BETTIG (Station météorologique de Boulogne).

Monsieur J. P. AUFFRET, maître de conférence à l'Université de Caen, a collaboré à la réalisation de la carte des sédiments superficiels.

Messieurs R. HOSLIN, J. MASSIAS et T. ROLLE (CEA/SAR), A. RICHARD et D. DAVOULT (Station Marine de Wimereux), G. LERICOLAIS (IFREMER), ont apporté leur concours lors des missions à la mer.

Messieurs J. PATOUILLARD et M. ROCHE, ont respectivement réalisé les programmes granulométriques et les analyses polliniques.

Les équipages des N/O SEPIA II, PLUTEUS II du C.N.R.S. et CRYOS de l'IFREMER, ainsi que les techniciens de GENAVIR (C. PRUDHOMME, Y. JAOUEN et J. L. LEPHILIPPE) ont largement contribué au travail à la mer.

Je les remercie d'avoir mis leur compétence à mon service.

Les différents rapports et mémoires n'auraient pu être mis en forme sans l'efficacité et la disponibilité de Mesdames DUJARDIN pour la frappe, BOCQUET pour le dessin, BREBION pour le tirage, et de Messieurs CARPENTIER pour la photographie et BALLENGHIEN pour la reliure.

A tous, j'exprime ma sympathie.

Au laboratoire, j'ai souvent bénéficié des conseils de Monsieur P. RECOURT, T. HOLTZAPFFEL, H. COULON et J. F. DECONINCK. Qu'ils reçoivent ici le témoignage de mon amitié.

L'amitié et la complicité qui se sont créées au cours de cette thèse avec Anne BOUQUILLON, Séphane DEWEZ et Olivier VICAIRE, font qu'ils sont pour moi bien plus que des collègues de travail.

Ce mémoire marque la fin de longues années d'études dont ma mère a supporté l'essentiel de la charge financière.

Chantal, ma fiancée, en a assuré la frappe.

C'est à elles que je le dédie.

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS

TABLE DES MATIERES.....1

INTRODUCTION.....11

PREMIERE PARTIE

CADRE ET TECHNIQUES D'ETUDE

CHAPITRE I - CADRE D'ETUDE.....17

A) CADRE GEOGRAPHIQUE.....17

B) CADRE MORPHOLOGIQUE.....18

C) CADRE GEOLOGIQUE.....20

1) STRUCTURE DE LA MANCHE ORIENTALE.....20

2) GEOLOGIE DE LA MANCHE ORIENTALE.....21

2.1 - Géologie du substratum.....21

**2.2 - Principales phases de l'histoire géologique
antéquatenaire.....26**

2.3 - Conclusion.....26

**3) INFLUENCE DES EVENEMENTS CLIMATIQUES QUATERNAIRES SUR LA
GEOMORPHOLOGIE.....27**

3.1 - Variations du climat et du niveau marin au Quaternaire.27

**3.2 - Paléogéographie de la Manche orientale et de la Mer du
Nord méridionale depuis le Pléistocène moyen.....29**

**3.3 - Conséquences géomorphologiques des variations du
niveau marin.....34**

D) FACTEURS HYDRODYNAMIQUES.....38

1) FACTEURS METEOROLOGIQUES : LES VENTS.....38

2) FACTEURS OCEANOGRAPHIQUES.....38

2.1 - La houle.....38

2.2 - Les courants aperiodiques.....40

2.3 - La marée.....41

2.4 - Les courants de marée.....45

CHAPITRE II - TECHNIQUES D'ETUDES.....	49
A) A LA MER.....	49
1) SONAR A BALAYAGE LATERAL.....	49
1.1 - Principe	49
1.2 - Caractéristiques techniques de l'équipement utilisé....	50
1.3 - Résolution du système.....	52
1.4 - Caractéristiques principales des sonogrammes.....	53
1.5 - Application à la cartographie de la zone d'étude.....	53
2) PRELEVEMENTS DE SEDIMENTS.....	55
3) PROSPECTION PAR CAMERA VIDEO ET EN PLONGEE.....	57
3.1 - Prospection par caméra vidéo sous-marine.....	57
3.2 - Plongée autonome.....	57
4) MESURES DE COURANT.....	57
5) TRACAGE RADIOACTIF.....	59
5.1 - Principe.....	59
5.2 - Traceur.....	59
5.3 - Immersions.....	60
5.4 - Détections en mer.....	61
5.5 - Présentation des résultats.....	61
B) ETUDE DE LA REPARTITION VERTICALE DES SEDIMENTS.....	64
1) SISMIQUE REFLEXION.....	65
2) VIBROCAROTTAGE.....	67
C) AU LABORATOIRE.....	67
1) DEPOUILLEMENT DES SONOGRAMMES.....	67
2) ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES.....	67
2.1 - Analyse granulométrique.....	67
2.2 - Calcimétrie.....	68
3) TRAITEMENT DES DONNEES.....	68
4) ETUDE DE DOCUMENTS ANCIENS.....	68
5) CONCLUSION.....	69

DEUXIEME PARTIE

CARTOGRAPHIE MORPHO-SEDIMENTAIRE

CHAPITRE III - MORPHOLOGIE DES FONDS.....	74
A) DOMAINES ROCHEUX.....	74
1) RAPPEL DE LA GEOLOGIE DU SUBSTRATUM.....	74
2) MORPHOLOGIE DES AFFLEUREMENTS ROCHEUX SOUS-MARINS.....	74
B) DOMAINES CAILLOUTEUX.....	78
1) ENTRE LE TALUS LITTORAL ET LE BORD INTERNE DE LA BASSURE DE BAAS.....	78
2) AU LARGE DE LA BASSURE DE BAAS.....	78
3) AU LARGE DE LA BAIE DE WISSANT.....	79
4) CONCLUSION.....	79
C) DOMAINES SABLEUX.....	80
1) CARACTERISTIQUES GENERALES DES FIGURES SEDIMENTAIRES.....	80
1.1 - Figures transversales.....	80
1.2 - Figures longitudinales.....	85
2) STRUCTURES SABLEUSES DANS LE DOMAINE D'ETUDE.....	90
2.1 - Du Cap d'Alprech au Cap Gris-Nez.....	90
2.2 - Au large du Cap Gris-Nez.....	101
2.3 - Du Cap Gris-Nez au Cap Blanc-Nez.....	103
3) CONCLUSION.....	107
CHAPITRE IV - ANALYSE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE MEUBLE.....	109
A) RESULTATS GENERAUX.....	109
1) BUTS ET MODALITES DE L'ECHANTILLONNAGE.....	109
1.1 - Entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez.....	109
1.2 - Entre les Caps Gris-Nez et Blanc-Nez.....	109
2) CARACTERISTIQUES GENERALES DES SEDIMENTS.....	110
3) CLASSIFICATION DES SEDIMENTS.....	111

B) DU CAP D'ALPRECH AU CAP GRIS-NEZ.....	112
1) LE PRISME LITTORAL.....	112
1.1 - Les sables fins gris.....	112
1.2 - Les sables moyens.....	112
2) LA BASSURE DE BAAS.....	114
2.1 - Répartition générale des sédiments.....	114
2.2 - Influence des vagues de sable.....	115
2.3 - Observation et prélèvements en plongée.....	115
2.4 - La terminaison de la Bassure de Baas.....	116
3) LA TERMINAISON DU CHAMP DE RIDINS.....	117
3.1 - Granularité des échantillons prélevés à la benne.....	117
3.2 - Répartition verticale des sédiments dans les rubans sableux.....	118
4) LA ZONE DES RUBANS COTIERS.....	119
4.1 - Caractéristiques générales des sédiments.....	119
4.2 - Etude de la fraction sableuse.....	120
4.3 - Analyse des échantillons de plongée.....	121
5) LA ZONE DES TACHES SABLEUSES.....	123
5.1 - Prélèvements à la benne.....	123
5.2 - Carottages.....	125
C) DU CAP GRIS-NEZ AU CAP BLANC-NEZ.....	129
1) LE BANC A LA LIGNE.....	129
2) LA BARRIERE.....	131
3) A L'EST DES GARDES.....	131
4) LA ZONE DU PIED DE BANC.....	132
4.1 - Prélèvements à la benne.....	132
4.2 - Prélèvements en plongée.....	133
5) LA ZONE DES CAILLOUTIS DU LARGE.....	134
6) CONCLUSION.....	135

TROISIEME PARTIE

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

CHAPITRE V - DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.....	142
A) RELATIONS ENTRE LES FACTEURS HYDRODYNAMIQUES, LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES ET LE TRANSIT SEDIMENTAIRE RESULTANT	142
1) UTILISATION DES COURANTS DE SURFACE POUR LA DETERMINATION DU SENS DES TRANSITS SEDIMENTAIRES.....	142
2) CONDITIONS DE FORMATION DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES.....	146
2.1 - Granularité des sédiments.....	146
2.2 - Vitesse des courants.....	146
2.3 - Influence de la quantité de sable disponible.....	147
3) ACTION DES HOULES.....	148
B) DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE LA ZONE CAP D'ALPRECH - CAP GRIS-NEZ...	149
1) AU LARGE DE LA BASSURE DE BAAS.....	149
1.1 - Courants de surface.....	149
1.2 - Structures sédimentaires.....	151
2) LA BASSURE DE BAAS.....	154
2.1 - Courants de surface.....	154
2.2 - Courants près du fond.....	155
2.3 - Structures sédimentaires.....	156
2.4 - Suivi de traceurs radioactifs.....	160
3) ENTRE LA BASSURE DE BAAS ET LA COTE.....	164
3.1 - Courants de surface.....	164
3.2 - Structures sédimentaires.....	164
C) AU NIVEAU DU CAP GRIS-NEZ.....	168
D) DU CAP GRIS-NEZ AU CAP BLANC-NEZ.....	168
1) DOMAINE DU LARGE.....	168
1.1 - Courants de surface.....	168
1.2 - Déplacements sédimentaires.....	170
1.3 - Structures sédimentaires.....	170
1.4 - Granularité des sédiments.....	171
2) LE PIED DU BANC DE WISSANT.....	171
2.1 - Courants de surface.....	171

2.2 - Courants de fond.....	172
2.3 - Structures sédimentaires.....	175
2.4 - Apport des analyses granulométriques.....	176
2.5 - Traçage radioactif.....	176
3) EN BAIE DE VISSANT.....	179
3.1 - Mesures courantologiques.....	179
3.2 - Structures sédimentaires.....	180
3.3 - Comparaison des courants mesurés au large du Banc à la Ligne.....	181
3.4 - Orientation du transit sédimentaire sur le sommet et le flanc interne du Banc à la Ligne.....	183
3.5 - Suivi de traceurs radioactifs.....	185
4) RELATIONS HYDROSEDIMENTAIRES ENTRE LE BANC A LA LIGNE ET LE LITTORAL.....	187
4.1 - Variations granulométriques saisonnières.....	187
4.2 - Suivi de traceur radioactif sur l'estran.....	191
4.3 - Conclusion.....	192
E) CONCLUSION.....	194

QUATRIEME PARTIE

EVOLUTION QUATERNAIRE

CHAPITRE VI - EVOLUTION HISTORIQUE DES BANCS SABLEUX.....	199
A) LE BANC A LA LIGNE.....	199
1) DOCUMENTS DISPONIBLES.....	199
2) MORPHOLOGIE DU BANC A LA LIGNE.....	200
2.1 - Morphologie du Banc à la Ligne en 1911.....	200
2.2 - Morphologie du Banc à la Ligne en 1975.....	200
3) EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE 1911 A 1975.....	200
4) COMPARAISON DES PROFILS BATHYMETRIQUES TRANSVERSAUX.....	202
4.1 - Secteur oriental.....	202
4.2 - Secteur médian.....	202

4.3 - Secteur occidental.....	202
4.4 - Précision des mesures.....	204
5) QUANTIFICATION DES VOLUMES DEPLACES.....	204
5.1 - Volumes érodés sur le flanc externe du Banc à la Ligne.....	204
5.2 - Volumes érodés sur le sommet du Banc à la Ligne.....	203
5.3 - Carte des isopaques de l'érosion du sommet du Banc à la Ligne.....	204
5.4 - Relations entre érosion du Banc à la Ligne et érosion du littoral.....	206
6) CONCLUSION.....	207
B) BANC COTIER.....	208
1) EVOLUTION BATHYMETRIQUE DU BANC COTIER ENTRE 1934 ET 1975....	208
2) COMPARAISON DES PROFILS BATHYMETRIQUES DE 1934 ET 1975.....	208
3) QUANTIFICATION DE L'ENGRAISSEMENT.....	209
C) BASSURE DE BAAS.....	209
D) CONCLUSION.....	210
CHAPITRE VII - APPORT DE L'ETUDE A LA CONNAISSANCE DE L'HISTOIRE QUATERNAIRE.....	214
A) HISTOIRE PLEISTOCENE.....	214
1) ENTRE BOULOGNE SUR MER ET LE CAP GRIS-NEZ.....	214
1.1 - Morphologie du substratum.....	214
1.2 - La couverture quaternaire ancienne.....	216
2) ENTRE LES CAPS GRIS-NEZ ET BLANC-NEZ.....	220
2.1 - Au large de la Baie de Wissant.....	220
2.2 - A l'aplomb du Banc à la Ligne.....	221
B) HISTOIRE HOLOCENE.....	222
CONCLUSION GENERALE.....	227

BIBLIOGRAPHIE.....233

LISTE DES FIGURES.....243

LISTE DES TABLEAUX.....251

I N T R O D U C T I O N

Les travaux qui font l'objet du présent mémoire s'inscrivent dans le cadre de la convention de coopération entre IFREMER et la Région Nord - Pas-de-Calais, signée en 1983.

L'un des buts initiaux du thème "environnement" de cette convention était de définir les modalités de l'évolution du littoral de Wissant, soumis à une importante érosion éolienne et marine.

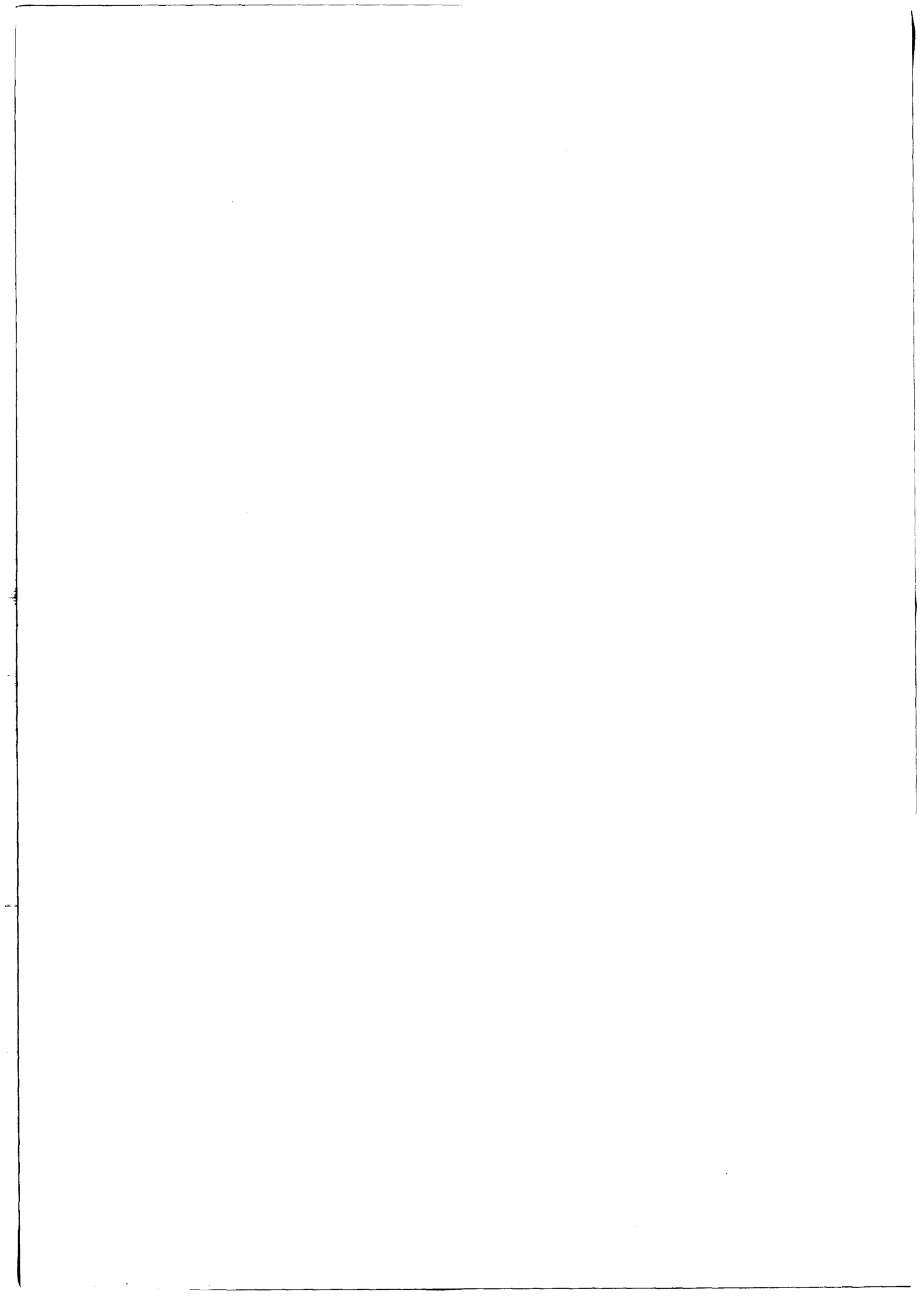
L'étude de l'évolution littorale, menée à terme en 1984, a montré la nécessité d'une connaissance approfondie de la morphologie sous-marine et de l'hydrodynamisme marin.

Les études marines, limitées dans un premier temps au large de la Baie de Wissant, se sont rapidement étendues à la façade maritime comprise entre la Baie d'Authie et le Cap Blanc-Nez, grâce à la collaboration avec les responsables du programme "GRANOR" (Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la région Nord - Pas-de-Calais). Cette étroite collaboration a permis, outre l'extension géographique du domaine d'étude à la zone Cap d'Alprech - Cap Gris-Nez étudiée ici, la mise en oeuvre du sonar à balayage latéral, du vibrocarottage et de la sismique réflexion.

Dès lors, les trois objectifs recherchés ont été de dresser une cartographie morpho-sédimentaire détaillée, de définir la dynamique sédimentaire de la zone d'étude, et d'aborder l'évolution historique des bancs sableux.

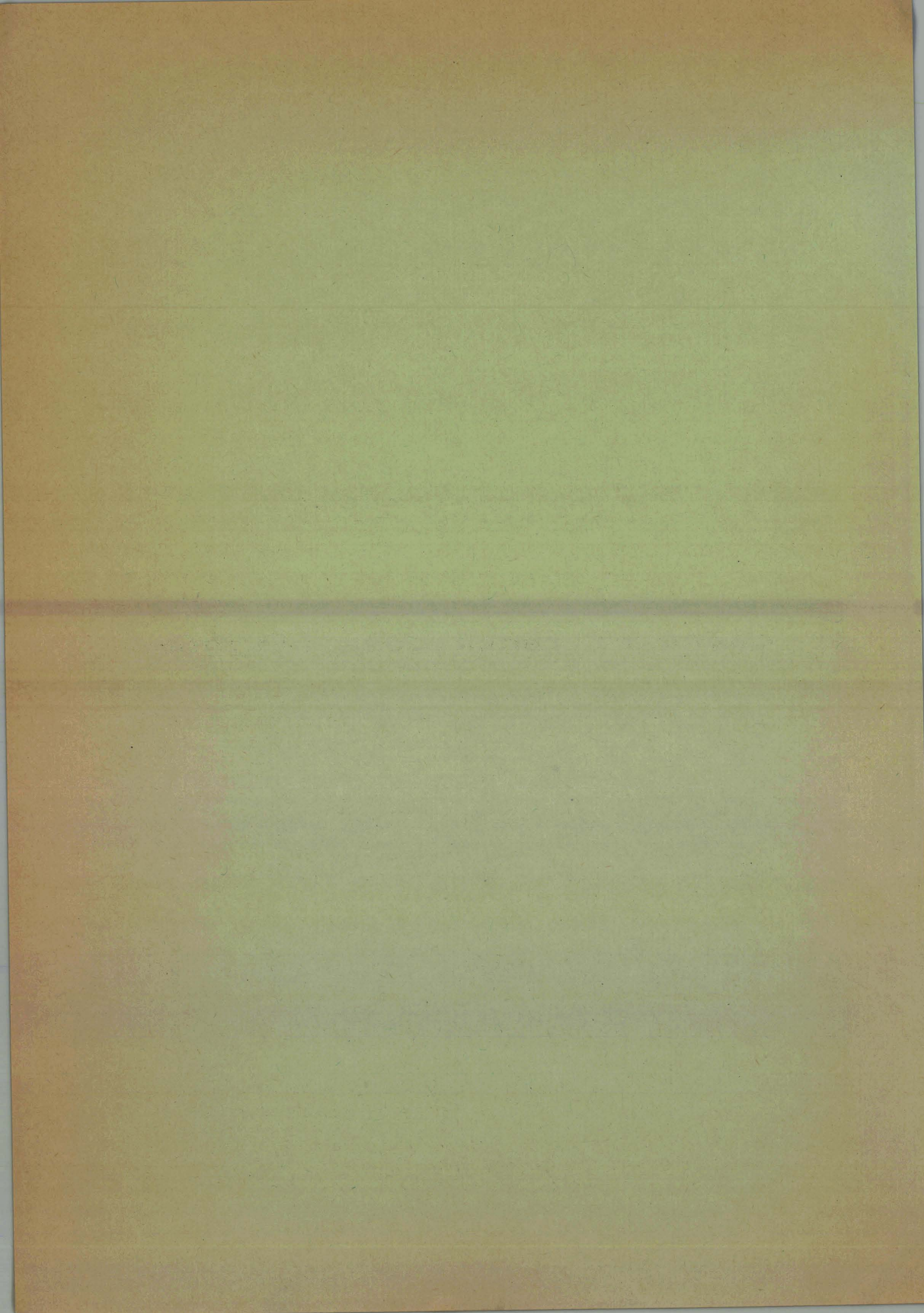
Ce mémoire est organisé en quatre parties :

- Cadre et techniques d'étude.
- Cartographie morpho-sédimentaire.
- Dynamique sédimentaire.
- Evolution et histoire quaternaire.



PREMIERE PARTIE

CADRE ET TECHNIQUES D'ETUDE



CHAPITRE I

CADRE D'ETUDE

A) CADRE GEOGRAPHIQUE.

Le détroit du Pas-de-Calais se situe à l'extrémité orientale de la Manche. D'une largeur minimale de 32 km entre le Cap Gris-Nez (A) et Dungeness (B) (fig. 1), il met en communication les bassins de la Manche Orientale et de la Mer du Nord méridionale. Le domaine étudié se situe en zone côtière française ; il s'étend depuis la côte jusqu'au rail de navigation (1), de la latitude du Cap d'Alprech (50° 42'N) au sud de Boulogne sur Mer, à celle du Cap Blanc-Nez (50° 56'N) (fig.1).

Sa largeur maximale est de 6 milles nautiques (\approx 11 km) devant le Cap d'Alprech et n'excède pas 3 milles (5,5 km) devant le Cap gris-Nez.

Sa superficie totale est de 250 km².

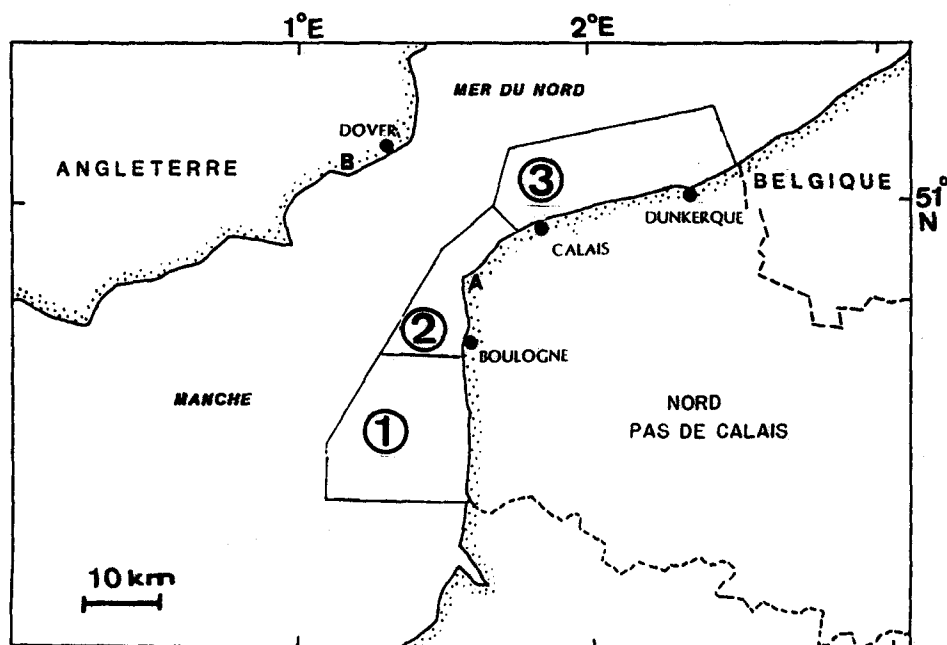


Fig. 1 Situation géographique de la zone d'étude.

- (1). Le rail de navigation est un dispositif de sécurité institué en raison de l'importance du trafic maritime dans le détroit du Pas-de-Calais (500 navires par jour en moyenne). Il permet de séparer le trafic à la manière d'une autoroute.

La zone Cap d'Alprech - Boulogne étudiée ici (2), se poursuit vers le Sud par la zone Boulogne-Authie (1), et vers l'Est par la zone Cap Blanc-Nez-frontière Franco-Belge (3) qui font l'objet d'études comparables dans le cadre des thèses respectives de S. Dewez et O. Vicaire.

B) CADRE MORPHOLOGIQUE.

Les côtes du Boulonnais sont principalement marquées par un changement d'orientation au niveau du Cap Gris-Nez : de direction S-N depuis le Cap d'Alprech, elles s'orientent brutalement W-E puis SW-NE jusqu'au Cap Blanc-Nez (fig. 2). Elles sont essentiellement rocheuses, à l'exclusion de la Baie de Slack, occupée par un massif dunaire peu étendu, et de la Baie de Wissant, bordée d'un cordon dunaire continu sur une distance de 4 km. Entre Wissant et le Cap Gris-Nez, cet étroit cordon dunaire isole un lambeau de plaine maritime (le marais de Tardinghen) du domaine marin ouvert.

La hauteur des falaises est généralement importante : elle atteint 50 m au Cap Gris-Nez et 133 m au Cap Blanc-Nez. Le réseau hydrographique se compose de plusieurs rivières à faible débit : la Liane, largement aménagée au niveau du Port de Boulogne, le Wimereux et la Slack. S'y ajoutent les ruisseaux du Chatelet et d'Herlen en Baie de Wissant.

La morphologie sous-marine de la zone d'étude est assez simple : de la côte vers le large, la profondeur augmente lentement, jusqu'à des valeurs de 30-35 m (fig. 2). La pente moyenne des fonds est très faible, mais peut varier notablement entre deux secteurs voisins (de 0 à 3°). Ces variations sont liées aux zones de haut-fond qui prolongent les falaises littorales (ex : Cap Gris-Nez), mais surtout à la présence de bancs sableux. Les deux bancs qui constituent les principaux reliefs de ce plateau faiblement incliné, la Bassure de Baas et le Banc à la Ligne, occupent des positions très différentes :

(2). Le 0 hydrographique (ou 0 C.M. = zéro des cartes marines) est le niveau des plus basses mers atteint pour un coefficient de marée maximal de valeur 120. Il sera utilisé comme référence tout au long de ce mémoire.

- La partie septentrionale de la Bassure de Baas s'étend, parallèlement à la côte, du Cap d'Alprech à Audresselles. Son sommet se trouve à une profondeur de 10m environ sous le zéro hydrographique (2).
- A l'inverse, le Banc à la Ligne est soudé à la côte, entre le Cap Gris-Nez et Wissant. Son sommet est proche de l'isobathe 0m.

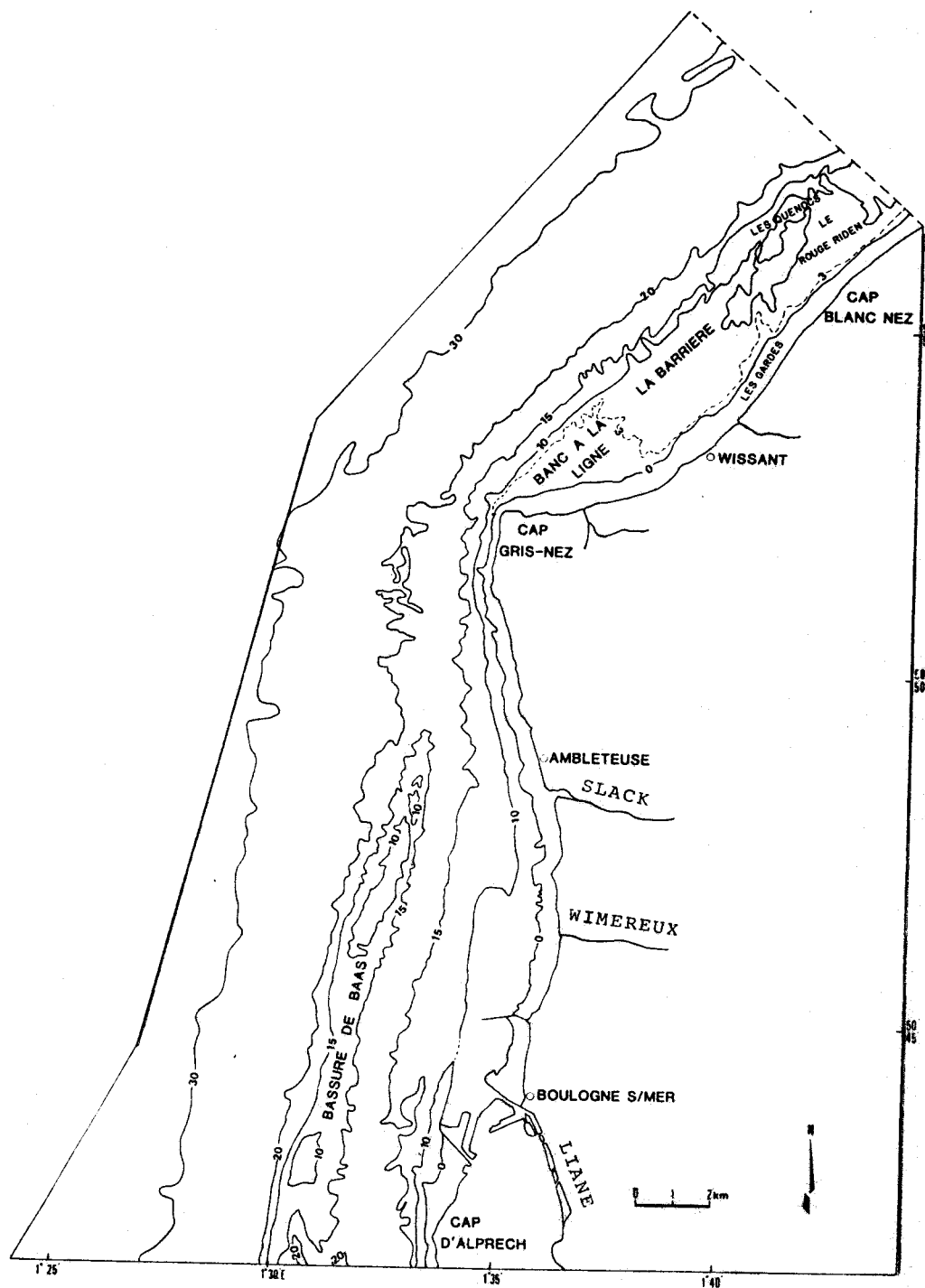


Fig. 2 Morphologie de la zone d'étude.
(Isobathes d'après les cartes marines du S.H.O.M.
n° 6681 et 6682 -édition 1985).

C) CADRE GEOLOGIQUE.

1) STRUCTURE DE LA MANCHE.

La Manche s'étend, selon un axe orienté SW-NE, sur une distance de 700km. Sa profondeur moyenne varie de 50 m environ dans le Pas-de-Calais à 110 m le long d'une ligne Ouessant - Iles Scilly, à l'exclusion de quelques fosses très étroites (fosse centrale, fosse d'Ouessant...). Son substratum géologique est classiquement divisé en 3 provinces de style différent (Curry-Smith, 1975 ; fig.3) :

- La Manche Occidentale s'étend d'une ligne joignant les îles Scilly à Ouessant, à une ligne joignant Start Point (Devon) au Cotentin. Cet axe structural de direction armoricaine (NW-SE) correspond probablement à une crête granitique reliant le granite de Cornubie en Angleterre à celui de Barfleur en Normandie.

D'un point de vue structural, elle constitue une série de horsts et de grabens orientés SW-NE, séparés par un système de failles dont les plus importantes se relaient d'Ouessant à Aurigny (Alderney). Cet accident Ouessant-Aurigny sépare deux régions très différentes :

* Au Sud, une zone où le substratum précambrien et paléozoïque, qui correspond au prolongement immergé du Massif Armoricain, n'est recouvert que par une mince couverture.

* Au Nord, une zone à couverture d'âge permien à tertiaire beaucoup plus épaisse.

- La Manche Centrale qui inclue la baie de Seine est comprise entre deux lignes structurales majeures : Start Point - Cotentin à l'Ouest, et Bembridge - Saint Valéry en Caux à l'Est.

Son substratum plissé et faillé est d'âge permien à éocène (Smith - Curry, 1975). La Baie de Seine constitue un monoclinial à pendage NE ou N, formé de terrains jurassiques à paléogènes (Boillot et Rioult, 1974).

Ces deux premières provinces sont des dépendances structurales du Massif Armoricain au sens large (Pomerol C., 1977).

- La Manche Orientale est la plus petite des 3 provinces. Elle s'étend de la ligne structurale Bembridge - Saint-Valéry-en-Caux au détroit du Pas-de-Calais. C'est un bassin intracratonique, trait d'union entre le bassin de Paris et le bassin du Hampshire (Pomerol, 1977).

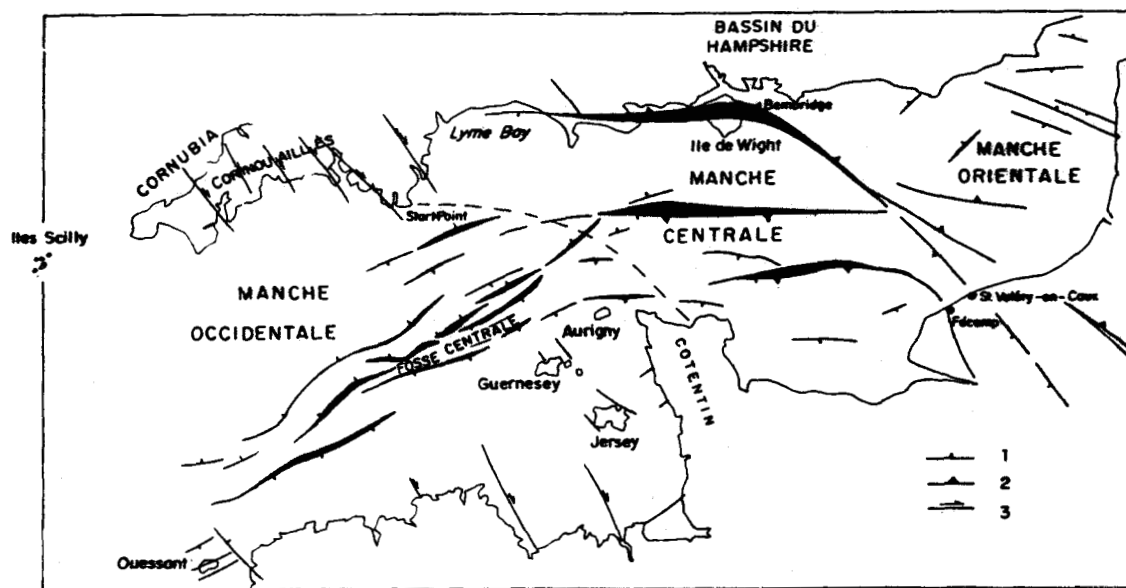


Fig. 3 : Structure de la Manche (Pomerol C., 1977)

L'estimation des déplacements verticaux indiqués par l'épaisseur des traits noirs est fondée sur les données de surface :

1 - faille verticale ; 2 - flexure ; 3 - faille de coulissement.

2) GEOLOGIE ANTE-QUATERNAIRE DE LA MANCHE ORIENTALE.

Le bassin oriental de la Manche se compose de deux ensembles principaux : le synclinal tertiaire de Dieppe-Hampshire et l'anticlinorium du Veald-Artois.

2.1 : Géologie du substratum.

a : Le synclinal de Dieppe-Hampshire.

Ce bassin est une vaste synforme dissymétrique dont le flanc nord est redressé, et dont l'axe principal, de direction E-V, se situe entre les parallèles 50°20' N et 50°25' N, à la latitude de Berck (Auffret et al., 1975) (fig.4). Il est limité à l'Ouest par la ligne structurale Bembridge - Saint-Valéry-en-Caux, au Sud et à l'Est par les couches crayeuses du Crétacé supérieur (Curry et Smith, 1975). Vers le Nord, il s'étend jusqu'à la latitude du Touquet. Cette limite, de direction WNW-ESE, est parallèle aux plis et au réseau de failles de

l'anticlinorium du Boulonnais (Auffret et al., 1975). La prospection géophysique et les carottages ont montré, au-dessus de la craie, une série essentiellement éocène dont l'épaisseur atteint 380 m à l'Est du bassin.

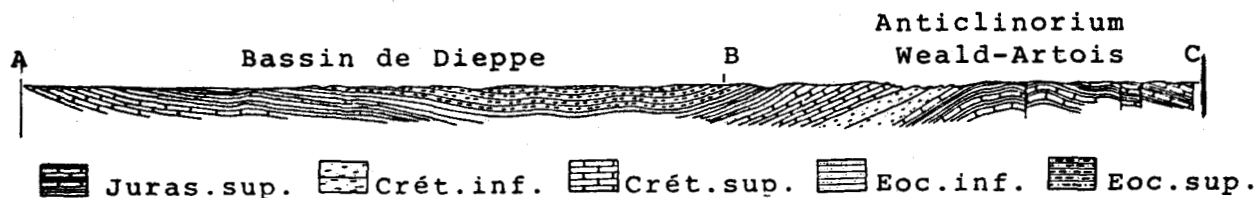
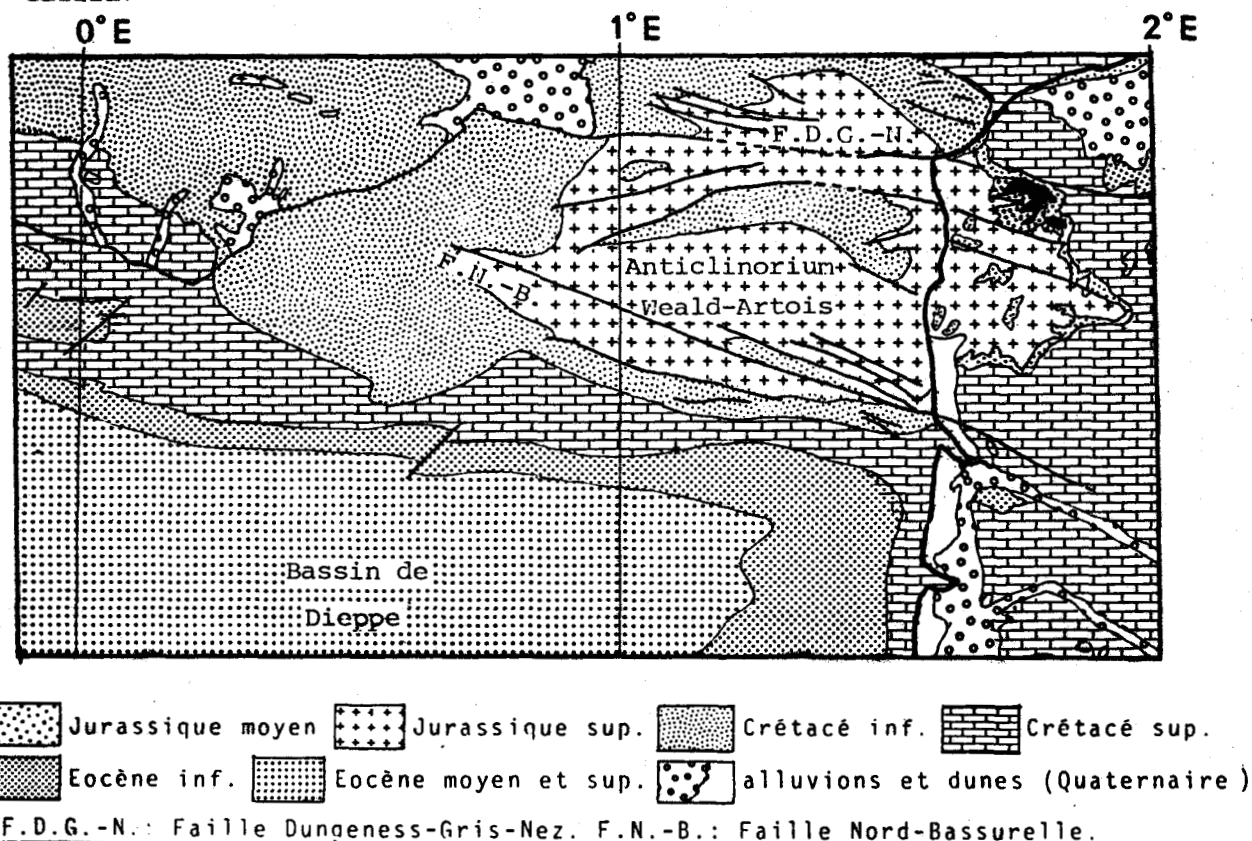


Fig. 4 : Carte géologique de la Manche Orientale (1/1000 000) (Boillot & Lefort, 1974) et coupe géologique Nord-Sud de l'anticlinorium Weald-Artois et du bassin de Dieppe d'après Boillot et Rioult, 1974.

b : L'anticlinorium Weald-Artois.

Depuis la réalisation de la première campagne de sismique-réflexion en 1969 sous l'égide du C.N.E.X.O., plusieurs interprétations de la structure du détroit du Pas-de-Calais ont été proposées (Robert,

1972 ; Boillot, Lefort, 1974 ; Lapierre, 1975 ; Auffret, Colbeaux, 1977). Cette zone se présente comme un vaste anticlinorium d'axe VNW-ESE dont les couches, d'âge Jurassique supérieur à Wealdien, viennent s'envoyer de part et d'autre du Pas-de-Calais sous les terrains d'âge Crétacé moyen (fig.4). Au contact avec les couches du bassin de Dieppe, le pendage des couches jurassiques est de 2° à 3° (Amar, 1971).

b-1 : Série sédimentaire.

Les carottages de roche effectués par Auffret et Colbeaux en 1977 ont montré que la série sédimentaire impliquée dans les structures se compose du Kimmeridgien, du Portlandien, du Purbeckien et du Wealdien. Les faciès jurassiques rencontrés sont identiques à ceux connus à terre dans les falaises littorales (Auffret, Colbeaux, 1977), et décrits par Bonte (1969). Ils peuvent être regroupés en trois ensembles distincts (Riout et al., 1972) :

- Les marnes, généralement grises ou noirâtres et alternant avec des petits bancs de calcaire argilo-gréseux, composent différents niveaux s'échelonnant du Kimmeridgien supérieur au Portlandien terminal.

- Les grès glauconieux à ciment calcaire rapportés au Portlandien inférieur.

- Les calcaires argileux et grumeleux dont le faciès est connu dans les formations purbeckiennes du Boulonnais (Pointe aux Oies). Cette série apparaît plissée et fracturée en sismique, et constituée par une succession de réflecteurs puissants et continus. Le Crétacé inférieur à faciès continental (Wealdien) est formé d'alternances de sables verdâtres, de grès et d'argiles rouges à lie-de-vin. Ces formations ont été sismiquement bien observées au Nord du Cap Gris-Nez où elles recouvrent le substratum jurassique horizontal (Lapierre, 1975).

b-2 : Plis.

Le jurassique supérieur affleure jusqu'au voisinage du milieu du détroit à la faveur de grands anticlinaux dont les axes plongent vers l'WNW. Ils sont séparés par des synclinaux occupés par des terrains d'âge Wealdien (Robert, 1972). A la latitude de Boulogne, l'anticlinal dit " des ridens " est une large voûte dissymétrique à coeur de Kimmeridgien. Les pendages sont faibles (1 à 2° pour le flanc sud ; 4 à 7° pour le flanc nord) et l'élévation structurale maximale atteint 350m (Auffret, Colbeaux, 1977).

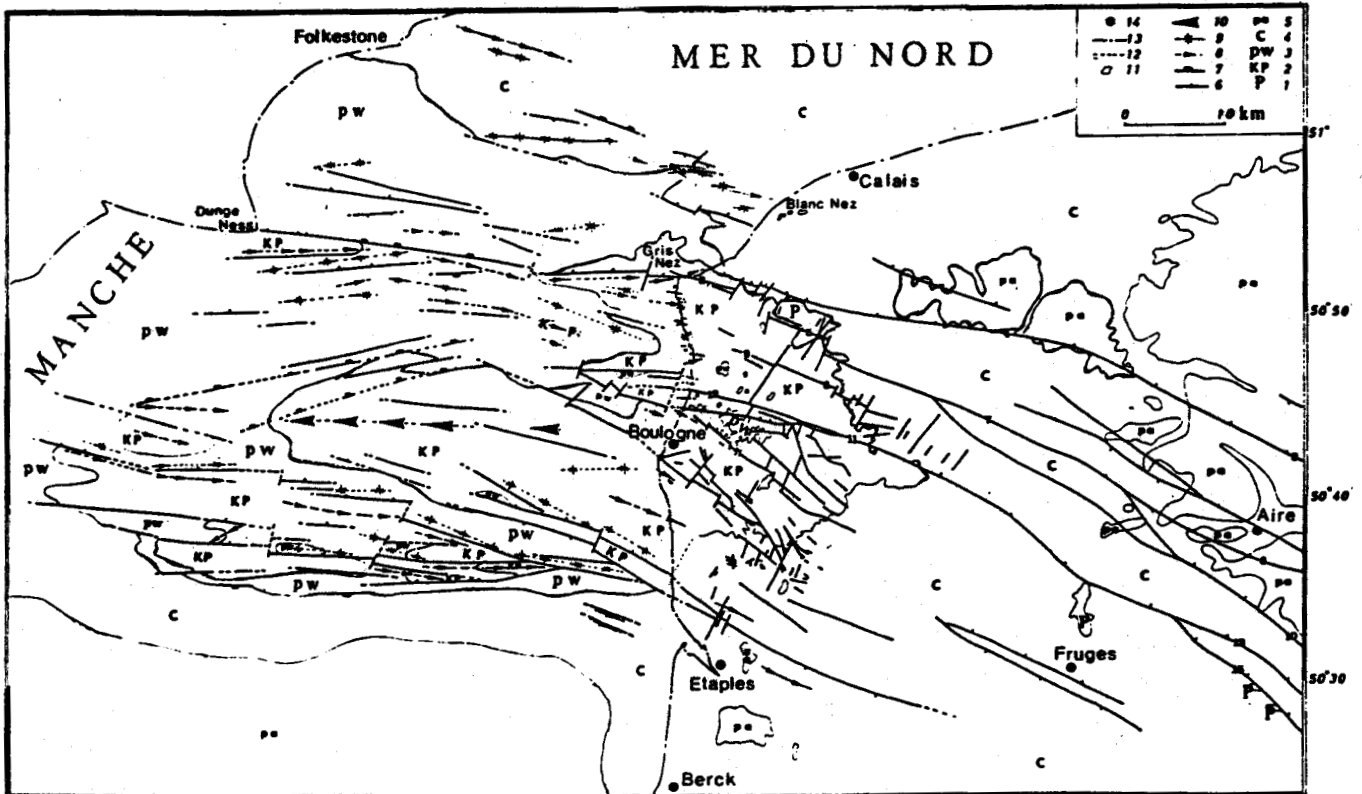
Sur le littoral entre Boulogne et le Cap Blanc-Nez, quelques anticlinaux de faible amplitude sont visibles. D'après Guillard (1967) et Pruvost (1921), ces plis sont d'âge tardi-jurassique. Au Cap Gris-Nez, un pli de flèche décamétrique est visible sur l'estran (Auffret, Colbeaux, 1977). Au large du Cap Blanc-Nez, un anticlinal secondaire affecte le Gault et la craie ; c'est l'anticlinal des Quénocs, pli bien marqué dont le flanc NE plonge sous les falaises littorales (Destombes et Destombes, 1963 a ; Destombes et Shepard-Thorn, 1972).

b-3 : Fracturation.

Dès les premières études de sismique-réflexion de grandes fractures de direction WNW-ESE ont été reconnues. Elles prolongent les failles "longitudinales" (Bonte, 1969) connues à terre. Auffret et Colbeaux (1977) ont identifié deux "faisceaux faillés" (fig.5) :

- Le faisceau faillé sud-boulonnais, qui se raccorde à la côte à la latitude de la Canche et se prolonge à terre par la faille de Montreuil. Il affecte principalement le Jurassique supérieur qui est découpé en compartiments allongés de largeur kilométrique. La faille majeure de ce faisceau est la faille Nord-Bassurelle (fig.4) dont le rejet vertical est supérieur à 200m à proximité du Banc de la Bassurelle.

- Le faisceau faillé Nord-Boulonnais, surtout visible sur le littoral entre Boulogne et le Cap Gris-Nez (par les failles d'Épitre-Slack, de Wimereux et de la Courte Dune) se marque en mer au niveau des bancs durs du Jurassique supérieur. Il est plus problématique dans les formations argileuses, en particulier dans le Wealdien. La faille majeure de ce faisceau est la faille Gris-Nez - Dungeness (fig.4), de type cisailante dextre (décrochement horizontal : 6 km). Elle constitue le prolongement marin d'une faille majeure appelée par Colbeaux (1974) "cisaillement Nord-Artois" (= faille Lille - Liège - Gris-Nez). Pour Colbeaux et al. (1977), la zone de cisaillement Nord-Artois, soulignée par des axes gravimétriques et des séismes à hypocentres peu profonds, et superposée à un accident du socle (Jones, 1956), sépare deux entités majeures : les blocs brabançon au Nord et ardennais au Sud.



1 : primaire ; 2 : Kimmeridgien-Portlandien ; 3 : Purbeckien-Wealdien ; 4 : Crétacé ; 5 : Paléogène ; 6 : faille avec indication du compartiment abaissé ; 7 : flexure avec indication du compartiment abaissé ; 8 : axe anticlinal ; 9 : axe synclinal ; 10 : l'anticlinal des Rïdens ; 11 : limite des assises géologiques distinguées de 1 à 5 ; 12 : tracé supposé ; 13 : la côte ; 14 : localité.

Fig. 5 : Principaux éléments structuraux de la région Artois-Boulonnais-Manche orientale (Auffret, Colbeaux, 1977).

Ces failles longitudinales paraissent verticales sur les enregistrements de sismique. A celles-ci, s'ajoutent quelques failles transverses plus courtes et de direction perpendiculaire aux structures régionales. Au niveau de la retombée nord de l'anticlinorium Weald-Artois, les formations albo-cénomaniennes, légèrement discordantes sur le Wealdien (Robert, 1972), plongent vers le N et le NE (Destombes et Shepard-Thorn, 1972) le long d'une ligne Folkestone - Cap Blanc-Nez.

c : Domaine oriental.

Au-delà de cette zone, la partie la plus méridionale de la Mer du Nord est formée d'un plateau crayeux, à pendage régulier et très faible vers le Nord ; au niveau de la zone côtière des Flandres, les terrains crétacés plongent lentement sous les dépôts argilo-sableux du Landénien et argileux de l'Ypresien, qui constituent l'extrémité occidentale du bassin tertiaire belge (Robert, 1972).

2.2 : Principales phases de l'histoire géologique antéquatenaire.

Après le dépôt des terrains primaires, plissés et fracturés par l'orogénèse hercynienne, la sédimentation marine est pratiquement continue pendant tout le Jurassique (Amar, 1971). A la fin du Jurassique et jusqu'au Crétacé moyen (Wealdien inclus), le Boulonnais connaît une phase d'instabilité tectonique, marquée par des ondulations anticlinales et synclinales de faible amplitude, ainsi que par le rejeu des failles longitudinales d'origine hercynienne. Cette phase se traduit en mer par une discordance nette du Wealdien à faciès continental sur le jurassique marin (Auffret, Colbeaux, 1977). La transgression crétacée se développe de l'Albien supérieur au Cénomanién. La sédimentation crayeuse se poursuit jusqu'au Crétacé terminal (Amar, 1971). De la fin du Crétacé à l'Eocène, une nouvelle période d'instabilité tectonique, paroxysmale au Lutétien moyen, est à l'origine de la surrection du horst Weald-Artois. Cette phase est un écho de la mise en place des Alpes. Dès lors, le bassin Anglo-Belge est séparé de l'ensemble Bassin Parisien - Manche Orientale - Bassin du Hampshire (Auffret, Colbeaux, 1977). Au Miocène, une nouvelle pulsation, contemporaine des stades tardifs de l'orogénèse alpine, accentue le caractère de horst de la structure.

2.3 : Conclusion.

L'axe Weald-Artois constitue, à son stade actuel d'évolution, un horst entre deux zones faillées dont les principaux accidents sont les failles Gris-Nez - Dungeness et Montreuil - Bassurelle (Auffret, Colbeaux, 1977). Cette structure est formée de compartiments de socle individualisés dès la fin de l'orogénèse hercynienne et limités par des failles longitudinales cisailantes. La couverture mésozoïque et cénozoïque a enregistré depuis le Jurassique les rejeux de ces failles, liés à l'histoire de l'Atlantique Nord.

3) INFLUENCE DES EVENEMENTS CLIMATIQUES QUATERNAIRES SUR LA GEOMORPHOLOGIE.

3.1 : Variations du climat et du niveau marin au Quaternaire.

Au cours du Quaternaire, les importantes variations climatiques ont entraîné une succession de périodes glaciaires (Weichselien, Saalien et Elsterien pour les plus récentes) et interglaciaires (Flandrien, Eemien, Holsteinien...); (tab. 1).

Les variations du niveau marin, établies par datation radiochronologique, biostratigraphique ou sédimentologique de témoins d'origine continentale ou marine, sont en fait la résultante des mouvements eustatiques, isostatiques, et parfois tectoniques survenus en un lieu donné.

ANNEES milliers	CHRONOSTRATIGRAPHIE	
		HOLOCENE
10	PLEISTOCENE RECENT	Weichselien
100		Eemien
	PLEISTOCENE	Saalien
		Holsteinien
		Elsterien
500		complexe "CROMERIEN"
800	PLEISTOCENE ANCIEN	Menapien
1000		Waalien
1500		Eburonien
2000		Tiglien
2500		Pretiglien
	TER- TIAIRE	PLIOCENE

Tab. 1 : Chronostratigraphie du Quaternaire (Sommé, 1979).

La Manche et la Mer du Nord, peu profondes, ont connu au Quaternaire plusieurs cycles d'exondation et d'émersion. Chaque cycle a plus ou moins effacé les vestiges des cycles précédents. Les variations climatiques sont bien connues pour la période holocène (10 000 B.P. à actuel). Le réchauffement du climat ayant été progressif, différents stades ont été différenciés (tab.1). Les variations du niveau marin sont aussi bien connues pour la période holocène, où des courbes continues de remontée du niveau marin ont pu être établies (Jelgersma, 1961 ; Larssonneur, 1971 ; Ters, 1973).

La courbe, donnée en fig.6, a été établie par les datations de 160 échantillons prélevés de Calais à la Charente. Cette courbe diffère de celles de Jelgersma (1961) ou Larssonneur (1971) par les oscillations positives et négatives depuis 8 200 ans. Elles suggèrent aussi des remontées rapides jusqu'à 7 000 B.P., puis beaucoup plus lentes. Depuis 2 500 B.P., le niveau marin est proche de l'actuel.

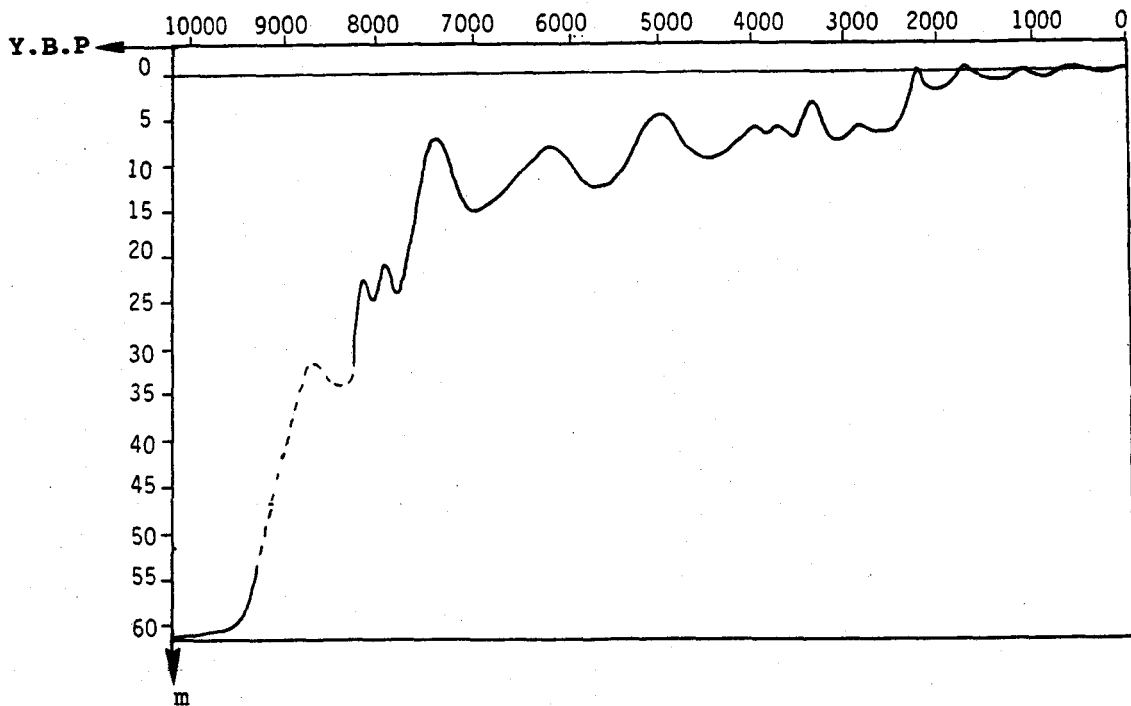


Fig. 6 : Courbe de variation du niveau marin à l'holocène (Ters, 1973).

Pour les périodes antérieures, les résultats sont moins précis et parfois contradictoires. Ainsi l'interglaciaire Riss-Würm (ou Bemien), aurait été selon Zagwijn (1977) un simple cycle transgressif. Par contre pour Lalou et al. (1971) et Duplessy et al. (1976), cette transgression aurait comporté 3 oscillations ou pulsions (Dumas, in Guilcher, 1980). Les témoins des cycles climatiques antérieurs à l'Holocène sont à la fois moins nombreux et remaniés. Les informations sont donc ponctuelles et discontinues. Elles se limitent au Pléistocène moyen et supérieur.

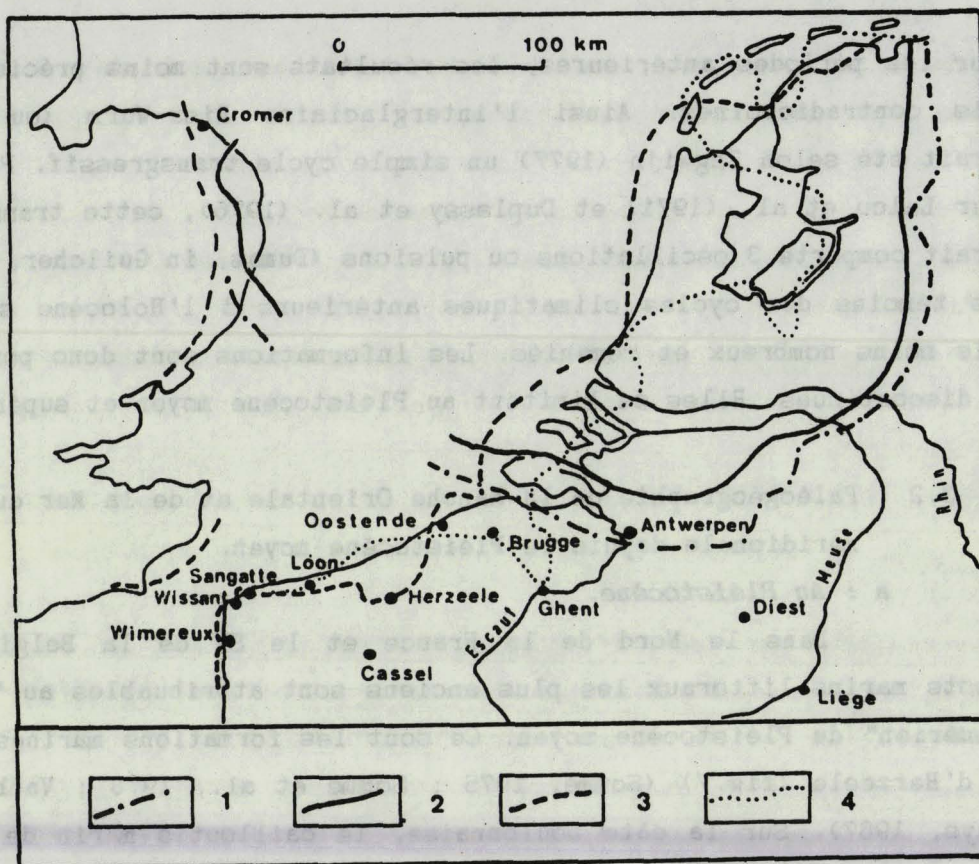
3.2 : Paléogéographie de la Manche Orientale et de la Mer du Nord méridionale depuis le Pléistocène moyen.

a : *Au Pléistocène.*

Dans le Nord de la France et le SW de la Belgique, les dépôts marins littoraux les plus anciens sont attribuables au "complexe cromérien" du Pléistocène moyen. Ce sont les formations marines de Loon et d'Herzeele (fig.7) (Sommé, 1975 ; Sommé et al., 1978 ; Vanhoorne et Denys, 1987). Sur la côte boulonnaise, le cailloutis marin de Wissant, qui culmine à +13m N.G.F., seraient d'âge holsteinien. (De Heinzelin, 1964), ou peut être cromérien (Ters, 1969, in Sommé, 1975).

La falaise de la Pointe aux Oies (N de Wimereux), située à proximité de l'ancien estuaire de la Slack ainsi que la falaise fossile de Sangatte, serait également d'âge pléistocène moyen (Sommé, 1975).

Ces formations prouvent donc l'existence, lors de plusieurs phases interglaciaires du Pléistocène, d'un domaine marin dont la configuration géographique est proche de l'actuelle (Sommé, 1975). Pour l'ensemble de la Mer du Nord et le détroit du Pas-de-Calais, les dépôts émiens sont rares voire absents (Sommé, 1975 ; Oele et Schüttenhelm, 1979). La relative absence de ces sédiments peut être due, selon Oele et Schüttenhelm (1979) à leur intense remaniement par les rivières weichseliennes et la transgression flandrienne, qui les rend difficilement identifiables.



1. Pliocène (Reuverien). — 2. Pléistocène ancien (Tiglien). — 3. Pléistocène moyen ("Cromérien" et/ou Holsteïniën). — 4. Pléistocène récent (Eemien).

Fig. 7 : Littoraux pléistocènes de la Mer du Nord (Sommé, 1979).

Lors des périodes glaciaires, les glaciers ont pu couvrir en partie la Mer du Nord :

- à l'Elsterien, ils atteignaient la Hollande (Zagwijn, 1974 in Jansen et al., 1979), et peut-être aussi l'East Anglia (Zagwijn, 1979).

- lors de la glaciation saaliëne, les glaciers couvraient une grande partie de la Mer du Nord ; deux grands ensembles glaciaires, l'un scandinave, l'autre britannique (Oele, Schüttenhelm, 1979, Guilcher, 1951) se rejoignaient en Mer du Nord. Par contre, l'hypothèse de Kellaway et al. (1975), selon laquelle des glaciers d'âge saalien se seraient déplacés de la Manche vers la Mer du Nord, via le détroit du Pas-de-Calais, est vivement contestée par Oele et Schüttenhelm (1979). Le niveau marin se situait à 130m au moins sous le niveau actuel (Emery, in Jelgersma, 1979).

Au weichselien, la glaciation est limitée à la Scandinavie (Guilcher, 1951). Dans les Iles Britanniques, elle est minimale et le Sud de la Mer

du Nord est libre de glaces (Oele, Schüttenhelm, 1979). Cette zone connaît alors un climat périglaciaire, avec rivières et lacs (Jansen et al., 1979). Un grand lac d'eau douce occupait la Mer du Nord septentrionale au début du Weichselien (Valentin, in Dujon, 1969 ; Oele, 1971 b) (fig.8).

b : A l'Holocène.

Au maximum de la dernière glaciation (Würmienne), vers 18 000 B.P., le niveau marin se trouvait à 120-130m sous l'actuel (Jelgerma, 1979 ; Shepard, in Dujon, 1969 ; Larssonneur, 1971). Puis le réchauffement du climat entraîna un retrait rapide des glaces et une remontée du niveau marin.

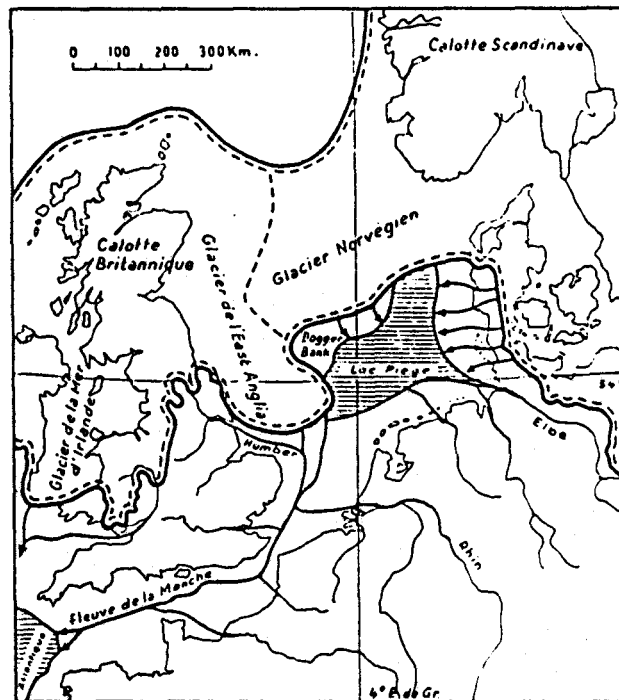


Fig. 8 : L'Europe du Nord pendant la glaciation du Würm (Woldstedt, 1967, in Dujon, 1969).

Selon la courbe de remontée du niveau marin utilisée, les côtes diffèrent sensiblement pour un même âge. Ainsi, les courbes de Larssonneur (1971), établie pour le NW de la France et de Jelgersma (1979), établie pour la Hollande, donnent-elles des reconstitutions de paléorivages assez différentes pour la Manche et la Mer du Nord (fig.9). A titre d'exemple, vers 12 000 B.P., le niveau marin se situait à

-60m pour Larssonneur et à -90m pour Jelgersma. Par contre, l'isobathe 10m est atteint vers 6 500 à 7 000 B.P. pour les deux auteurs.

La communication de la Manche et de Mer du Nord a été datée, selon les auteurs 8 300 B.P. (Eisma et Mook, in Jansen et al., 1979), 8 600 à 9 000 B.P. (Prentice, 1972) et 9 000 B.P. (Larssonneur, 1971).

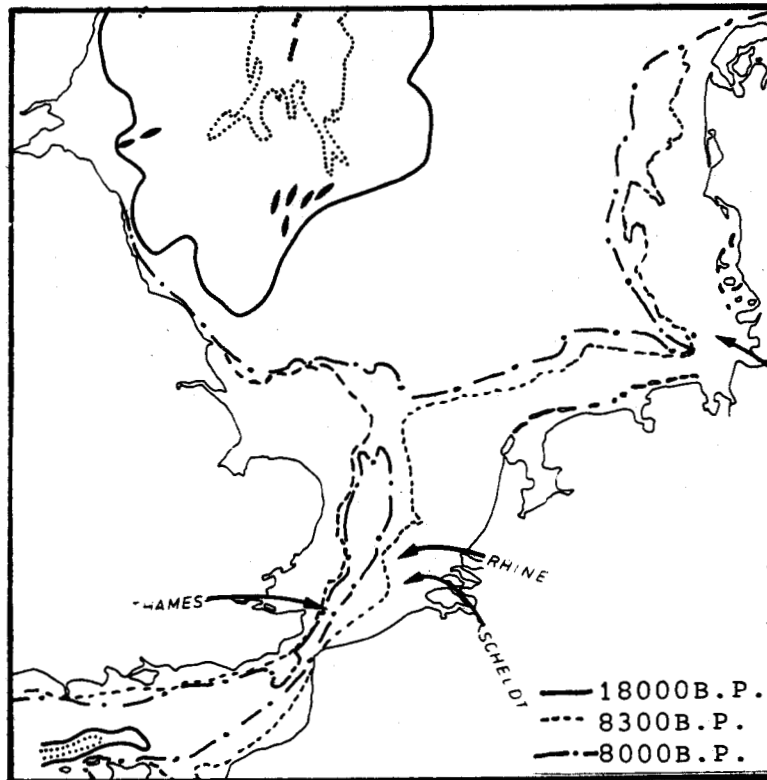


Fig. 9 : Paléorivages de Mer du Nord depuis 18 000 ans (Jelgersma, 1979).

c : Le problème de l'ouverture du Pas-de-Calais.

Si la dernière mise en communication de la Manche et de la Mer du Nord est d'âge holocène, de nombreux auteurs attribuent à l'ouverture du Pas-de-Calais un âge plus ancien. Destombes et al. ; Shepard-Thorn (1975), se basant sur les travaux de Kellaway (1974), donnent un âge Saalien à l'ouverture du détroit. La ligne de hauteurs ("Chalk ridge") fermant le Pas-de-Calais aurait été rompue par un glacier remontant de la Manche vers la Mer du Nord (Kellaway) ; ce glacier saalien serait également à l'origine de surcreusements dans les terrains tendres, donnant des fosses. Cette thèse est incompatible avec la

paléogéographie établie par les auteurs neerlandais (Oele et Schüttenhelm, 1979).

De plus, les fosses résulteraient, selon eux, de violents courants de marée lors d'une phase précoce de développement du détroit.

Zagwijn (1961, 1975) et West (1970) (in Oele et Schüttenhelm, 1979), s'appuyant sur une répartition différente des pollens entre la Grande-Bretagne et le Continent, plaident en faveur d'un détroit ouvert à l'Emien. Oele et Schüttenhelm (1979) envisagent l'écoulement du Rhin vers l'océan à travers la Manche au Saalien, ce qui suppose également un détroit ouvert. La présence de formations marines d'âge Pléistocène moyen le long des côtes boulonnaises (Somme, 1975, 1979) nécessite un détroit ouvert à cet âge.

Selon Zagwijn (1979), un âge plus ancien ne peut être exclus, car ces sédiments ont pu être remaniés lors des transgressions successives.

Funnel, in Zagwijn (1979), pense que la première communication a pu intervenir dès le Tertiaire et qu'elle a pu persister au Pléistocène.

Guilcher (1951), reprenant la thèse de Reid (1913) et les travaux de Van Veen (1936), explique l'ouverture du Pas-de-Calais par la rétention excessive des eaux des fleuves d'Europe du Nord (Rhin, Meuse, Elbe...) par le glacier saalien.

Le débordement du lac proglaciaire, formé entre le front du glacier et le Pas-de-Calais, aurait entraîné la rupture de la ligne de hauteurs fermant le détroit.

Pour Alduc (1979), le Pas-de-Calais a pu se façonner à des époques successives et par des agents différents :

- une amorce par un réseau hydrographique mineur et ancien, peut être cromérien.
- un écoulement fluviatile d'origine proglaciaire qui pourrait être rissien.
- au Würm, une dégradation du chenal du Lobourg (fig.10 & 11) par les agents d'érosion périglaciaires.
- un façonnement marin par des courants de marée chenalisés au Flandrien.

Enfin, Colbeaux et al. (1981), proposent une origine tectonique de l'ouverture du Pas-de-Calais, par l'intermédiaire d'un graben induit par la zone faillée du Pas-de-Calais.

3.3 : Conséquences géomorphologiques des variations du niveau marin.

Deux types de formations traduisent l'impact des variations du niveau marin sur la morphologie sous-marine :

- les chenaux qui entaillent le substratum sont considérés comme des paléovallées, creusées par les rivières en période de régression. Ils sont plus ou moins comblés par les alluvions.

- les bancs sableux qui se superposent à l'ensemble des autres structures et représentent la dernière phase de la morphogénèse sous-marine (Auffret, Alduc, 1977).

a : Les paléovallées.

Elles dessinent en Manche Orientale un réseau complexe et discontinu, cartographié par Auffret et Alduc (1977), Alduc (1979), Auffret et al. (1980) (fig.10). Les éléments les plus importants en sont, d'W en E, la paléo-Seine et la paléovallée septentrionale. Celle-ci, longue de 270 km, se poursuit dans le Pas-de-Calais par le chenal du Lobourg et se raccorde au-delà au chenal méridional de la Mer du Nord.

Dans le Pas-de-Calais, l'élément essentiel est le Lobourg, goultière dissymétrique large de 10 à 15 km, qui longe les côtes françaises (fig.11). Sa profondeur moyenne, de 45m dans le Pas-de-Calais proprement dit, atteint rapidement 60m de part et d'autre. Ce chenal est nettement limité par deux berges concaves de hauteur 20 à 30m. Son versant W est abrupt. Par contre, du Nord de Dieppe au Cap Gris-Nez, son versant E passe insensiblement au trait de côte par une pente faible (5%). Ce chenal, unique au Nord de Boulogne et orienté N-S, se divise vers le Sud en deux bras de direction moyenne SW-NE, séparés par un îlot central (Alduc, 1979) :

- un bras S encaissé qui est le collecteur principal.
- un bras N pratiquement déblayé de ses sédiments.

Le remplissage alluvial du Lobourg est faible. Sur le versant E ne subsistent que des lambeaux étagés de plusieurs nappes alluviales : l'un peu épais, subsiste à une profondeur de 35m, entre les vallées de la Liane et de la Slack (terrasse A de Alduc) ;

l'autre occupe le fond du chenal, à une profondeur de 50m (nappe PII de Alduc) (fig.12) [c.f. chap. VII].

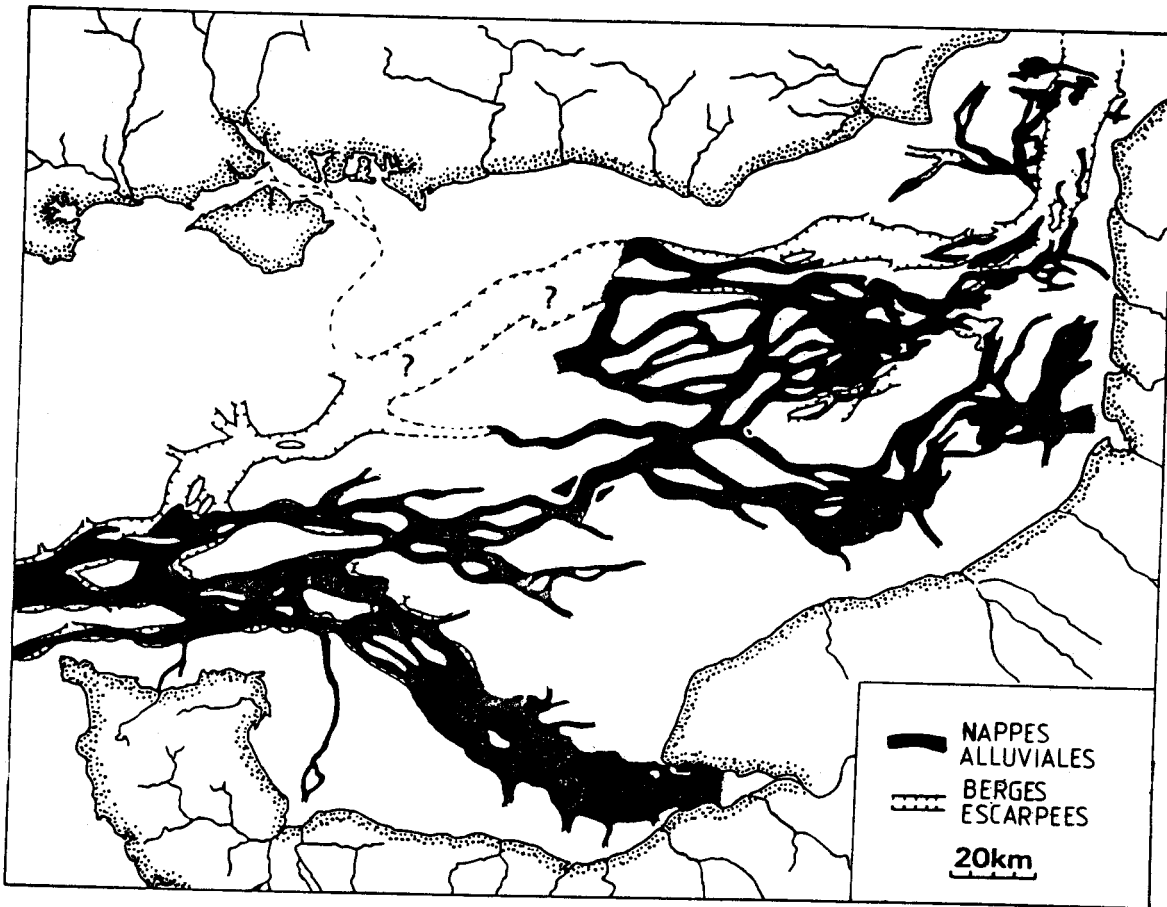
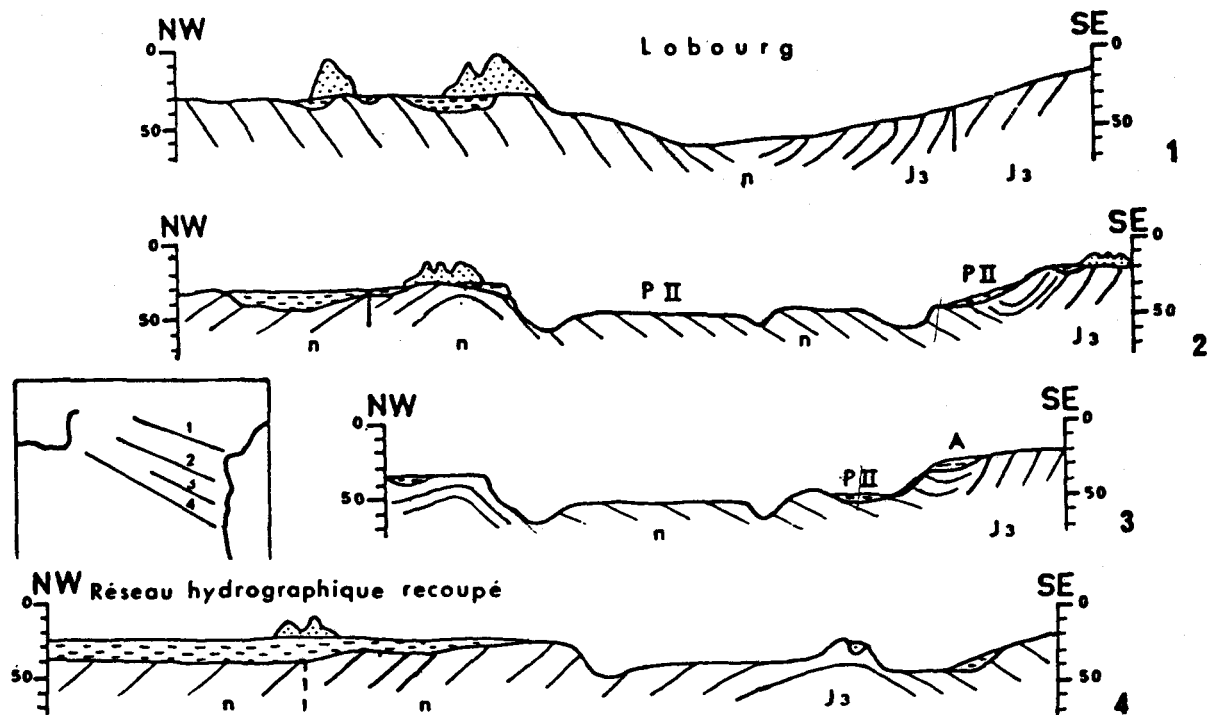


Fig. 10 : Réseau des paléovallées de Manche orientale
(Auffret et al., 1980, in Stride, 1982).



Fig. 11 : Réseau des paléovallées du détroit du Pas-de-Calais
(in Stride, 1982), détail de la figure précédente.



n:Wealdien J:Jurassique
 PII et A:terrasses alluviales

Fig. 12 : Profils transversaux et terrasses alluviales du Lobourg (Alduc, 1979).

Ces vallées sont, d'un avis général, d'origine fluviatile (Guilcher, 1951 ; Van Veen, 1936 ; Dujon, 1969 ; Alduc 1979 ; Alduc et Auffret). Elles se raccordent au réseau hydrographique actuel, mais leurs dimensions sont plus importantes. Ceci suppose un débit plus élevé des rivières lors des phases interglaciaires et démontre l'importance de l'érosion et de la sédimentation dus à ces cours d'eau. Notons que l'axe du Lobourg est perpendiculaire à l'anticlinal Weald-Artois. Les unités structurales n'ont donc pas pu guider le drainage initial du bassin.

b : Les bancs sableux.

Les bancs sableux qui occupent une large partie de la Mer du Nord méridionale et du détroit du Pas-de-Calais sont classiquement interprétés comme des formes engendrées par les courants de marée actuels (Guilcher, 1951). Leur présence pose les problèmes de l'origine du matériel qui les constitue, et de leur mécanisme de mise en place.

b-1 : Origine du matériel des bancs.

Pour Guilcher (1951), les matériaux sont été apportés par les fleuves d'Europe du Nord lors de la dernière glaciation. Ceux-ci, en s'écoulant vers la Manche à travers le Pas-de-Calais, ont remanié divers sédiments meubles préexistants. Swift (1975), Nio (1976), Eisma et al. (1977), estiment aussi que lors de la transgression flandrienne, des dépôts d'âge pléistocène à tertiaire ont été remaniés sous forme de bancs sableux. Ceci s'accorde avec l'opinion de Zagwijn (1974) pour qui le Rhin s'est écoulé dans le Pas-de-Calais lors de la glaciation saalienne, mais avec une charge alluviale trop faible pour déposer un volume sédimentaire tel que celui des bancs.

La transgression flandrienne semble donc être la période essentielle de mise en place du matériel des bancs.

b-2 : Mécanisme de mise en place des bancs.

Plusieurs auteurs (Guilcher, 1951 ; Robinson, 1960, 1966) considèrent que les courants de marée sont responsables de la mise en place des bancs actuels. D'autres les considèrent comme hérités de formes anciennes : pour Swift (1975), ce sont d'anciens bancs d'estuaire remodelés dans un environnement de plate-forme lors de la transgression ; pour Jelgersma (1961) et Oele (1971), ce sont d'anciennes barres sableuses d'estran mises en place par les vagues puis submergées. Jelgersma (1979) décrit d'ailleurs les relations entre les traits de côte holocènes successifs et les bancs sableux. Dujon (1969), s'appuyant sur les travaux de Houbolt (1968) distingue deux origines possibles : les bancs reposant sur un substrat plat et horizontal seraient des formes d'accumulation alors que d'autres seraient au moins en partie des formes d'érosion, sculptées dans les dépôts antérieurs à l'holocène.

D) FACTEURS HYDRODYNAMIQUES.

1) FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES : LES VENTS.

La Manche est largement soumise aux influences océaniques venant de l'W et du SW, ainsi qu'à celles, plus modestes, venant du N et du NE. Les dépressions qui se forment dans l'Océan Atlantique se déplacent dans l'axe de la Manche et engendrent des courants perturbés fréquents.

Une étude statistique des vents, réalisée par le centre météorologique départemental de Boulogne-sur-mer, d'après les enregistrements de la période 1949-1976, montre la répartition annuelle des vents (fig.13). Les résultats établis d'après les caractéristiques du vent moyen (vitesse moyenne calculée sur une durée de 10 minutes, toutes les 3 heures), traduisent assez mal les vitesses importantes atteintes lors des tempêtes.

Pour une année moyenne, 40 % des vents ont une vitesse inférieure à 5m/s ; 7,75 % d'entre eux étant inférieurs à 2m/s. 43% des vents ont une vitesse comprise entre 5 et 9m/s (soit approximativement 18 à 34km/h). 16% des vents ont une vitesse supérieure à 10m/s (36 km/h). Les vents de secteur SW sont les plus fréquents mais aussi les plus forts : leur vitesse dépasse chaque hiver 30 m/s (110 km/h). La vitesse maximale enregistrée au cours des cinq dernières années atteignant 45 m/s (166 km/h). L'importance de ces vents de SW et dans une moindre mesure de ceux de secteur NE, se traduit par l'étirement de la rose annuelle des vents selon un axe SW-NE (fig. 13).

2) FACTEURS OcéANOGRAPHIQUES.

2.1 : La houle.

a : Généralités.

Si sa vitesse est suffisante, le vent agit sur la surface de l'eau en provoquant la formation d'ondulations rectilignes appelées trains de vagues. La longueur d'onde et la hauteur des houles augmentent en fonction du fetch, qui est la distance de mer libre dans la direction d'où vient la houle.

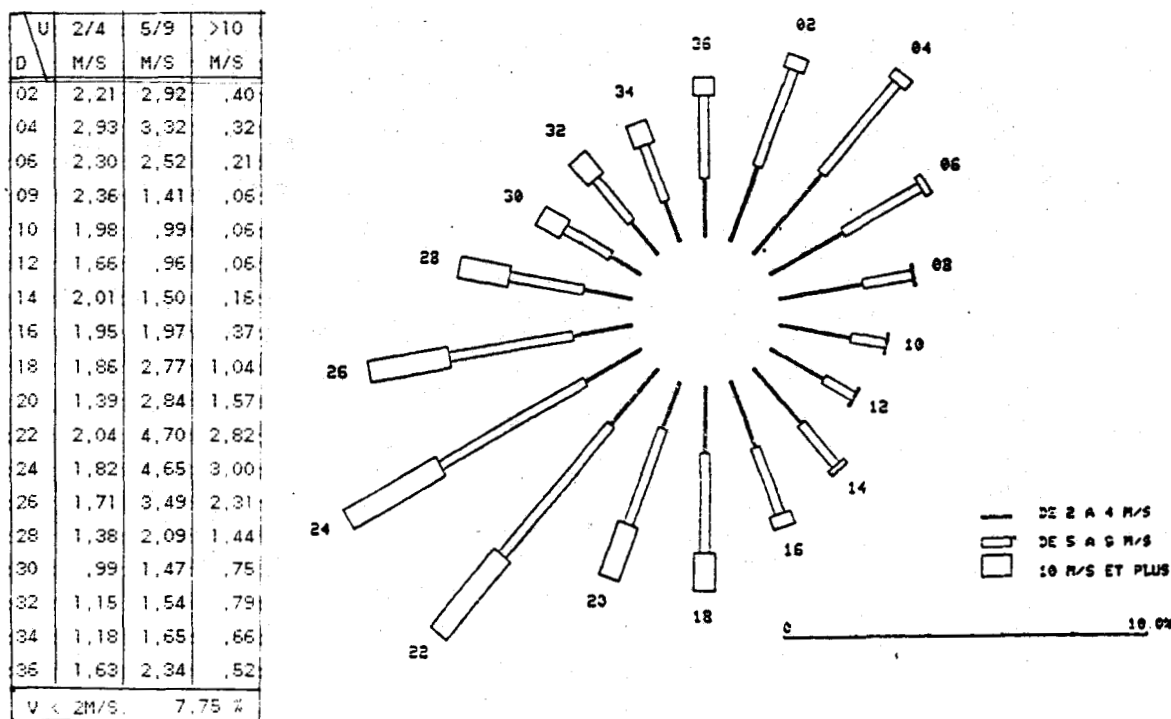


Fig. 13a : Répartition annuelle moyenne des vents à Boulogne sur Mer entre 1949 et 1976, (Station météorologique, Boulogne).

La hauteur des vagues dépend aussi du temps pendant lequel le vent souffle. Cependant, les forces d'inertie leur permettent de subsister assez longtemps après que le vent soit tombé.

La houle "du large" subit des modifications importantes dans les petits fonds. A proximité du littoral, voire même au niveau de certains sommets de bancs, deux types de déformations interviennent :

- des modifications de direction dues à la réflexion des houles, à la réfraction sur des fonds en pente douce, ou à la diffraction autour d'obstacles ;

- un rapprochement des crêtes de houles dû à la diminution de la profondeur, qui conduit à une force accrue sur le déplacement sédimentaire, et aux déferlements.

b : Caractéristiques des houles dans la zone d'étude.

Aucun enregistrement en continu des houles n'est connu dans la zone d'étude : Les seules mesures de houle utilisables à la côte

sont celles effectuées par le Laboratoire National d'Hydraulique (L.N.H.) devant le port de Boulogne, entre 1955 et 1960. La synthèse des mesures, montre que 90 % des houles ont une période moyenne (= temps séparant le passage au même endroit de deux crêtes de houle successives) comprise entre 5 et 9 sec. Les houles les plus fortes (dont la hauteur maximale peut atteindre 4,8m) ont une période de 7 à 9 sec. La hauteur significative des vagues ($H_{1/3}$) est inférieure à 71 cm dans 80 % des observations, comprise entre 71 et 141 cm dans 15 % des cas, et entre 1,41 m et 2,82 m seulement dans 5 % des observations. A Boulogne, on observe en moyenne une fois par an des houles d'amplitude 4,2 m. La houle centenaire a une amplitude de 7,4m.

Les mesures effectuées au Touquet montrent une large dominante des houles de secteur ouest ; à Dunkerque, les houles sont de secteur N et NW dominant (Clique, 1986).

2.2 : Les courants aperiodiques.

a : Courants généraux.

Le courant de dérive de l'Atlantique pénétrant dans la Manche, très faible à l'W de Cherbourg, prend une vitesse notable au delà. Dans le Pas-de-Calais, les mesures effectuées ont montré qu'il pouvait atteindre 2,7 milles par jour (5cm/s). Il est orienté vers le NE (SHOW, 1968).

Ce courant est négligeable d'un point de vue sédimentologique par rapport aux courants de marée.

b : Courants liés aux vents.

Le vent provoque un entraînement des eaux superficielles qui, par viscosité, se transmet aux couches plus profondes. Dans nos régions, la vitesse du courant de dérive de surface atteint 1 à 2 % de la vitesse du vent, si celui-ci a soufflé suffisamment longtemps.

Ainsi les vents prolongés de secteur W créent un courant portant à l'E ; ceux de NE un courant portant au SW. Si ces courants ont peu d'impact sur le transport des sédiments dans les domaines du large, ils sont essentiels en domaine côtier. Les courants de dérive entraînent un flux d'eau dévié vers la droite par rapport à la direction du vent, dans l'hémisphère nord (force de Coriolis). Si ce flux d'eau a une composante orientée vers la côte, on observe un afflux d'eau qui se traduit par une

montée de niveau de l'eau ou surcote. A l'inverse, des décotes peuvent se produire. Ainsi, dans le Pas-de-Calais, on observe fréquemment en hiver, des surcotes de 50 à 60 cm après 2 ou 3 jours de temps d'Ouest (SHOM, 1968)

Une étude statistique menée par le L.N.H. sur les différences entre cotes de pleine mer prédites et observées, à partir des données recueillies à Dunkerque de 1956 à 1977 a permis d'évaluer la surcote annuelle à 1.04 m, la surcote décennale à 1.49 m, la surcote centennale à 1.94 m.

Un modèle mathématique établi par Pingree et Griffith en 1980 a donné une surcote supérieure à 10 cm entre Baie de Somme et Cap Gris-Nez par vent de SW et une décote de -5 à -10 cm par vent de SE pour des vents de 10m/s. les surcotes sont particulièrement importantes dans l'érosion des littoraux sableux

2 3 La marée.

a : *Origine et périodicité.*

La marée est un mouvement périodique du niveau de la mer, généré par l'attraction gravitationnaire de la lune et du soleil et la rotation de la terre. La composante lunaire domine les phénomènes de marée et détermine la périodicité du cycle de marée. La période qui sépare deux pleines-mers ou deux basses-mers consécutives, est en moyenne de 12 h 24 min. A ce cycle bi-journalier, s'ajoute un cycle bi-mensuel morte-eau - vive-eau. Quand la lune, la terre et le soleil sont alignés à la pleine lune ou à la nouvelle lune, les deux composantes s'ajoutent pour donner des marées de vive-eau (VE), ou l'amplitude de variation, du plan d'eau (ou marnage) est maximale. Quand les deux composantes sont déphasées elles donnent des marées de morte-eau (ME), ou l'amplitude est minimale. Ce cycle s'exprime par une variation du coefficient de marée qui, exprimé en centièmes, traduit l'importance relative du marnage. Le coefficient de marée est un nombre sans dimension qui exprime les variations relatives de la dénivellation dans le temps, quelle que soit la valeur de cette dénivellation. Il correspond, pour une marée donnée, au quotient du marnage calculé par le marnage moyen calculé pour les marées d'équinoxe. Par définition, le coefficient 100 est attribué au marnage semi-diurne moyen lors des vives-eaux voisines

23 septembre). Pour les côtes de France, la correspondance entre les coefficients de marée et les principales marées est la suivante :

- coefficient : 120 : marées extraordinaires de vive-eau d'équinoxe.
- " 95 : marées de vive-eau moyenne.
- " 70 : marées moyennes.
- " 45 : marées de morte-eau moyenne.
- " 20 : marées de morte-eau les plus faibles.

Les coefficients, calculés chaque année pour Brest (référence) par le SHOM, sont transposables à tout point du littoral métropolitain. Notons que ces prédictions ne prennent pas en compte les variations du niveau de la mer sous l'influence des perturbations atmosphériques.

b : Les ondes de marée .

Les forces gravitaires agissent sur les océans principaux en donnant des marées peu importantes (environ 1 m d'amplitude dans l'Océan Atlantique). Cette onde "Atlantique", déformée par la variation de profondeur au contact du plateau continental, donne deux ondes dérivées :

- L'une qui se propage le long de la côte W de la Grande-Bretagne.
- L'autre qui se propage en Manche.

Cette dernière subit sur son parcours l'influence de l'écran du Cotentin, puis celle de l'écran formé par le Boulonnais.

A l'onde dérivée, de type progressif, s'ajoutent donc, dans la partie orientale de la Manche, des ondes réfléchies par la côte.

Ainsi, la zone d'étude est soumise principalement à une onde progressive venant de la Manche et qui se propage vers l'Ouest, à laquelle se superposent des ondes réfléchies par la côte ainsi qu'une onde antagoniste venant de la Mer du Nord ; cette dernière, moins importante, se réfléchit sur le littoral de la Belgique et du Nord de la France (Cliqué, 1986).

Comme sur l'ensemble des côtes françaises, les courbes de marée sont d'allure sinusoidale. A amplitude égale, la dissymétrie et la cambrure des courbes varient d'un point à un autre. Le montant est généralement plus court que le perdant, surtout en vive-eau. On constate ainsi une différence d'une heure au Touquet et à Calais, et de 2 heures à Boulogne et Dunkerque (Cliqué, 1986).

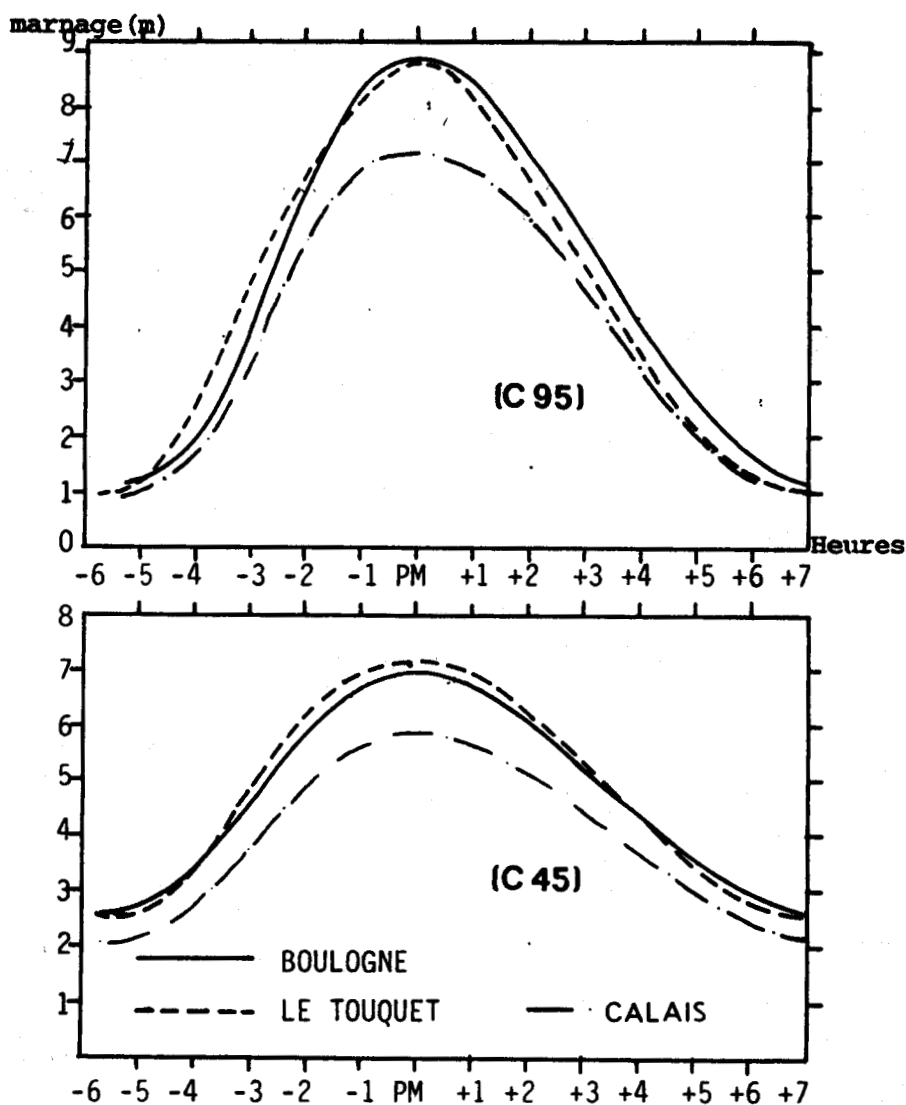


Fig. 13b : courbes de marée caractéristiques du Touquet à Dunkerque.

En raison de l'origine occidentale et du caractère progressif de l'onde de marée, la pleine mer a lieu plus tôt au Sud qu'au Nord. Le décalage entre Boulogne et Calais est d'environ 30 minutes, aussi bien en morte-eau qu'en vive-eau.

c : La marée (en Manche orientale).

A l'E du minimum relatif d'amplitude de Cherbourg, le marnage augmente rapidement (en vive-eau moyenne : 5,4 m à Cherbourg, 8,4 m à Dieppe), et demeure élevé entre Dieppe et Dunkerque (SHON, 1968 ; fig.14).

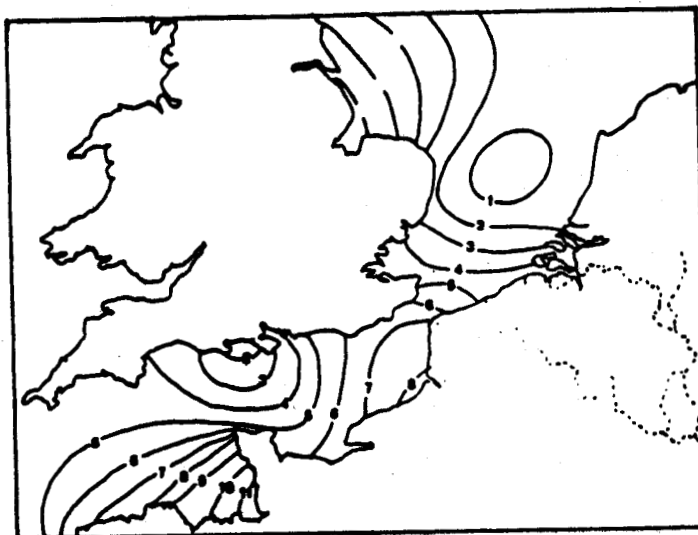


Fig. 14 : Marnage moyen en mètres en Manche et Mer du Nord méridionale (in Atlas of the Seas around British Isles).

La figure 15 donne les hauteurs moyennes de la marée à Boulogne en fonction du coefficient (Bouvier, 1968).

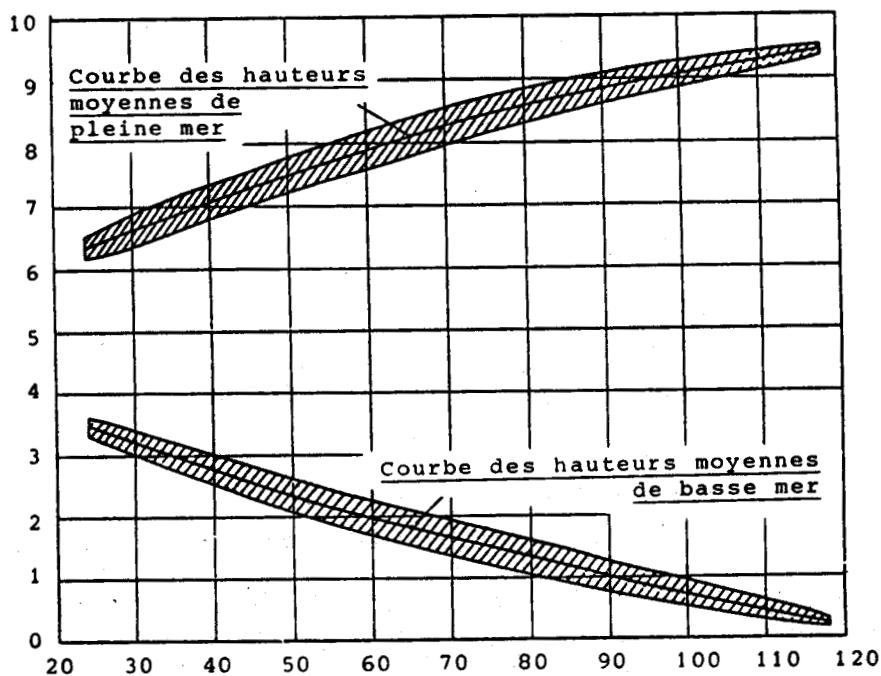


Fig. 15 : Hauteurs moyennes de la marée à Boulogne (Bouvier, 1968).

2.4. : Les courants de marée.

a : Généralités.

D'une manière générale, l'onde de marée s'accompagne de courants dont la période est la même que celle des oscillations du niveau de la mer. Les termes de "flot" et de "jusant" désignent ces oscillations horizontales des particules d'eau. Dans des passages resserrés tels que la Pas-de-Calais, les courants sont généralement alternatifs : le flot a pendant toute sa durée une direction à peu près invariable, sensiblement opposée à celle qu'a en permanence le jusant. Dans le cas d'une onde progressive pure, le flot, qui porte dans la direction de propagation de l'onde de marée, commence à mi-montant (PM-3), passe par un maximum (à PM), puis diminue pour s'annuler à mi-perdant : c'est l'étale de flot. Le jusant, débute à mi-perdant, est maximum à BM, puis diminue pour s'annuler à l'étale de jusant.

b : Variations des courants de marée en un point.

Ces variations peuvent être de plusieurs types : léger retard de phase du courant près du fond par rapport à la surface, variation de la vitesse du courant en fonction de l'amplitude de la marée. Les valeurs sont généralement données pour des marées de vive-eau moyenne (95), mais aussi en fonction de la profondeur : d'après des études de l'amirauté Britannique, la variation de vitesse du courant dans des eaux non stratifiées dépend de la profondeur totale de l'eau (SHOM, 1968).

Pour des profondeurs de 20 m ou moins, la vitesse est à peu près constante de la surface jusqu'à proximité immédiate du fond.

Avec des profondeurs de 40 à 100 m, la vitesse croît de la surface jusque vers 5 à 6 m ; vers 13 m, elle reprend sa valeur de surface, puis décroît faiblement jusqu'à 4 ou 6 m au-dessus du fond.

Par des profondeurs de 20 à 40 m, la variation est intermédiaire entre les deux cas (SHOM, 1968 ; Guilcher, 1979).

Ainsi, la variation de la vitesse avec l'immersion est relativement faible, sauf au voisinage immédiat du fond, car celui-ci exerce sur les couches d'eau voisines un freinage énergétique et les ressauts du fond entraînent des remous et des tourbillons (SHOM, 1968).

c : Les courants de marée dans le Pas-de-Calais.

Dans le Pas-de-Calais, les courants ne sont pas de nature oscillatoire, mais résultent surtout de l'écoulement hydraulique alternatif entre deux bassins maritimes à travers l'étranglement produit par le rapprochement des côtes, le relèvement des fonds et la présence de plusieurs bancs importants (Bouvier, 1968). Ces courants sont alternatifs et d'orientation grossièrement parallèle au détroit, c'est à dire NNE-SSV ou même NS pour la zone côtière française.

Les caractéristiques générales des courants de marée apparaissent sur les cartes de courant (Maupas, 1977), qui couvrent une zone assez réduite (Manche Orientale), et sont établies heure par heure pendant un cycle de marée (fig.16). Outre le caractère alternatif des courants, la nature progressive de l'onde de marée est bien mise en évidence par le décalage du Sud vers le Nord des zones de séparation et de rencontre des courants (fig.16). Le décalage des heures d'étale entre le large et la côte apparaît également. Les vitesses indiquent un renforcement des courants au niveau du Cap Gris-Nez, que ce soit depuis la côte anglaise vers la côte française, ou depuis Etaples ou Calais vers le Gris-Nez.

Les vitesses atteintes sont supérieures à 3 noeuds en vive-eau et égales à 2 noeuds en morte-eau. Ces courants sont maximum à PM (flot) et BM (jusant).

Des mesures ponctuelles de courants de surface ont été effectuées par le SHOM en 15 points de la zone d'étude [cf.chap.V].

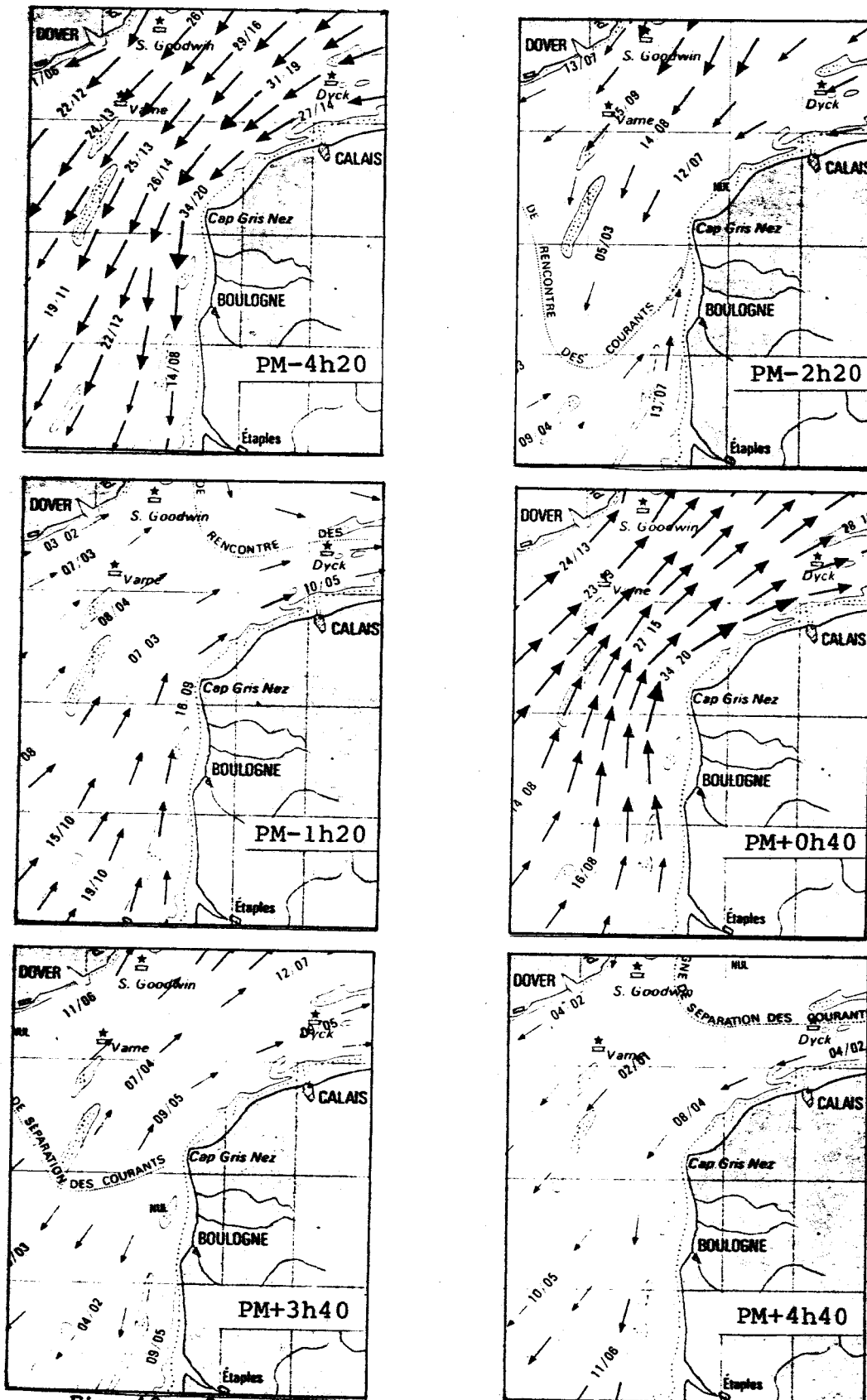
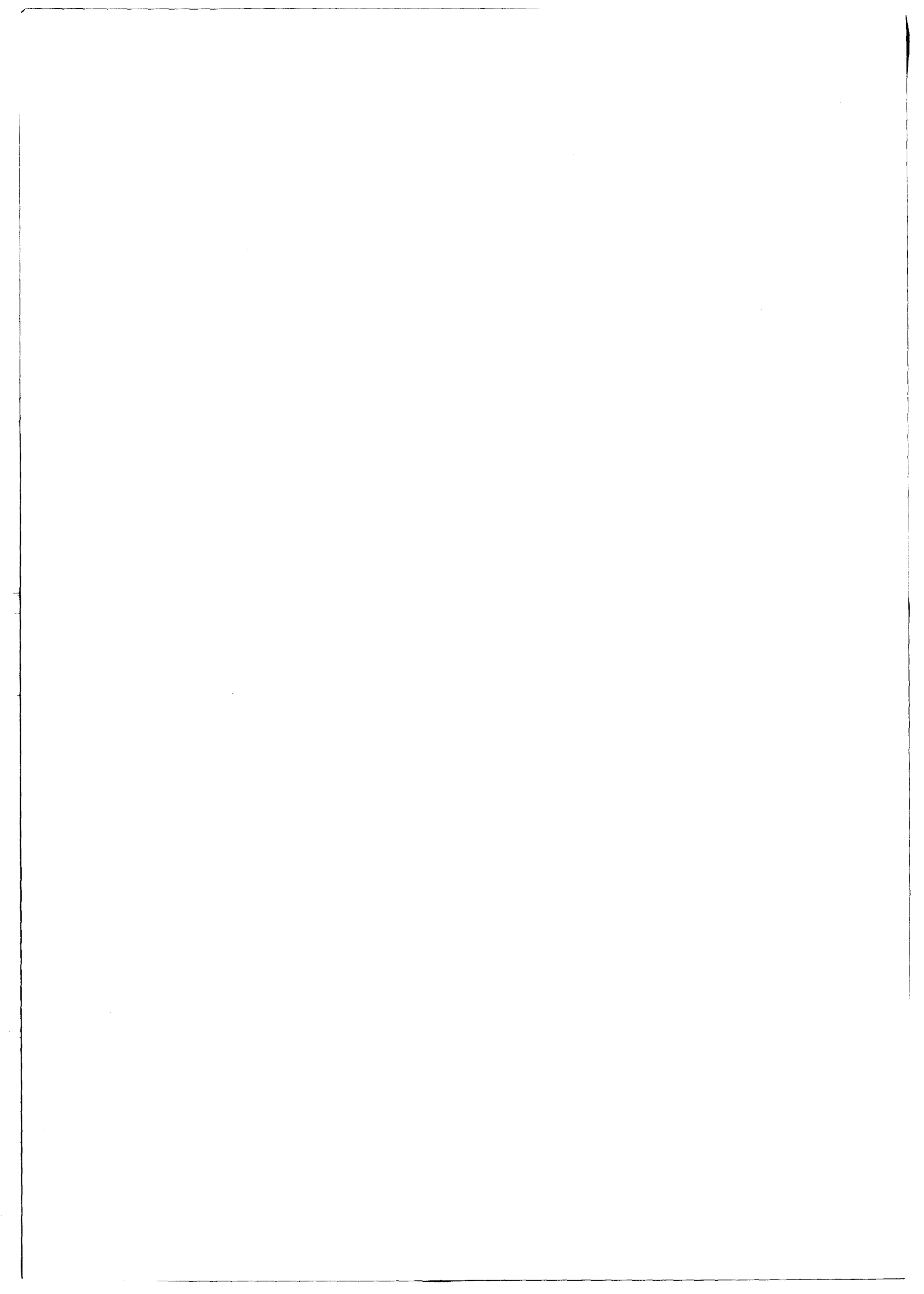


Fig. 16 : Courants dans le Pas de Calais (port de référence : Boulogne) ; (Maupas, 1977).

Les chiffres entre les flèches indiquent les vitesses des courants (en 1/10^e de noeud) en marée de moyenne vive-eau et moyenne morte-eau.



CHAPITRE II

TECHNIQUES D'ETUDE

A) A LA MER.

Les différentes techniques utilisées ont été mises en oeuvre à bord des navires océanographiques Sépia II et Pluteus II (C.N.R.S.), et Cryos (IFREMER).

Au cours des missions, trois systèmes de positionnement ont été utilisés :

- en routine, le réseau permanent DECCA anglais dont la précision est de l'ordre de 50m ;
- pour les campagnes du programme "Granor", le système de radiolocalisation SYLEDIS de l'IFREMER ; dont la précision est de l'ordre du décamètre ;
- pour les suivis des traceurs radioactifs, un système de radiolocalisation MOTOROLA, dont la précision est également décamétrique.

Les cartes marines du SHOM n°6681 et 6682 (édition 1985) ont été utilisées comme documents de base, autant pour l'implantation des routes et des points de prélèvements, que pour le report des résultats. Leur échelle, variable en fonction de la latitude, est de 1/43400 à 50°50 N.

1) SONAR A BALAYAGE LATERAL.

1.1 : Principe (Berné et al., 1986).

Les applications du sonar latéral à la géologie marine sont connues depuis 1958 (Chesterman et al.). Le principe repose sur l'utilisation de deux transducteurs, montés sur un poisson remorqué, émettant un signal de courte durée d'impulsion. Ce signal, rétrodiffusé par le fond de la mer avec plus ou moins d'intensité selon sa topographie et sa nature, est capté par les mêmes transducteurs et visualisé sous forme de lignes successives suivant l'avance du navire. L'image résultante s'apparente à une photographie aérienne. (fig. 17).

1.2 : Caractéristiques techniques de l'équipement utilisé.

Le sonar à balayage latéral mis en oeuvre dans le Pas-de-Calais par l'IFREMER est de type EGG-SMS 960. Lors de nos missions, cet équipement était en cours de développement. Plutôt que de présenter l'ensemble de ses possibilités actuelles, décrites par Berné et al. (1986), nous nous limitons aux caractéristiques de l'appareil lors de son utilisation dans la zone d'étude.

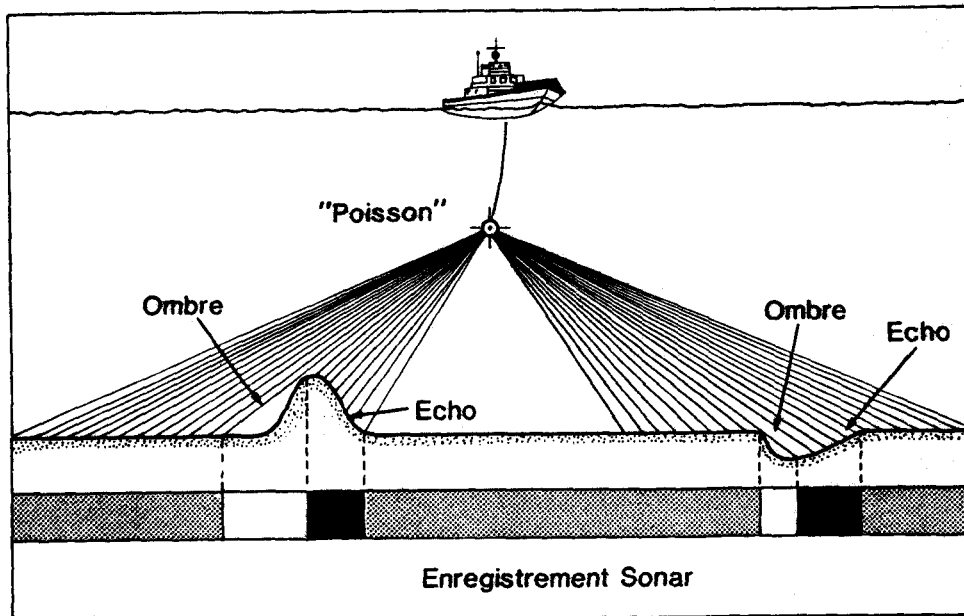


Fig. 17 : Sonar à balayage latéral. Principe et mode de formation des "images" (Augris, 1986).

Ce sonar se compose des éléments suivants :

- Un "poisson", corps fuselé de 1m de longueur, contenant deux transducteurs. Ceux-ci émettent un signal acoustique de fréquence 105 KHz, à courte durée d'impulsion (0,1 ms), et à cadence d'émission de 0,15 sec pour une portée de 100m (Braud, 1986 ; Berné et al., 1986). Le signal acoustique émis, étroit dans le plan horizontal (1,2°) (fig. 18), assure une bonne définition transversale. Dans le plan vertical (fig. 18), le signal est large : 20 ou 50°, et incliné de 10° par rapport à l'horizontale. L'utilisation des lobes secondaires, moins intenses, permet d'étendre le champ d'observation, en particulier à la verticale du poisson. Ceci a pour effet d'éliminer sur le sonogramme la zone "aveugle" située sous le poisson, mais la résolution y est plus faible.

Le poisson est relié à l'enregistreur par un câble électroporteur à 7 conducteurs, enroulé sur un treuil à collecteur tournant. Ce type de treuil permet un contrôle, par télécommande, de la hauteur du poisson par rapport au fond.

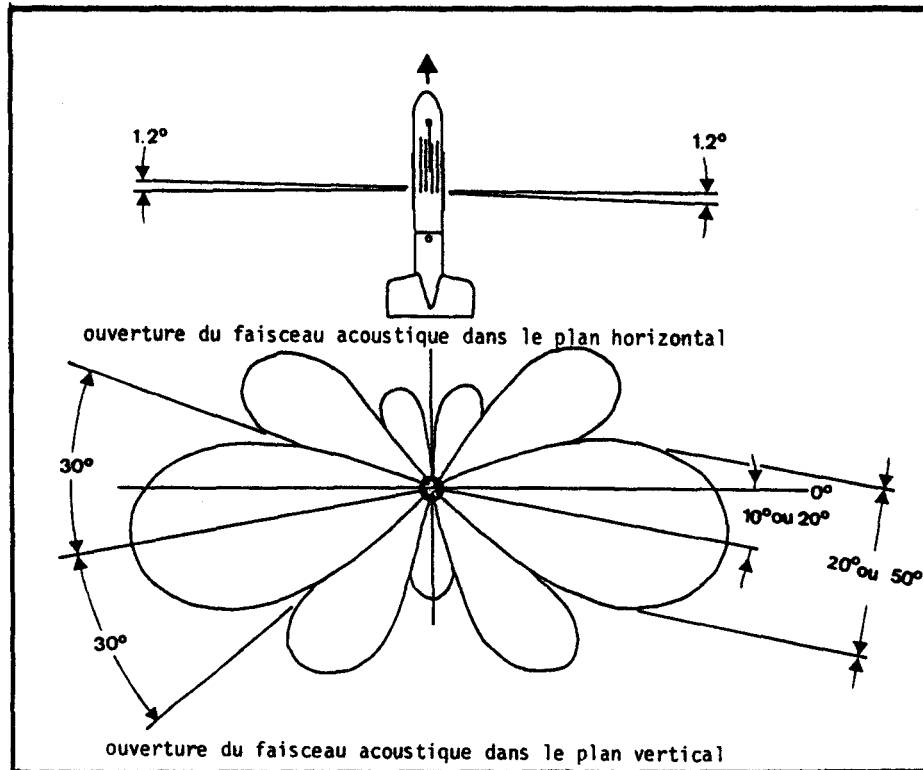


Fig. 18 : Description du signal acoustique émis par le "poisson" (Braud, 1986).

- L'enregistreur SMS-960 assure, outre les fonctions électroniques (gain à temps variable, amplification et numérisation du signal), plusieurs types de corrections automatiques :

* correction de l'obliquité des rayons liée à l'altitude du poisson par rapport au fond, par calcul de la position réelle de chaque point élémentaire de l'enregistrement.

Remarque : L'affichage permanent de l'altitude du poisson (donnée par le lobe sub-vertical) permet également de modifier celle-ci en fonction de la configuration des fonds, de manière à obtenir une qualité optimale de l'image (cf. ci-dessous).

* correction de la compression de l'image due aux variations de vitesse du bateau, par asservissement du défilement du papier à la

vitesse par rapport au fond. De plus, la suppression du trajet des ondes dans l'eau permet de juxtaposer, sur l'enregistrement graphique, les deux voies. L'entrée manuelle ou automatique d'informations (date, heure, vitesse, cap, numéro du profil...), est également possible.

Ainsi, la table traçante incorporée à cet enregistreur reçoit des données corrigées et trace, sur un papier électro-sensible à 16 teintes de gris, une image des fonds en repère orthonormé, appelée sonogramme.

- Le système ADOP (Acquisition des Données Plateau) permet l'acquisition simultanée sur disquette du positionnement, des données bathymétriques et de navigation (vitesse, cap du navire), et leur édition en temps réel sur imprimante. Intégré au système ADOP, le sondeur bathymétrique fonctionne en continu lors des enregistrements de sonar latéral. Il apporte ainsi une dimension verticale à "l'image" plane fournie par le sonar.

Malgré ces corrections, plusieurs déformations ou imprécisions ne peuvent être évitées :

- la correction d'obliquité des rayons, réalisée en supposant le fond plan et horizontal, ne prend pas en compte la morphologie fine du fond ;

- les mouvements du poisson (roulis, tangage, lacets) ne sont corrigés par aucun capteur ;

- la position repérée par le Syledis est celle de l'antenne, implantée à bord du navire. Elle est légèrement différente de celle du poisson remorqué. Ce décalage peut seulement être estimé (à environ 50m), en fonction de la profondeur, lors du dépouillement. L'action des courants sur le poisson peut aussi modifier sa position par rapport au bateau.

1.3 : Résolution du système (Braud, 1986 ; Berné et al., 1986).

La résolution transversale se dégrade depuis le bord de l'image vers le centre. Pour une portée de 100m et une altitude du poisson de 10m, la taille d'un pixel est de 0,126m au bord de l'image et de 1,59m au centre.

A l'inverse, la résolution longitudinale (parallèlement à la route suivie) s'améliore vers le centre de l'image : pour une hauteur par rapport au fond H de 10m et une portée P de 100m, la taille d'un pixel

passer de 2,1m au bord à 0,21m au centre. Tenant compte de ces caractéristiques, la qualité optimale de l'image sera obtenue pour une altitude H du poisson comprise entre 0,47 P et 0,0741 VP. Soit à V = 10 m/s (5 nds) et pour une portée de 100m : $7,4m < H < 47m$.

1.4 : Caractéristiques principales des sonogrammes.

L'intensité de chacune des 16 teintes de gris qui composent le sonogramme est proportionnelle à l'intensité des signaux reçus par les transducteurs et transmis aux électrodes d'impression sous forme d'un courant (Flemming, 1976). Cette intensité des signaux dépend à la fois (fig. 17) :

- de la nature des matériaux du fond ; un fond grossier, plus rétrodiffusant qu'un fond sableux, apparaît plus sombre sur le sonogramme, de même qu'un fond argileux ;

- de la topographie du fond ; un relief assez accusé (affleurement rocheux, mégaride) donne une bonne réflexion, mais induit en arrière, par rapport au poisson, une zone d'ombre, (non enregistrée) qui apparaît en blanc sur le sonogramme.

Le sonar permet donc de distinguer les contrastes entre les différents sédiments, de préciser les limites de leur répartition sur le fond et d'observer les figures sédimentaires. Il ne fournit par contre pas d'indication sur la nature et la granulométrie précise du sédiment.

1.5 : Application à la cartographie de la zone d'étude.

La reconnaissance cartographique de la zone d'étude a été effectuée en 4 étapes successives. Les missions de l'IFREMER ont eu lieu en juillet 1983, avril 1984, août 1985 et septembre 1986. Au total, 700 km de profils sonar ont été enregistrés (fig. 19), pour une superficie de 250 km². A l'exception du domaine situé au large de la Baie de Wissant, la zone d'étude n'a pas pu être couverte en mosaïque, c'est à dire avec des levés sonar espacés de 200m et parallèles entre eux. Toutefois, la densité des profils est suffisante pour permettre des corrélations précises. Afin de limiter au maximum les imprécisions, les profils ont été implantés selon deux directions grossièrement perpendiculaires ; l'une NNE-SSW, parallèle aux structures sédimentaires

principales, l'autre V-E. En zone côtière, peu profonde, en particulier sur le Banc à la Ligne, le sonar latéral n'a pas pu être utilisé.

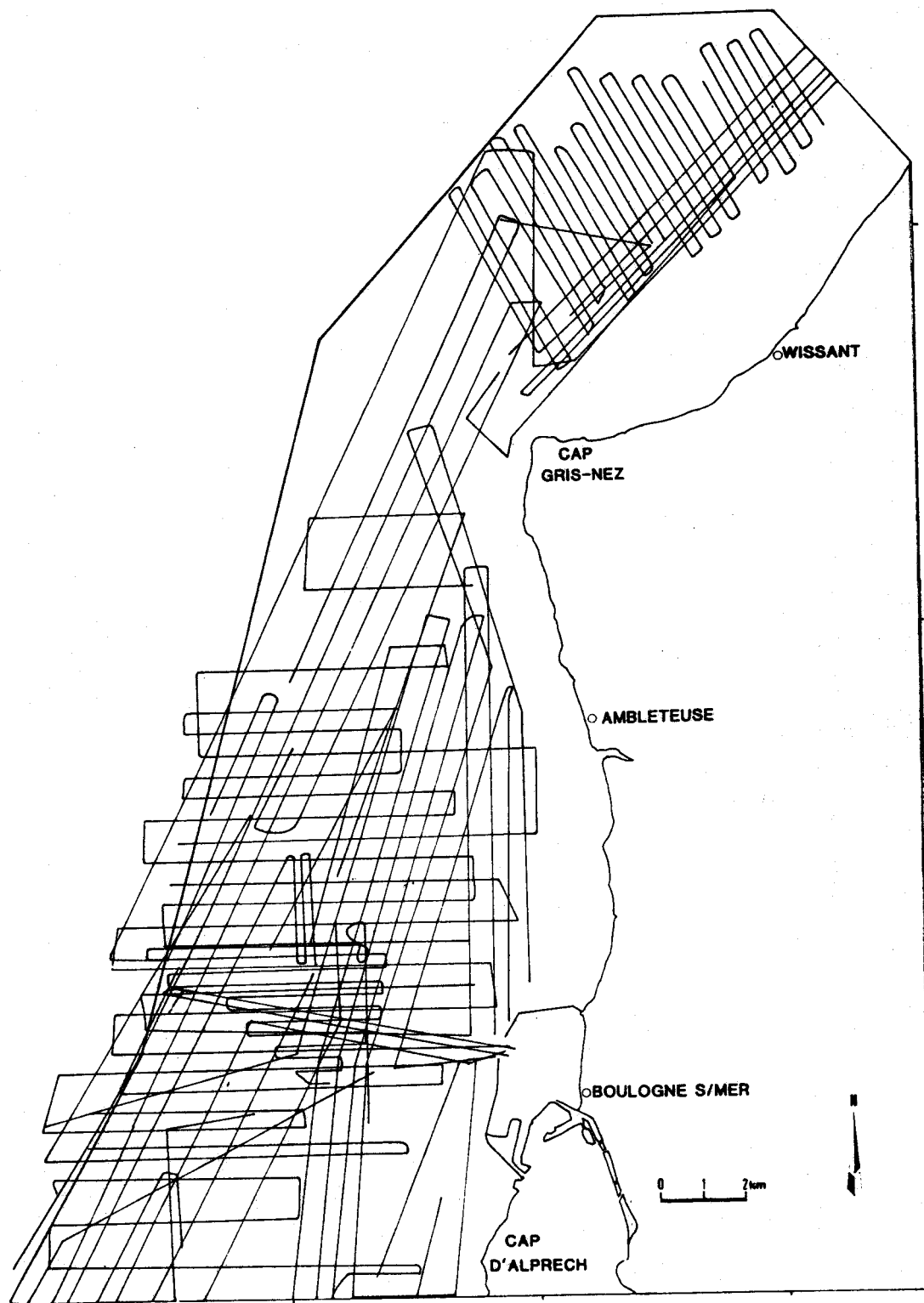


Fig. 19 : Localisation des enregistrements par sonar latéral.

2) PRÉLEVEMENTS DE SÉDIMENTS.

Les échantillons destinés aux analyses sédimentologiques ont été prélevés à l'aide d'une benne Shipeck. Pesant environ 60 kg, celle-ci se compose d'un godet semi-cylindrique d'axe horizontal qui pivote sous la tension de deux puissants ressorts axiaux (Aminot, Chaussepied, 1983). Le déclenchement se fait lorsque la benne se pose sur le fond. Ce type de prélèvement est très ponctuel, la surface échantillonnée est de 4 dm². Il permet d'obtenir un sédiment peu perturbé et non lessivé.

Dans les zones caillouteuses, l'utilisation de la benne s'est avérée difficile. Les prélèvements ont alors été effectués à l'aide de la drague Rallier, composée d'un bâti circulaire métallique sur lequel est fixé un sac de jute. L'ensemble est trainé sur le fond, sur une distance aussi courte que possible. De ce fait, le sédiment prélevé n'est plus représentatif d'un point mais d'une zone, ce qui interdit toute analyse quantitative. De plus, un lessivage a lieu au cours de la remontée vers la surface. L'utilisation de cette drague a été limitée à la zone caillouteuse située au large de la Baie de Wissant (fig. 20).

Dans la zone d'étude, les prélèvements se répartissent de la manière suivante (fig. 20) :

- Entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez, 70 échantillons ont été prélevés à la benne, après cartographie de la zone au sonar latéral. Implantés sur les figures sédimentaires reconnues, ils complètent les 90 échantillons prélevés et analysés par Dewez (1985).

- Entre les Caps Gris-Nez et Blanc-Nez, l'échantillonnage du domaine compris entre la côte et l'isobathe 20m (Banc à la Ligne et Barrière) a été effectué à deux reprises (mars et juillet 1985), dans le but d'étudier les variations saisonnières, comparativement à celles connues sur l'estran (Clabaut, 1984). Il a ensuite été complété en juillet 1986 et février 1987, afin de vérifier les résultats. 180 échantillons au total ont été prélevés. Au large de ce domaine, 50 prélèvements de sédiments grossiers ont été effectués à l'aide de la drague Rallier (cf. IIR2).

L'analyse sédimentologique de ces échantillons fournira une information discontinue, qui superposée aux sonogrammes, conduira à une connaissance quasiment continue de la couverture sédimentaire.

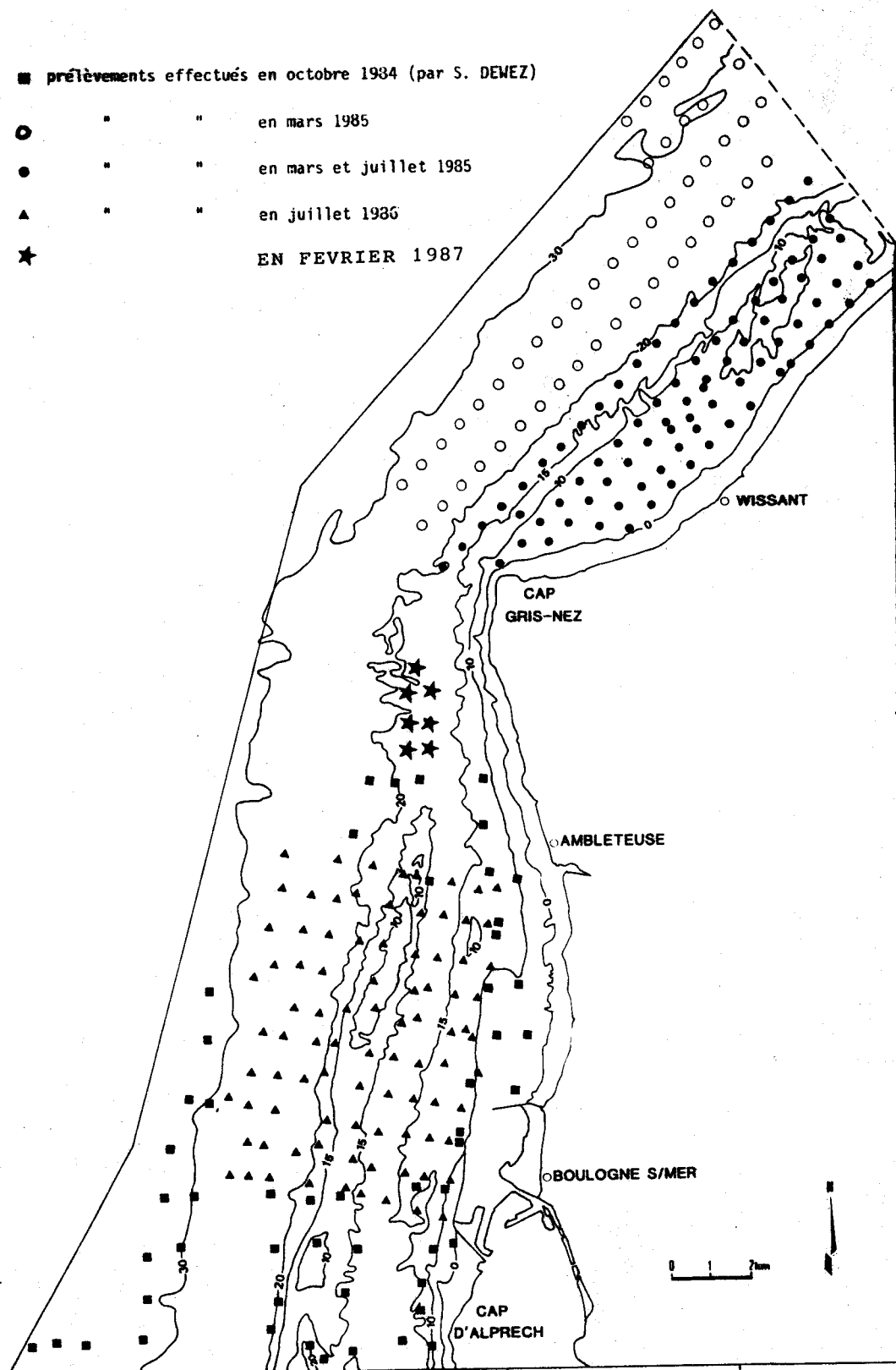


Fig. 20 : Carte de situation des prélèvements de sédiment.

3) PROSPECTION PAR CAMERA VIDEO ET EN PLONGEE.

Ces deux techniques permettent une visualisation directe des fonds, à une échelle complémentaire de celle du sonar latéral, beaucoup plus détaillée.

3.1 : La prospection par caméra vidéo sous-marine.

L'appareil utilisé, appartenant à la Station Marine de Roscoff, se compose d'un châssis métallique (troïka), sur lequel est fixée une caméra étanche. L'ensemble, remorqué sur le fond à une vitesse de 1 noeud, permet de lever 1,5 km de profil par heure en moyenne. Le champ d'observation a une largeur de 1,5m pour une profondeur variable, voisine de 2m, lors de la mission effectuée. La bonne définition de cet appareil en fait un outil particulièrement adapté aux zones où les changements de faciès sont rapides et où l'image sonar est difficile à interpréter.

On peut ainsi observer les figures sédimentaires de longueur d'onde décimétrique, les tris granulométriques et lithologiques au sein des figures sédimentaires, ainsi que les communautés biologiques associées. Les routes suivies au cours des 8 heures d'enregistrement sont portées sur la figure 23

3.2 : La plongée autonome.

Elle permet des observations très ponctuelles (prises de vues générales ou macroscopiques, prélèvements) sur des structures préalablement reconnues au sonar latéral et en vidéo. En raison de l'importance des courants, la durée des plongées est limitée à 30 minutes environ, aux heures d'étale de courant. La distance parcourue est de l'ordre de 200 à 300m. Quatre plongées (fig. 23) ont été effectuées par A. Richard et S. Dewez (cf. chap. III).

4) MESURES DE COURANT.

L'ensemble des données disponibles (mesures du SHOM, suivi de flotteurs de l'IFREMER, de l'Institut Pasteur de Lille, du Service Maritime du Port de Boulogne...) concernant la tranche d'eau superfi-

cielle, il s'est avéré nécessaire d'effectuer des mesures complémentaires à proximité immédiate du fond. Deux types d'appareils ont été utilisés :

- Un courantomètre à lecture directe (Braystoke modèle B.F.M. 008). Celui-ci se compose d'un "poisson" fuselé, pesant environ 15 kg, relié par l'intermédiaire d'un câble conducteur à un boîtier portable, alimenté par une pile de 9 volts se trouvant à bord du navire.

Le "poisson", muni d'une hélice et d'un compas, permet de mesurer la vitesse et la direction du courant. Les indications, transmises en temps réel, s'affichent sur le boîtier sous forme d'un nombre de tours d'hélice par unité de temps, et d'un cap. Quand l'intensité du courant est très forte, un poids additionnel de 28 kg est fixé au courantomètre, afin de maintenir celui-ci à l'aplomb du navire. Ce système, relativement léger, mais nécessitant la présence d'un navire pendant toute la durée des mesures, a été seulement utilisé en baie de Wissant, où la faible profondeur ne permet pas l'utilisation du second type d'appareil, décrit ci-dessous.

- Le courantomètre enregistreur Aanderaa type R.C.M. 4 a été utilisé, d'après les conseils de Ph. Bassoullet et J. L'Hyavanc (IFREMER Brest) à des profondeurs voisines de 20m, hors de la zone d'action dominante des houles. Ce type d'appareil (fig. 21) est fixé à une potence en aluminium AG₄. L'ensemble, posé sur le fond, et maintenu en place par un lest de 200 kg, est repéré en surface par une bouée. Ce type de mouillage (fig. 21) est couramment utilisé par IFREMER (L'Hyavanc, 1983). Le courantomètre (fig. 21) se compose d'un boîtier étanche contenant l'appareillage électronique (compas, sonde thermique, système de mesure de la vitesse et de stockage des données sur bande magnétique, minuterie) et d'un aileron qui s'oriente dans l'axe du courant. L'ensemble, relié au système de fixation sur la potence par l'intermédiaire d'un cardan peut pivoter librement autour de son axe support. L'appareillage électronique, autonome, alimenté par une pile de 9 volts, réalise à intervalles réguliers (ici 15 min) l'acquisition de la vitesse et de la direction du courant, ainsi que de la température. Le dépouillement et le traitement des données sont effectués par le Département Assistance et Traitement des Données de l'IFREMER Brest ; (cf. chap. V).

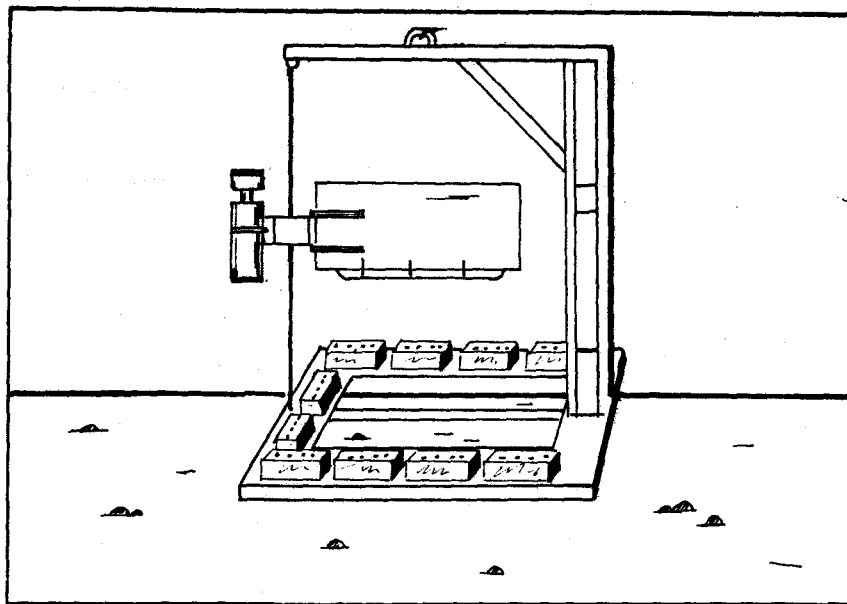


Fig. 21 : Position du courantomètre Aanderaa lors des mesures.

5) TRACAGE RADIOACTIF (Hoslin, 1987)

5.1 : Principe.

La technique des traceurs radioactifs consiste à introduire dans le milieu naturel des matériaux activés aisément détectables ayant même comportement hydrodynamique que le sédiment naturel (Avoine et al., 1984). Le traceur doit donc avoir les mêmes caractéristiques (taille des grains, densité...) que le sédiment auquel il est incorporé. Cette technique mise en oeuvre par le C.E.A, permet de déterminer les directions et modalités du transport (charriage, suspension...) et de quantifier les vitesses de déplacement, le débit solide et le taux de dilution du sédiment.

5.2 : Le traceur.

Outre les critères de granulométrie et de densité, le traceur employé doit avoir une durée de vie supérieure à la durée de l'expérience, tout en étant limitée pour ne pas contaminer inutilement le site. Dans notre cas, le traceur utilisé est l'Iridium 192 (Ir 192), dont la période est de 74 jours. L'activité au moment de l'immersion est

de 1 curie en chaque point. La quantité de traceur immergée par point est faible, de l'ordre de 0,25 à 0,5 kg de verre broyé et "marqué" à l'Iridium. La densité de ce verre est de 2,65. La masse et l'activité du traceur doivent être minimales pour des raisons évidentes de radioprotection et de facilité d'utilisation, mais aussi pour que le traceur s'incorpore bien à la masse du sédiment en mouvement. Cependant, cette masse doit être suffisante pour que le nombre de grains radioactifs détectés par la sonde soit représentatif du transport.

5.3 : Les immersions.

Elles sont conduites de telle sorte que les particules radioactives déposées sur le fond forment une couche de faible épaisseur, de manière à ne pas modifier localement les paramètres en jeu. De plus, il est souhaitable que le nuage soit suffisamment grand (quelques centaines de m^2) pour être aisément détecté. L'appareil permettant de telles immersions est schématisé sur la fig. 22.

En pratique, les immersions ont lieu en période de faible courant, au voisinage de l'étalement. La mise en place du traceur est immédiatement contrôlée par une détection.

Cinq immersions ont été réalisées : 2 sur le banc de la Bassure de Baas au Nord de Boulogne ; 2 sur le Banc à la Ligne et au pied de celui-ci ; et 1 sur l'estran de Wissant (fig. 23).

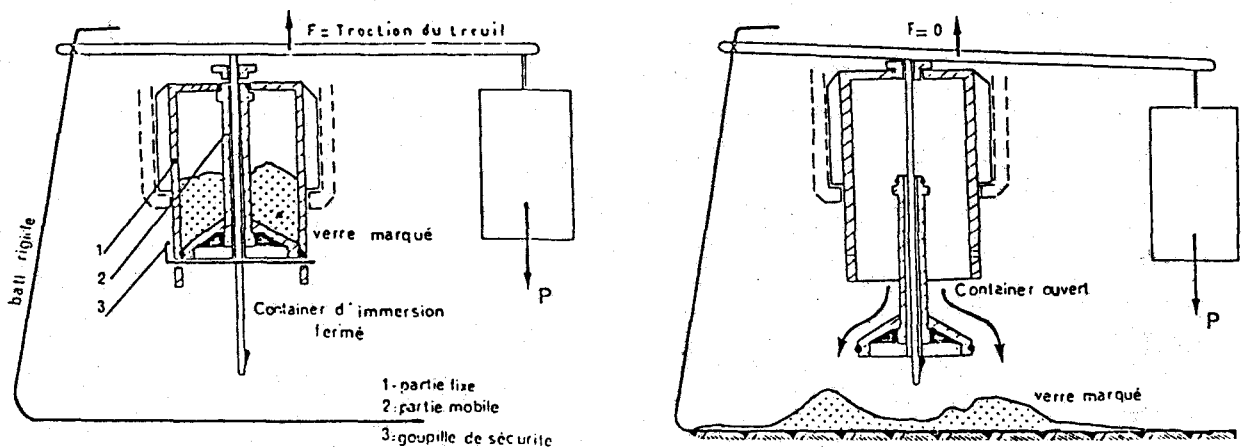


Fig. 22 : Schéma de l'appareil d'immersion utilisé en mer.

5.4 : Les détections en mer.

L'ensemble de mesure est formé par :

- Une sonde marine à scintillations, fixée sur un traineau remorqué sur le fond par une vedette à une vitesse de 2 à 4 noeuds.

- Des ensembles de mesures numériques et analogiques reliés à la sonde par un câble électro-porteur. La chaîne de mesure est double de façon à estimer soit les très faibles activités proches de la radioactivité naturelle, soit les très fortes activités situées au point d'immersion et dans ses environs.

Le bateau chargé des mesures traverse la zone active selon des trajectoires rectilignes et perpendiculaires à la direction moyenne du transit sédimentaire. La position du bateau est relevée chaque minute et reportée immédiatement sur une carte. Simultanément les signaux radioactifs mesurés sont également reportés.

Cette démarche en temps réel est très précieuse car elle permet de décider immédiatement des modifications de trajets du bateau et de ne pas laisser dans l'ombre des zones radioactives non détectées, ce qui est particulièrement important pour établir le bilan de matériel radioactif retrouvé par rapport à celui immergé. Des prospections périodiques permettent d'observer l'évolution, dans l'espace et dans le temps, du nuage déterminé par les particules marquées.

5.5 : Présentation des résultats.

Pour chaque détection les résultats se présentent sous la forme (cf. chap. V) :

- de réseaux de courbes isochocs qui se prêtent aisément à une exploitation descriptive, mais qui ne permettent pas d'estimer la quantité transportée à une distance donnée du point d'immersion ;

- de diagrammes de répartition du traceur selon l'axe de transport, qui fournissent aisément des résultats quantitatifs et permettent la détermination du centre de gravité du nuage.

Pour le transport en charriage, l'objectif est de mesurer le débit volumique par unité de section et de temps. La masse transportée à travers une section orthogonale au champ de vitesses (Q) est donnée par la formule suivante :

Q = P.L.V.E.

avec : Q : masse transportée par unité de temps.

P : masse volumique du sédiment.

L : largeur du transport.

V : vitesse moyenne du déplacement.

E : épaisseur moyenne du transport par charriage.

L'épaisseur du transport sédimentaire E est calculée par la méthode du bilan de taux de comptage (Sauzay, 1968 ; Courtois et Sauzay, 1966) :

$$E = (1 - e^{-aE}) \frac{\beta f_0 A}{a N}$$

avec A : activité totale immergée

N : activité totale mesurée au cours d'une prospection

a et f₀ : coefficients d'étalonnage du détecteur

β : coefficient relatif à la distribution verticale du traceur dans la couche sédimentaire en mouvement.

La vitesse moyenne de propagation V dans une direction donnée est déterminée par le déplacement du centre de gravité du nuage formé par le traceur entre 2 détections successives.

On obtient ainsi la (ou les) direction(s) du mouvement sédimentaire, les vitesses maximales et moyennes des déplacements horizontaux, la quantité de sédiments transportés par charriage, le recouvrement éventuel des sédiments marqués et les remises occasionnelles en suspension. Les résultats obtenus représentent la somme de toutes les forces ayant eu une action sur le sédiment marqué pendant la durée de l'étude. Ils prennent en compte des effets inconnus ou négligés dans les modèles physiques, et lors des calculs à l'aide de formules de transport.

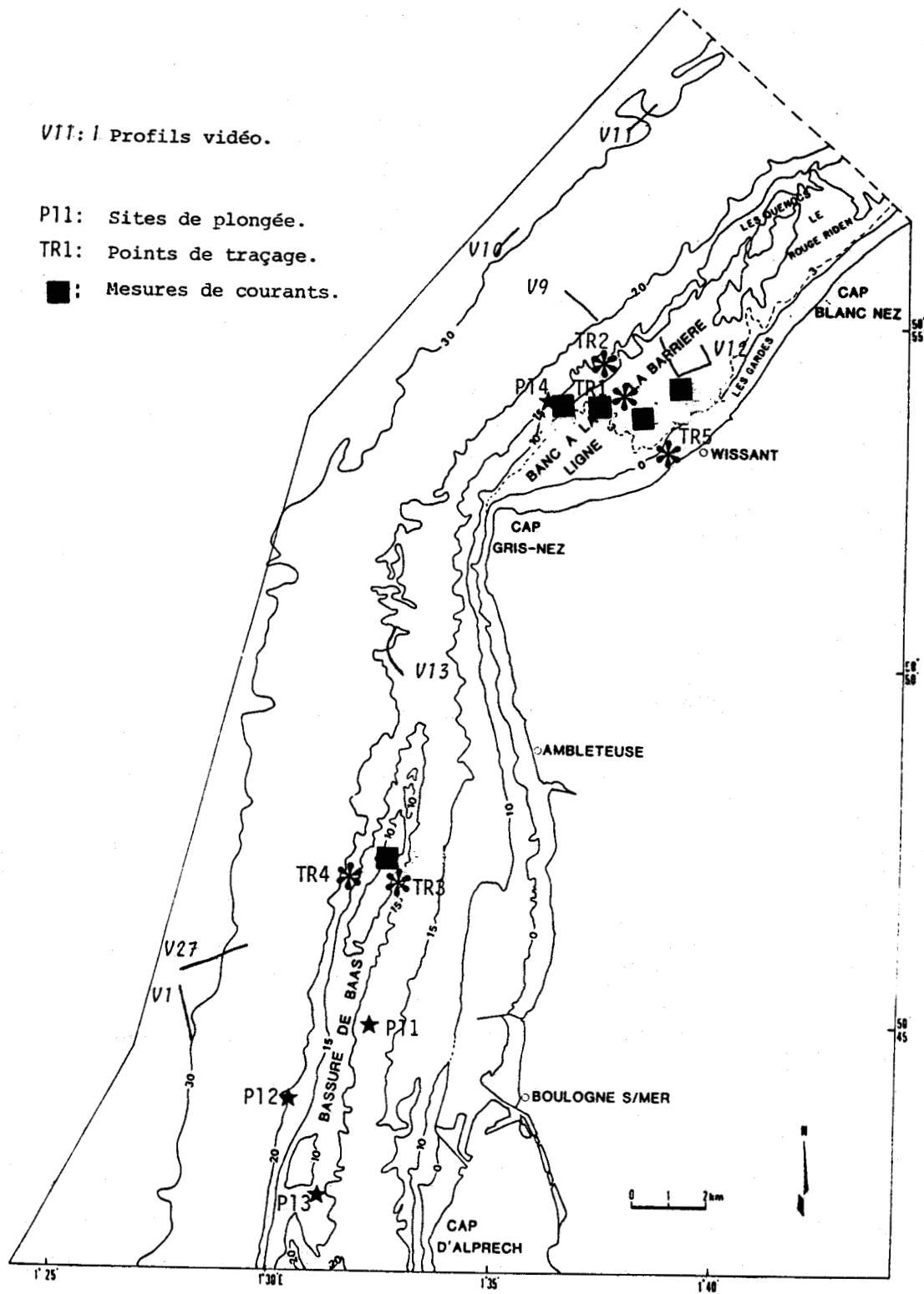


Fig. 23 : Localisation des points de mesures de courant (au fond), des sites de plongée, des profils de prospection vidéo et des points d'immersion de traceur radioactif.

B) ETUDE DE LA REPARTITION VERTICALE DES SEDIMENTS.

La répartition des sédiments meubles surmontant le substratum jurassique et crétacé a été étudiée par deux techniques complémentaires : la sismique réflexion et le vibro-carottage, mises en oeuvre par IFREMER dans le cadre du programme Granor.

1) SISMIQUE REFLEXION.

Le principe de cette technique est le suivant : une impulsion acoustique, émise par une source (ici un "boomer" de puissance 300 joules et de fréquence 2,5 KHz) est partiellement réfléchiée par les discontinuités géologiques successives qu'elle rencontre (fig. 24).

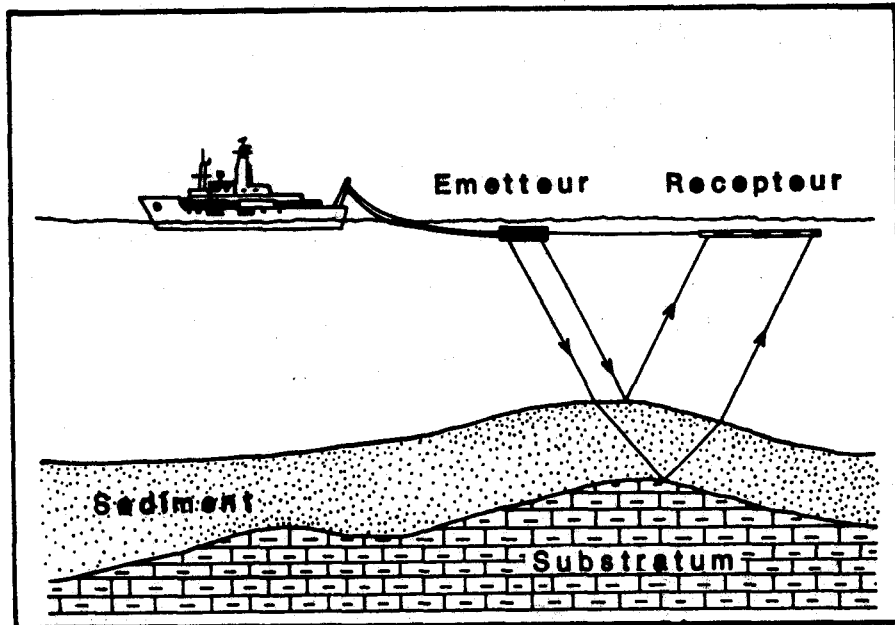


Fig. 24 : Principe de la sismique réflexion.

Les signaux réfléchis sont transmis à un enregistreur graphique, par l'intermédiaire de récepteurs remorqués par le bateau. La géométrie des différents réflecteurs, (surface du fond, substratum) est obtenue sur l'enregistreur sous forme d'une coupe-temps. L'épaisseur des différentes formations est obtenue par la transcription de cette coupe-temps en une coupe-profondeur, la vitesse de propagation de l'onde dans les sédiments meubles étant ici estimée à 1700m/s (Augris, 1986) (cf. chap. VII).

La localisation des 110 km de profils de sismique réflexion levés en avril 1984 au large de Boulogne sur Mer est portée sur la figure 26. Les profils de sismique-réflexion levés en 1971 par Géotechnip ont aussi été utilisés.

2) LE VIBROCAROTTAGE.

A la suite de la reconnaissance effectuée par sismique réflexion, une mission de carottage a été réalisée afin de déterminer la nature de chaque formation. L'appareil utilisé par IFREMER, décrit par Augris (1986), est un vibro carottier (fig. 25). Le tube du carottier utilisé une longueur de 5m et une section de 110 mm ; pour traverser des sédiments grossiers du type cailloutis, un tube carottier de 3m de long et de 200mm de section a été installé. Une gaine de plastique PVC logée à l'intérieur du tube métallique permet de récupérer les échantillons. Un groupe électrogène assure l'alimentation électrique de l'ensemble du système.

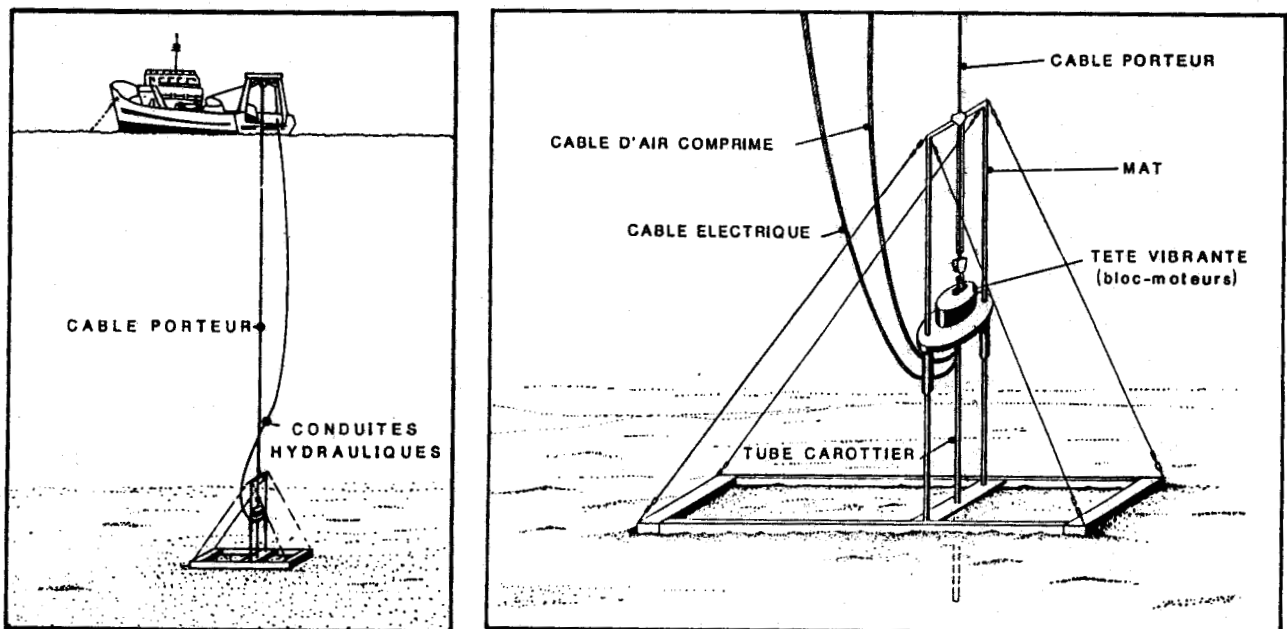


Fig. 25 : Principe du vibrocarottage et description du carottier.

Lors de la mission GRANOR, 17 carottes d'une longueur de 0,5 à 4m ont été récupérées au large de Boulogne (fig. 26). L'analyse des 100 échantillons prélevés est présentée dans les chapitres IV et VII.

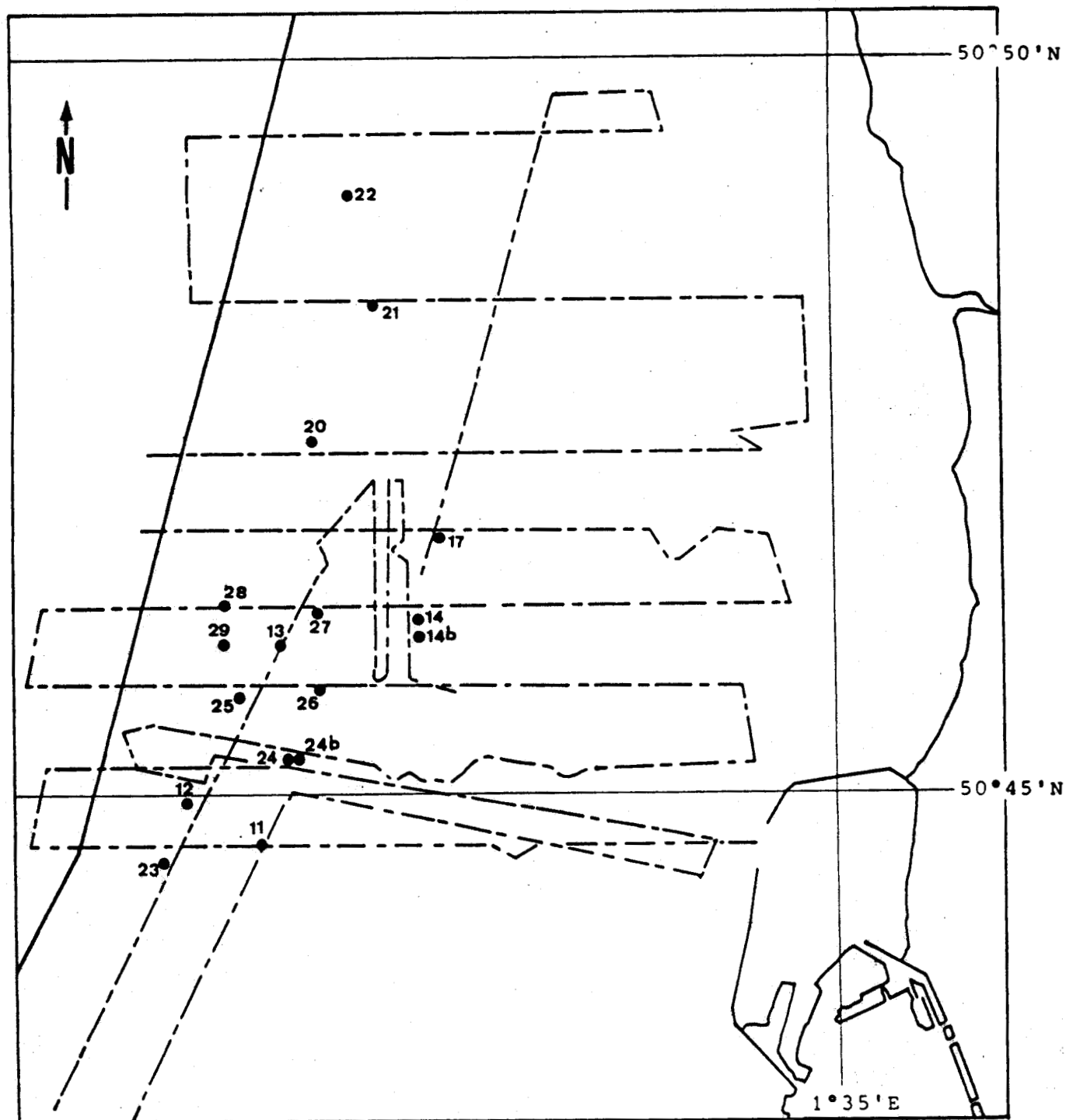


Fig. 26 : Situation des profils de sismique-réflexion (mission GRANOR, 1984) et des carottages (GRANOR, 1985).

C) AU LABORATOIRE.

1) DEPOUILLEMENT DES SONOGRAMMES.

Le stockage sur disquette des données de navigation (vitesse, cap du navire) et de positionnement permet le tracé automatique d'une "carte des routes", à l'échelle de la carte marine par exemple. Ce document, établi à l'IFREMER Brest, donne la position des profils levés à l'aide du sonar latéral dans une zone donnée, ainsi que la position du navire à un intervalle régulier de 5mn. Ces mêmes repères horaires figurent, sur les sonogrammes et sur les profils bathymétriques, levés simultanément. Le dépouillement s'effectue par report des informations données par le sonogramme (à l'échelle du 1/1 000) et le levé bathymétrique sur la carte des routes (à l'échelle du 1/43 400). Il impose donc une forte réduction, qui autorise à négliger les imprécisions liées au décalage entre les positions du "poisson" et du navire, ainsi que celles liées aux interpolations entre des profils non jointifs (distants au maximum de 500m). Elle induit une perte des détails morphologiques, qui justifie le dépouillement de certaines zones à une échelle intermédiaire (1/10 000).

2) ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES.

Chacun des 430 échantillons ramenés au laboratoire a subi :

- une analyse granulométrique du sédiment naturel non décarbonaté
- un dosage des carbonates.

2.1 : Analyse granulométrique.

Après séchage à 40°C, 100gr de sédiment de taille inférieure à 2 cm sont tamisés sous l'eau, sur un tamis de maille 63 µm. Après séchage, les sables et graviers (63µm à 2cm) sont tamisés sur une colonne vibrante munie de tamis de norme AFNOR.

2.2 : Calcimétrie.

Le dosage du CO₂-Ca a été réalisé à l'aide du calcimètre de Bernard, dans lequel on mesure le volume de CO₂ dégagé lors de l'attaque

du CO_2/Ca de l'échantillon par HCl. Les valeurs obtenues sont corrigées en fonction des conditions de température et de pression.

Un nombre limité d'échantillons a fait l'objet d'autres analyses :

- minéralogie des argiles par diffraction des rayons X, selon les techniques décrites par Holtzappfel (1986).
- analyse pollinique (M. Roche).

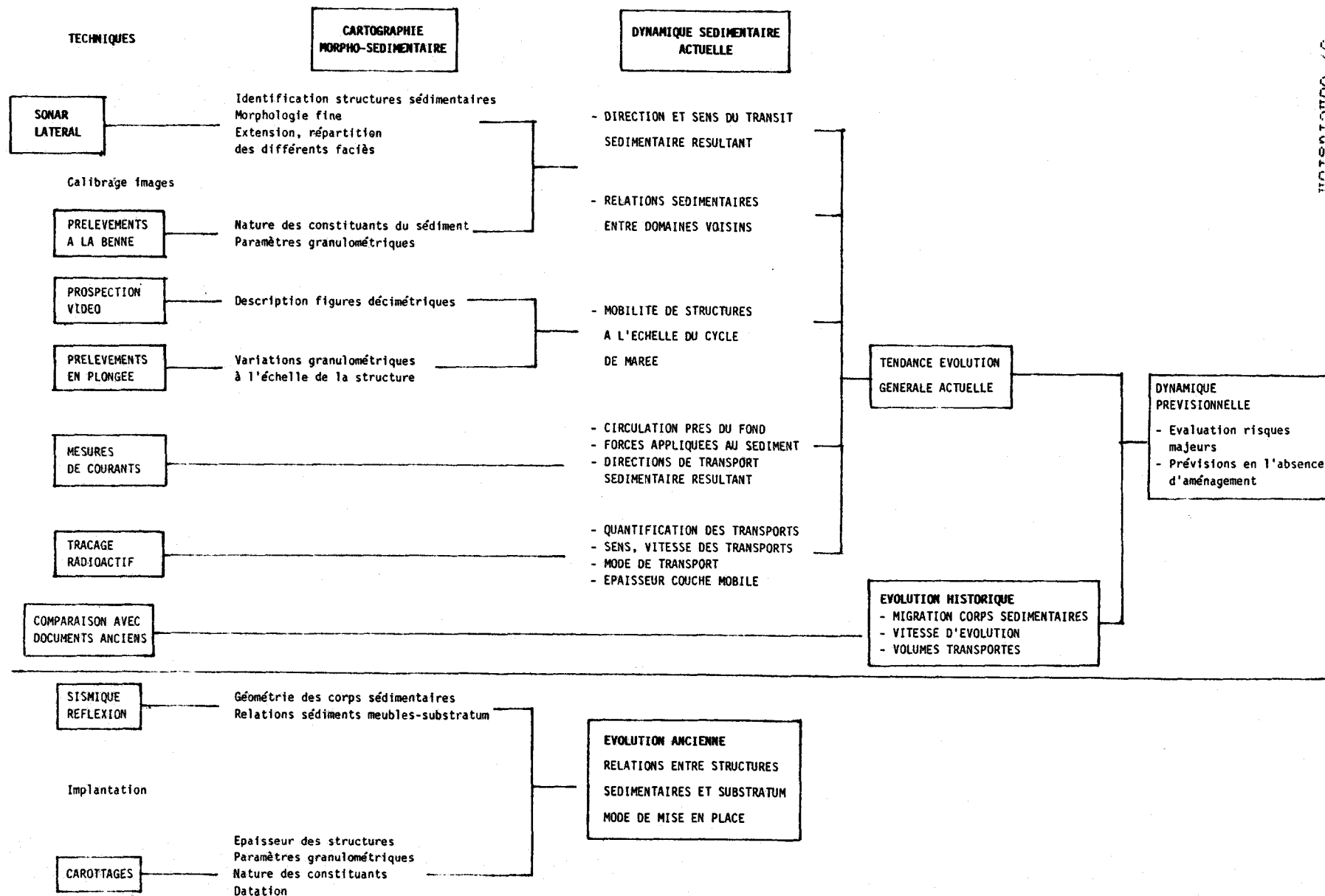
3) TRAITEMENT DES DONNEES.

Grace aux programmes établis par J. Patouillard et S. Dewez, un stockage de l'ensemble des données (granulométriques et calcimétriques) sous forme de fichiers, ainsi que différents traitements, ont pu être effectués. Ce sont principalement :

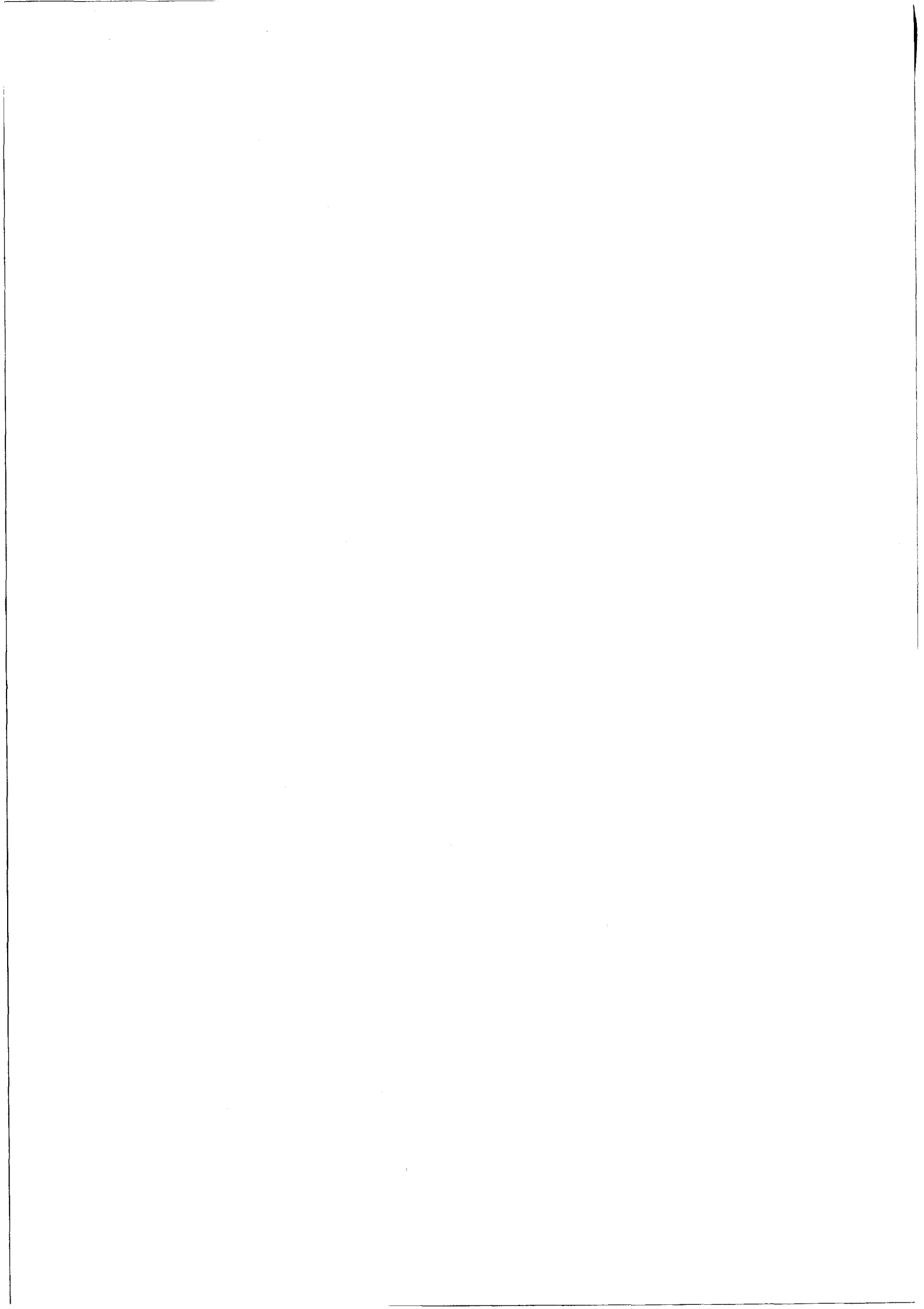
- tracé automatique sur imprimante et table traçante des histogrammes et des courbes cumulatives lissées.
- calcul de différents paramètres :
 - * paramètres de position : mode, médiane (Q_{50}), quartiles (Q_{25} et Q_{75}), centiles (Q_{10} , Q_{30} ...), grain moyen ($GM = \sqrt{Q_{25} \times Q_{75}}$)
 - * les paramètres de dispersion : l'indice de classement ou "Sorting Index" (S_o) de Trask : $S_o = \sqrt{Q_{25}/Q_{75}}$. L'indice d'asymétrie ou "skewness" (SK) de Trask exprimé par la relation : $SK = (Q_{75} - Q_{25}) / (Q_{50})^2$.
- tracé de diagrammes binaires et ternaires à partir des paramètres calculés. Ceci permet de définir des indices d'évolution relatifs à des groupes d'échantillons, en fonction de la profondeur ou de la distance à la côte, par exemple (cf. chap. IV et V).

4) ETUDE DES DOCUMENTS ANCIENS.

L'analyse des minutes bathymétriques levées par le SHOM en 1911 (Baie de Wissant) et 1934 (Boulogne - Cap Gris-Nez), et la comparaison avec celles de 1975, ont permis d'évaluer la vitesse de déplacement de certains bancs sableux, et d'aborder l'évolution historique du domaine d'étude. (cf. chap. VI).



Tab. 2 : Les méthodes d'étude et leurs apports.



DEUXIEME PARTIE

CARTOGRAPHIE

MORPHO-SEDIMENTAIRE

Afin de définir les caractéristiques morphologiques et sédimentologiques de la zone d'étude, des techniques complémentaires ont été utilisées :

- sonar à balayage latéral, sondage bathymétrique, prospection vidéo et plongée pour l'étude morphologique ;
- prélèvements à la benne, en plongée et par carottage pour l'étude sédimentologique.

L'outil essentiel est le sonar à balayage latéral (couplé à un écho-sondeur). Il nous a permis de distinguer d'après leur faciès acoustique les domaines rocheux, caillouteux et sableux, mais aussi et surtout d'identifier, au sein de la couverture sédimentaire meuble, différents types de structures.

L'ensemble des informations fournies par les sonogrammes est regroupé sur la feuille nord de la "carte des sédiments superficiels au large de Boulogne sur Mer" (Augris, Clabaut, Dewez, Auffret, 1987). Cette carte, appelée ici carte morpho-sédimentaire sera utilisée comme référence tout au long de ce travail. Elle figure à la fin du mémoire sous forme réduite.

La prospection vidéo et les plongées permettent une observation plus détaillée de certaines zones ou structures, à une échelle plus précise que celle du sonar latéral. Les prélèvements de sédiments positionnés sur des structures connues permettent d'établir une carte morpho-sédimentaire.

CHAPITRE III

MORPHOLOGIE DES FONDS

A) LES DOMAINES ROCHEUX.

1) RAPPEL DE LA GEOLOGIE DU SUBSTRATUM.

Les terrains d'âge kimmeridgien et portlandien, qui constituent les falaises entre les Caps d'Alprech et du Gris-Nez, affleurent en domaine sous-marin à la faveur de grands anticlinaux, dont l'axe plonge vers l'WSW. Ces terrains sont caractérisés par de multiples alternances de couches dures (grès glauconieux, calcaires argilo-gréseux) et tendres (marnes). Les synclinaux intercalés sont occupés par des terrains tendres (argiles et sables) d'âge wealdien (Robert, 1972).

Cette série, plissée et faillée au Tertiaire, a été "rabotée" au Quaternaire en un plateau légèrement incliné vers le large et entaillé par le paléochenal fluviatile du Lobourg, dont le flanc E occupe la partie occidentale de la zone d'étude.

2) MORPHOLOGIE DES AFFLEUREMENTS ROCHEUX SOUS-MARINS.

A proximité des côtes, de vastes affleurements rocheux prolongent les falaises jurassiques du Cap d'Alprech, du Cap de la Crèche, de la Pointe aux Oies et du Cap Gris-Nez. Ils n'ont pu être "observés" à l'aide du sonar latéral que dans leur partie la plus éloignée de la côte, où la profondeur est suffisante pour travailler au sonar.

Un profil bathymétrique de la côte vers le large, levé face au Cap d'Alprech par exemple, montre la forte déclivité des affleurements rocheux. La pente réelle est comprise entre 2 et 3°, ce qui s'exprime sur la carte marine du SHOM par la proximité des isobathes 0m et 10m, distantes seulement de 250m.

En domaine plus profond, le sonar latéral montre la nature rocheuse de nombreux reliefs. La taille et la forme de ces affleurements dépendent de la lithologie (degré d'induration) et de la structure (pendage et direction des couches) du substratum :

- les affleurements de forme quelconque, ne présentant pas d'orientation nette, sont fréquents au large de Boulogne et de la Baie de Wissant. Ils correspondent soit à une roche dure à pendage subhorizontal (ex : le platier rocheux du Cap d'Alprech), soit à une roche tendre érodée localement. La figure 27 montre, en sismique réflexion, le style d'érosion des formations tendres wealdiennes.

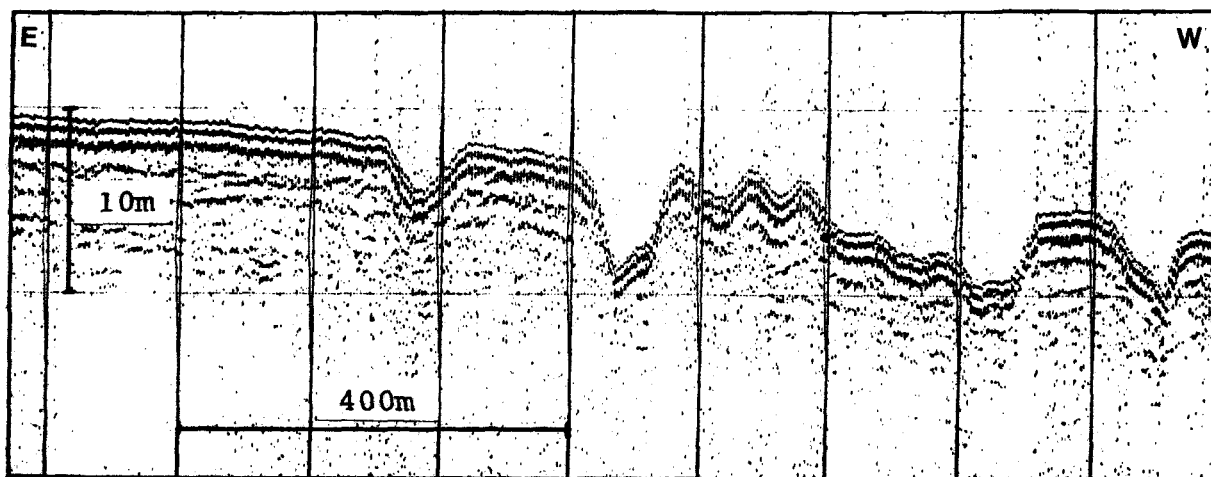


Fig. 27 : Exemple de profil de sismique réflexion dans les formations tendres wealdiennes.

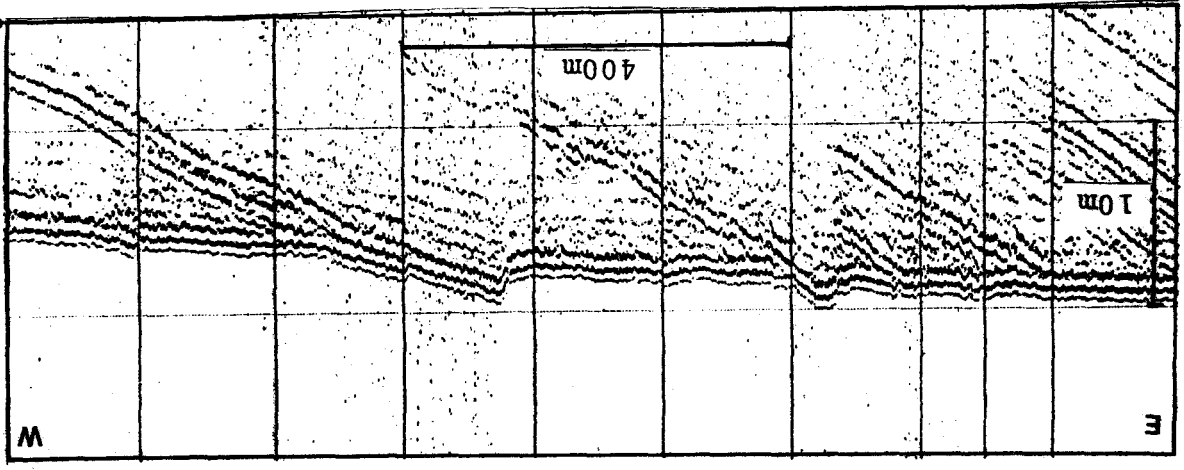
La surface moyenne de ces affleurements est plus importante au large de Wissant qu'à la latitude de Boulogne. La transition entre ces zones dépourvues de couverture sédimentaire meuble continue et les domaines caillouteux adjacents apparaît floue sur les enregistrements sonar.

- Les affleurements présentant un allongement de direction VNW-ESE net, conforme à la direction des anticlinaux, correspondent à des niveaux durs et légèrement plus redressés que les précédents. La présence de bancs rocheux formant une saillie dans la morphologie actuelle est liée à un phénomène d'érosion différentielle, qui affecte plus fortement les couches tendres. Ceci apparaît nettement sur les enregistrements de sismique-réflexion (fig. 28).

essentiellement Wealdien affleurent largement. A la limite nord-orientale de la zone, les affleurements rocheux des Gardes, des Quenocs et du Rouge-Riden constituent également des reliefs importants (5 à 8m de hauteur). Composés de grès verts d'âge alborien, ils ont été moins érodés que la craie environnante.

Au large de la Baie de Vissant, les terrains tendres d'âge dynamique sédimentaire sera présentée au chapitre V. importants (appelés "ridens du Gris-Mez" par les pêcheurs) sur la des crêtes principales est encore de 2m. L'influence de ces reliefs la limite de la zone d'étude, soit à plus de 4 km de la côte, la hauteur le large en raison du plongement vers l'AVN des axes des anticlinaux. A visible sur la falaise. La hauteur des crêtes s'atténue lentement vers constituent le prolongement sous-marin de la structure anticlinale rocheux redressés, dont le pendage réel est de l'ordre de 10°, rocheuses dont la hauteur maximale atteint 8m (fig. 29). Ces bancs rocheux continus peu accidentés de type "platier", puis à des crêtes isolées passent progressivement, du Sud vers le Nord, à un affleurement tendres plus érodés. Aux abords du Cap Gris-Mez, ces bancs rocheuses étroites, entourées de calilloutis (carte h.t.) qui masquent les couches Sur les sonagrammes, ils apparaissent comme des barres rocheuses d'érosion différentielle dans les terrains jurassiques

Fig. 28 : Profil de sismique-réflexion montrant les phénomènes



Ces bancs rocheux, de hauteur généralement inférieure à 1m, ont été clairement observés entre Ambleteuse et le Cap Gris-Mez.

Les figures sédimentaires (rubans et voiles sableux), associées localement à certains affleurements rocheux, seront présentées au paragraphe III C.

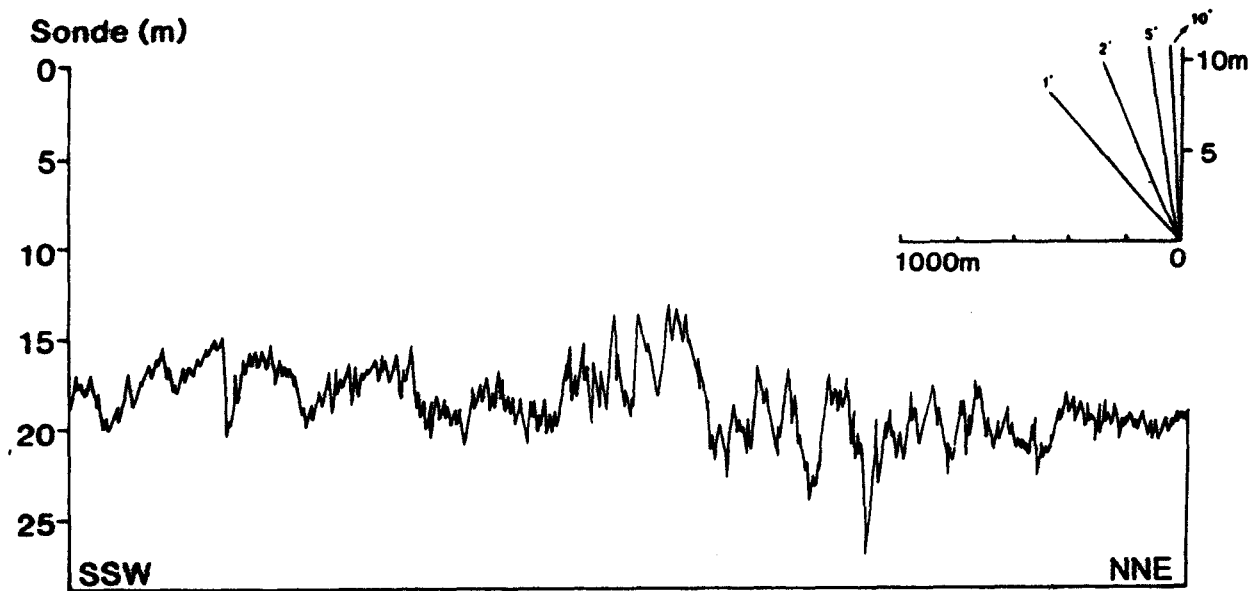


Fig. 29 : Profil bathymétrique des affleurements rocheux au large du Cap Gris-Nez (exagération verticale X 65).

Dans l'ensemble du domaine d'étude, les affleurements du substratum rocheux sont nombreux. Le Jurassique présent entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez montre des bancs d'orientation VVV-ESE conforme aux structures connues à terre. Le Wealdien, plus tendre, est nettement surcreusé, alors qu'au NE de la zone les couches dures du Crétacé moyen forment des reliefs élevés.

B) LES DOMAINES CAILLOUTEUX.

Les 3 grands domaines caillouteux reconnus se situent (carte h.t.) :

- entre le talus littoral et le bord interne de la Bassure de Baas ;
- au large de la Bassure de Baas ;
- au large de la Baie de Wissant.

1) ENTRE LE TALUS LITTORAL ET LE BORD INTERNE DE LA BASSURE DE BAAS.

Cette zone forme une dépression très allongée selon un axe Sud-Nord (18 km), mais relativement étroite (1,5 km au maximum). Sa profondeur moyenne est de 15 m environ. Les fonds de cailloutis, définis par Boillot (1964) comme des zones où le cailloutis affleure sans être masqué par un autre sédiment, sont surtout développés entre le Cap d'Alprech et Wimereux. Ils couvrent 75 % de la surface de ce secteur. De part et d'autre, au Sud du Cap d'Alprech et au Nord de Wimereux, les cailloutis affleurent par intermittence. Ils sont masqués par une couverture sableuse discontinue composée de rubans sableux, qui sont décrits dans le paragraphe III C. Leur surface d'affleurement est de l'ordre de 25 % de la surface totale.

2) AU LARGE DE LA BASSURE DE BAAS.

Entre le bord externe de la Bassure de Baas et le bord oriental du chenal du Lobourg, matérialisé par l'isobathe 30 m, les cailloutis sont largement développés. Ils sont localement masqués par des taches sableuses et des rubans sableux (cf. par. III C). Des carottages, effectués en 1984 par IFREMER dans le cadre du programme GRANOR, ont recoupé ces cailloutis. Ils montrent l'épaisseur décimétrique à métrique des sédiments grossiers (cf. Chap IV et VII).

Au-delà de l'isobathe 30 m et de la terminaison sableuse du champ de ridins Nord (Dewez, 1988), les cailloutis affleurent à nouveau. Ils sont presque dépourvus de couverture sédimentaire plus fine et laissent localement affleurer le substratum rocheux. Une prospection vidéo, réalisée selon plusieurs profils (V1, V13, V27 ; cf. Fig. 23), permet de préciser les informations données par les sonogrammes.

L'échelle d'observation, de l'ordre de 1/5e, permet en particulier de mettre en évidence la présence d'une fraction sableuse dans une zone où les sonogrammes, établis à l'échelle du 1/1000e, indiquent un cailloutis. Ce sable se répartit entre les galets ; comme il occupe au maximum 30 % de la surface du fond, sa présence n'est pas décelable sur les sonogrammes.

3) AU LARGE DE LA BAIE DE WISSANT.

Les cailloutis occupent l'essentiel du domaine compris entre le pied de l'ensemble Banc à la Ligne - Barrière et le rail de navigation. Entre les isobathes 15 m et 20 m, ils sont partiellement masqués par une zone de rubans sableux. Vers le large, au delà de l'isobathe 20m, cette couverture sableuse continue disparaît. Les fonds de cailloutis sont colonisés par des ophiures en grand nombre. Une prospection vidéo effectuée dans cette zone (profils V9, V10, V11), y montre la forte proportion de galets de silex et la présence locale de blocs.

4) CONCLUSION.

Du Cap d'Alprech au Cap Blanc-Nez, les cailloutis affleurent largement. Ce type de fonds est toutefois nettement moins étendu que dans la zone Baie d'Authie - Cap d'Alprech, où il occupe les vastes dépressions entre les bancs du Vergoyer, de la Bassure de Baas et du Battur (Angris et al., 1987 ; Dewez, 1988).

Ces cailloutis constituent un épandage peu épais, qui laisse affleurer en de nombreux endroits le substratum rocheux. L'épaisseur de cette "nappe", insuffisante pour être observée sur les profils de sismique - réflexion, est d'ordre décimétrique à métrique (c.f. chap. VII).

C) DOMAINES SABLEUX.

Les domaines sableux sont caractérisés par une large gamme de figures sédimentaires, dues à l'action de la houle ou des courants de marée. Selon l'orientation par rapport aux courants, on distingue :

- les figures transversales, dont la crête est perpendiculaire à la direction du courant qui les génère ;
- les figures longitudinales, d'allongement parallèle au courant.

1) CARACTERISTIQUES GENERALES DES FIGURES SEDIMENTAIRES.

Les données tirées de la littérature conduisent à identifier diverses figures, pour la plupart rencontrées dans notre zone d'étude. En voici les caractères essentiels, issus de la bibliographie.

1.1 : Les figures transversales.

Ce sont par ordre de taille croissante : les rides, les mégarides et les vagues de sable (Dalrymple, 1978). La nomenclature retenue ici est couramment utilisée par les auteurs français (Auffret, et al. 1984 ; Braud, 1986 ; Berné et al., 1986 ; Dewez, 1988). Basée uniquement sur la taille des structures, elle s'oppose à certaines classifications étrangères, qui tiennent compte en particulier, des conditions de formation différentes des "rides" et "mégarides" (Belderson et al., in Stride, 1982). Les équivalences entre les différents termes sont rappelées par Stride (1982), Amos et King (1984), Dewez (1988).

a : Les rides ("ripples").

Ce sont les plus petites structures observées. Le terme de "ride" s'applique ici à des structures de longueur d'onde voisine de 30 cm, n'excédant pas 60 cm et de hauteur maximale 5 cm (ASCE, 1966 in Stride, 1982). Ces rides ne peuvent être observées que par prospection vidéo, car leur taille est nettement inférieure à la limite de détection du sonar latéral. Ce sont des formes largement répandues, observées sur la plupart des profils vidéo.

Ces rides peuvent être formées par la houle ou par les courants. L'analyse précise de la forme des rides permet d'identifier l'agent (Boersma, 1970 in Reineck-Singh, 1973) :

- Les rides de houle sont symétriques à légèrement dissymétriques. Leur crête, généralement rectiligne et bifurquée, est perpendiculaire à la direction de propagation des vagues.

L'identification des rides de houle est basée soit sur la présence de bifurcations (Reineck et Wunderlich, 1968) (fig.30), soit sur les valeurs des indices de ride (= longueur d'onde / amplitude) et de symétrie (= rapport des longueurs des deux flancs) (Boersma, 1970).

- Les rides de courant, asymétriques, ont le flanc le moins déclive orienté face au courant. La présence des rides est conditionnée par la vitesse des courants. Une vitesse de 20 cm/s est nécessaire pour former les rides dans un sable moyen (Reineck et Singh, 1973 ; Amos et King, 1984). La taille maximale d'un sédiment dans lequel les rides peuvent se former est de l'ordre de 600 μ (Reineck et Singh, 1973) ou 700 μ m (Bagnold, 1951 ; Stride, 1982).

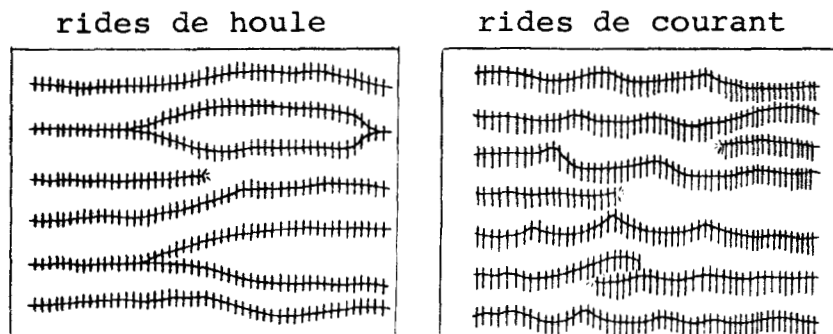


Fig. 30 : Aspect schématique (en plan) des rides de houle et de courant (Reineck et Wunderlich, 1968)

b : Les mégarides ("megaripples").

Ce sont des structures de plus grande taille, généralement observables sur les sonogrammes. Leur amplitude peut varier de 5 cm à 1,5 m (Mc Cave, 1971 ; Langhorne, 1978), leur longueur d'onde étant comprise entre 0,6 m et 30 m (Reineck et Singh, 1973). Dalrymple et al. (1978) distinguent deux types de mégarides de courant :

- les mégarides de type 1 à crête rectiligne ou légèrement sinueuse;
- les mégarides de type 2 à crête très sinueuse ou en forme de croissant.

Ces mégarides de courant présentent une dissymétrie nette : la pente douce est inférieure à 5° ; la pente forte excède 20° (Belderson et al. in Stride, 1982) et peut atteindre des valeurs de $30-35^\circ$ (Allen, 1982), proches de la limite de stabilité des sables (Migniot, 1982).

Les mégarides de houle sont des formes symétriques, à crête perpendiculaire aux directions des houles de tempête. Leur longueur d'onde est assez constante (Berné et al., 1986) comprise entre 1,5 et 3,3 m.

Les mégarides se forment dans des conditions différentes de celles des rides. Leur formation nécessite des vitesses de l'ordre de 50 à 60 cm/s. Leurs crêtes, généralement rectilignes, deviennent festonnées lorsque le courant augmente (Berné et al., 1986). Les mégarides de type 1 se forment à des vitesses de courant inférieures à celles de type 2 (Dalrymple et al., 1978). Les mégarides s'observent dans des sédiments variés, sableux à graveleux (ex : Turcq, 1984) ; elles ne peuvent toutefois se former quand la granularité du sédiment est inférieure à $170 \mu\text{m}$ (Belderson et al. in Stride, 1982). Dans des sables de taille supérieure à $600-700 \mu\text{m}$, seules des mégarides pourront se former (Reineck - Singh, 1973), alors que la superposition des rides et mégarides sera possible dans des sédiments de taille inférieure ($200-600 \mu\text{m}$ environ).

c : Les vagues de sable ("sandwaves" ou "ridins").

Elles sont définies par une longueur d'onde supérieure à 30 m, mais le plus souvent comprise entre 200 et 500 m (Mc Cave, 1971). Leur hauteur peut varier de 1,5m à 15-20m (Stride et al., 1971 ; Auffret et al., 1984).

Plusieurs types sont différenciés selon leur profil (Van Veen, 1935) :

- les formes symétriques à légèrement dissymétriques ;
- les formes nettement asymétriques, de type progressif, ou de type "catback" dans lesquelles le flanc long a une forme sigmoïdale (fig. 31).

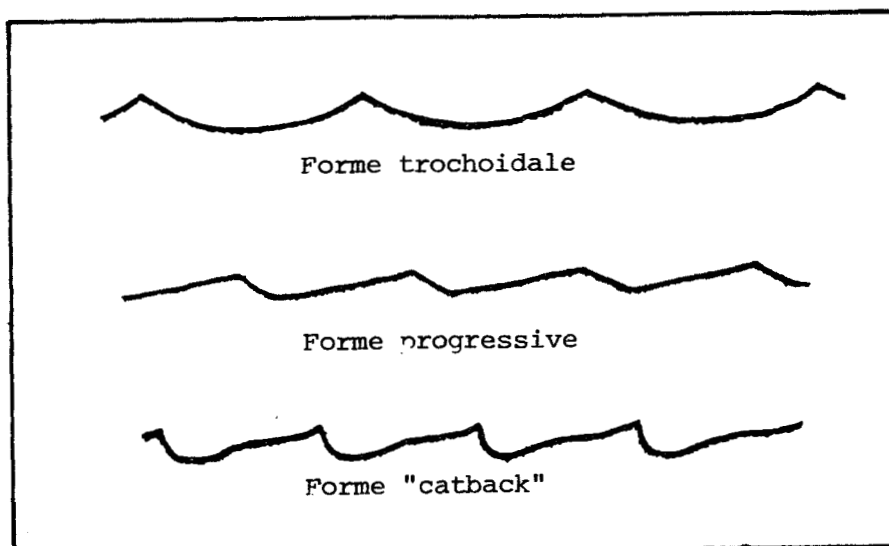


Fig. 31 : Morphologie des vagues de sable (Van Veen, 1935)

En plan, la longueur et la forme des crêtes de vagues de sable est variée (Kenyon et Stride, 1968) :

- soit longue, rectiligne à peu sinueuse, et souvent bifurquée ;
- soit courte et rectiligne ;
- soit en croissant. Par analogie avec les formes rencontrées en milieu désertique, ces vagues de sable sont appelées "barkhanes". Elles sont isolées et reposent sur un substrat grossier. Leur pointes sont orientées dans le sens du transport sédimentaire résultant (Belderson et Kenyon, 1969).

La classification fondée sur la forme des vagues de sable est contestée par certains auteurs qui ont observé un passage progressif des formes droites à des formes peu sinueuses, puis aux barkhanes. Ces variations dépendent à la fois de la quantité de sable mobilisable, décroissante des formes à crête droite aux formes barkhanoïdes, et de la forme de l'ellipse des courants (Dalrymple, 1978). Celle-ci est allongée dans le cas des rides droites et sinueuses et plutôt circulaire dans le cas des barkhanes (Cartwright et Woods, 1963).

Les caractéristiques géométriques des rides peuvent être exprimées par l'indice de forme verticale H/L (ou indice de ride) et l'indice de symétrie a/b (fig. 32).

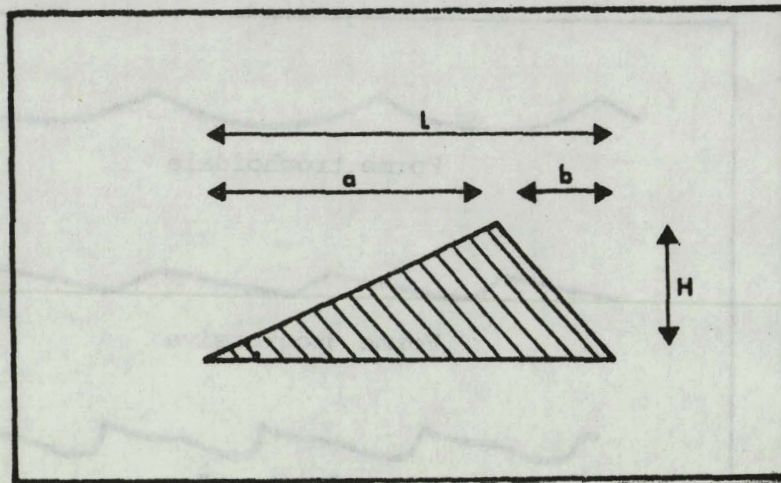


Fig. 32 : Définition des paramètres des indices de ride et de symétrie des figures sédimentaires.

Outre les formes isolées (barkhanes), les vagues de sable peuvent s'associer en "champs" de plusieurs dizaines de km^2 (cf. Augris et al., 1987 ; Dewez, 1988) ou se surimposer à la surface des bancs.

Les vagues de sable sont associées à des courants de marée dont la vitesse est, en surface, de 50 à 150 cm/s (Belderson et al., 1982).

Elles ne se forment probablement pas à partir de sables grossiers (médiane $> 500 \mu\text{m}$). De même, des teneurs en fraction fine ($< 63 \mu\text{m}$) supérieures à 15% s'opposent à leur formation (Dalrymple, 1978). La hauteur des vagues de sable n'est pas directement corrélable à la profondeur. Toutefois, la houle peut avoir, dans des milieux peu profonds, un effet destructif sur les vagues de sable (Mc Cave, 1971 ; Langhorne, 1982). La superposition fréquente des mégarides et des vagues de sable semble traduire un équilibre par rapport aux conditions hydrodynamiques actuelles (Dalrymple, 1978).

1.2 : Figures longitudinales.

a : Bancs sableux ("sand banks" ou "sand ridges").

Ce sont, par leur taille, les structures majeures du plateau continental. Leur longueur peut dépasser 60 km, pour une largeur de plusieurs km et une hauteur de 1 à 30 m (Amos et King, 1984). Ce sont des structures sédimentaires de premier ordre, auxquelles peuvent en particulier se surimposer les trois types de structures transversales décrites précédemment. Ils peuvent être subdivisés en deux catégories (Kenyon et al., 1981) :

- Les formes inactives, ou "moribondes", formées à une période de niveau marin inférieur à l'actuel. Elles se rencontrent dans des zones où la vitesse des courants de marée est inférieure à 50 cm/s. Leur profil est assez arrondi, la pente de leurs flancs est inférieure à 1°. leur crête se situe à un niveau assez profond (plusieurs dizaines de mètres). De telles structures sont décrites par Bouysse et al. (1976), en mer Celtique.

- Les formes actives, en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. Celles-ci se rencontrent dans des zones où les courants de marée ont des vitesses supérieures à 50 cm/s. Elles sont festonnées de vagues de sable et de mégarides. Leur sommet est souvent proche du niveau des basses mers.

Ces bancs "actuels", très abondants en Manche Orientale et en Mer du Nord Meridionale (Van Veen, 1936 ; Houbolt, 1968) se rencontrent aussi bien au large qu'à proximité immédiate des côtes (fig. 33).

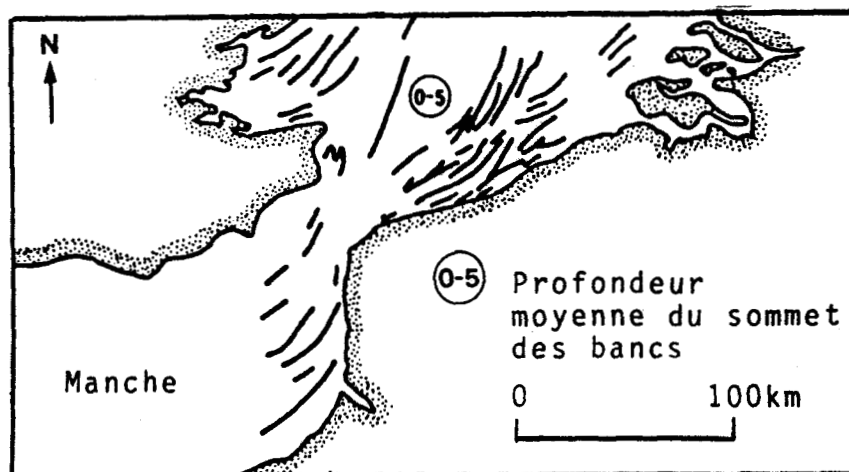


Fig. 33 : Répartition des bancs sableux en Manche orientale et Mer du Nord méridionale (in Stride, 1982).

* Les bancs du large, linéaires à légèrement sinueux, sont des structures de grande taille. Leur taille maximale paraît atteinte dans des zones où la vitesse des courants est comprise entre 1 et 2 m/s (Chakhotin et al., 1972).. Ils peuvent être isolés ou former des groupes de structures parallèles, presque jointives. Ces bancs sont le plus souvent asymétriques, leur flanc abrupt étant orienté dans le sens du transit résultant. Leur crête fait avec la direction des courants de marée un angle généralement compris entre 7 et 15°, mais pouvant varier de 0 à plus de 20° (Kenyon et al., 1981). Caston (1972), distingue 3 zones dans ces bancs :

- la "tête", généralement arrondie et massive ;
- le "corps" ;
- la "queue", étroite et effilée.

Les bancs du large se forment typiquement sur un substrat plan et horizontal (Houbolt, 1968 ; Amos et King, 1984). Dans le cas de la Mer du Nord, le sable qui les compose semble être homogène et compris entre 250 et 500 μm (Houbolt, 1968).

* Les "banner banks" sont des bancs de taille généralement plus modeste (quelques kilomètres au maximum), qui se développent en aval d'un cap, de roches immergées ou d'ilots. Ils peuvent être simples ou se développer par paire, en arrière d'un obstacle fixe. Leur origine diffère de celle des bancs du large, car ils correspondent à des marques d'obstacle de grande taille (Belderson et al., 1982).

Les bancs sont essentiellement déterminés par les courants de marée. Selon Off (1963) et Swift et al. (1978), l'action des houles de tempête et des courants associés peut aussi, dans certains domaines, former des bancs sableux.

Les autres figures longitudinales sont soit des formes peu épaisses et très longues, constituées d'un sédiment fin reposant sur un substrat grossier (rubans, trainées, voiles et tâches), soit des figures d'érosion ou de non dépôt de sédiment fin qui mettent à nu un substratum grossier (marques d'obstacle). Leur allongement représente la direction des transits sédimentaires.

b : Les rubans sableux ("sand ribbons").

Ils sont constitués de sable fin à moyen et reposent sur un fond généralement graveleux à caillouteux, parfois rocheux. Ces structures essentiellement linéaires, reconnues en domaine sous-marin par Stride (1963), se distinguent des taches sableuses par un allongement (rapport longueur/largeur) supérieur à 40 (Flemming et Stride, 1967) (c.f. e). Elles s'étendent parallèlement à la direction du transport induit sur le fond par les courants de marée. Les plus petites formes ont une largeur de 5m environ, les plus grandes peuvent atteindre 200 m en largeur pour une longueur de 15 km (Kenyon, 1970 b). Leur épaisseur est généralement inférieure à 1m, c'est à dire à la limite de résolution du sondeur acoustique. Toutefois, Delanoë et Pinot (1980) signalent au large de la Bretagne des rubans dont l'épaisseur atteint 2 à 3m. Leurs limites peuvent être diffuses ou au contraire bien marquées. Dans le second cas, elles témoignent d'une épaisseur de sable plus importante.

Kenyon (1970 b) différencie, dans des zones où les courants de marée sont alternatifs et ont, en surface, une vitesse supérieure à 0,75 m/s (1,5 noeuds), 4 types de rubans. Cette classification est basée sur la forme des rubans, mais aussi sur la vitesse des courants et la quantité de sable disponible (fig. 34).

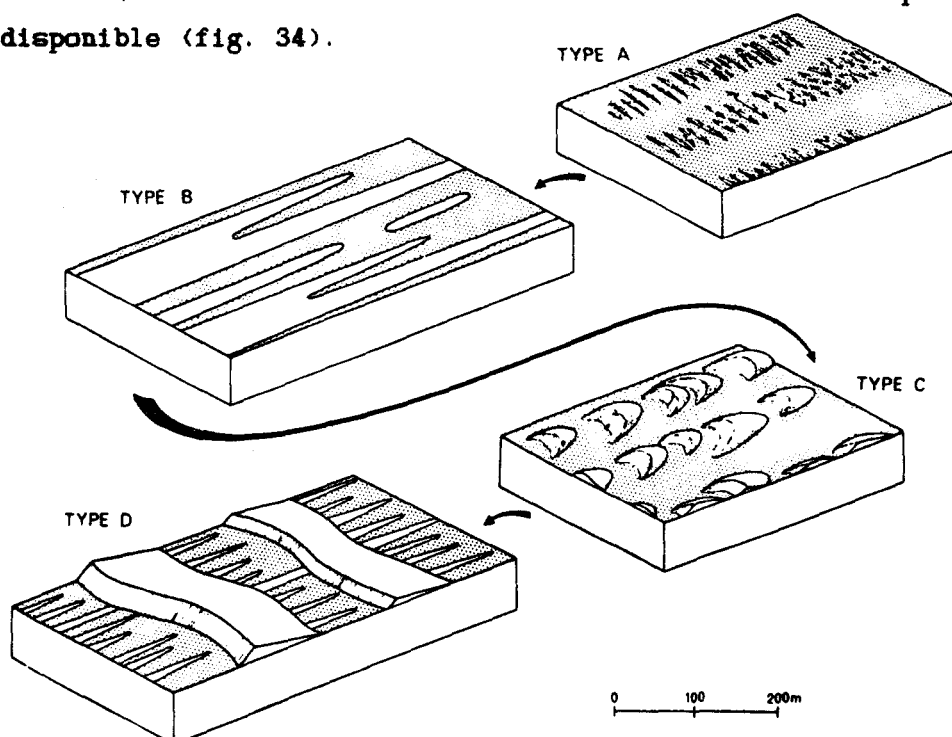


Fig. 34 : Classification des rubans sableux (Kenyon, 1970).

Les types "A" et "C", peu abondants, sont constitués de trains de rides transversales alignés dans une "enveloppe" (Kenyon, 1970 b). Le type "A" présente des crêtes droites, de longueur d'onde de 5 à 20 m, alors que le type C montre des crêtes sinueuses de longueur d'onde supérieure à 150 m, mais de hauteur inférieure à 1m.

Le type "B", dominant, comporte des formes peu épaisses, à bords souvent diffus. Ces rubans peuvent être larges et continus, ou au contraire étroits et groupés. Leur densité par unité de surface peut varier, en Manche Occidentale, de 1 à 30 par km de largeur. Leur surface présente des figures sédimentaires de petite taille (rides et marques d'obstacle).

Le type "D", enfin, regroupe des rubans de petite taille, probablement peu épais et localisés dans les creux de vagues de sable.

Les rubans sableux sont caractéristiques de zones où la quantité de sable mobilisable est faible, mais croissante du type "A" vers le type "D" (Kenyon, 1970 b).

c : Les trainées sableuses (ou "sand streamers").

Ce sont des structures étroites (largeur < 100m), très longues (longueur > 500m) et à bords diffus (Flemming 1980 ; Auffret et al., 1984). D'épaisseur très faible (centimétrique), elles sont dépourvues de mégarides. Elles sont typiques des milieux à forte énergie.

d : Les voiles sableux.

Appelés "sand shadows" par Auffret et al. (1984), ces structures recouvrent de manière très diffuse et discontinue les sédiments grossiers. Leur allongement traduit cependant l'orientation du courant dominant. Elles peuvent se former en arrière d'obstacles naturels (Verner et Newton, 1975).

e : Les taches sableuses ("sand patches").

Constituées elles aussi de sable fin à moyen reposant sur un sédiment grossier, elles se distinguent des rubans sableux par un allongement plus faible (<40) et des limites irrégulières et non parallèles (Belderson et al., 1972). Leur taille, leur forme et leur épaisseur sont très variables. Leur épaisseur peut atteindre 2 à 3m (Belderson et al., 1972). Ces figures sont associées à des courants de marée dont la vitesse ne dépasse pas 50 cm/s en surface (Kenyon et Stride, 1970)

Des formes légèrement allongées et étroites, de quelques centimètres d'épaisseur seulement, ont été reconnues par Belderson et Stride (1966). Leur direction d'allongement est alors parallèle à celle du courant maximum, ce qui justifie le terme de "longitudinal sand patches", employé par Flemming et Stride (1967).

f : Les marques d'obstacles ("obstacle marks").

Cet ensemble regroupe des structures de taille et de nature variées, liées à la présence d'obstacles naturels (blocs par ex.) ou artificiels (épaves diverses) sur le fond. Les "queues de comètes" (Werner et al., 1980 ; Auffret et al., 1984 ; Berné et al., 1986) sont des figures érosives formées en arrière d'un obstacle, qui s'oppose au transport d'un faible stock de sable fin ou moyen. Sur les sonogrammes, elles ont l'aspect de triangles ou de sillons sombres allongés en arrière de l'obstacle.

Comme pour les rubans, la formation de "queues de comète" est auto-entretenu par la différence de rugosité entre sédiments fins et grossiers. La taille de ces figures est de l'ordre de 100m de longueur, pour quelques mètres de largeur (Belderson et al. in Stride, 1982).

En domaine sableux, la présence d'épaves induit aussi la formation de figures érosives ("wreck marks"), de taille parfois kilométrique (Caston, 1979). La mise à nu des cailloutis peut s'accompagner d'un affouillement du substrat grossier dont la profondeur peut atteindre plusieurs mètres. Cette souille est plus développée en aval de l'épave par rapport au courant dominant. Elle peut être simple, si l'angle entre l'épave et le courant dominant est inférieur à 45°, ou double si l'angle est plus important (Fig. 35, a, c).

De même, sur un sédiment plus grossier que des sables, la présence d'épaves permet le développement d'un ou deux panaches sableux en aval (Fig. 35, b, d).

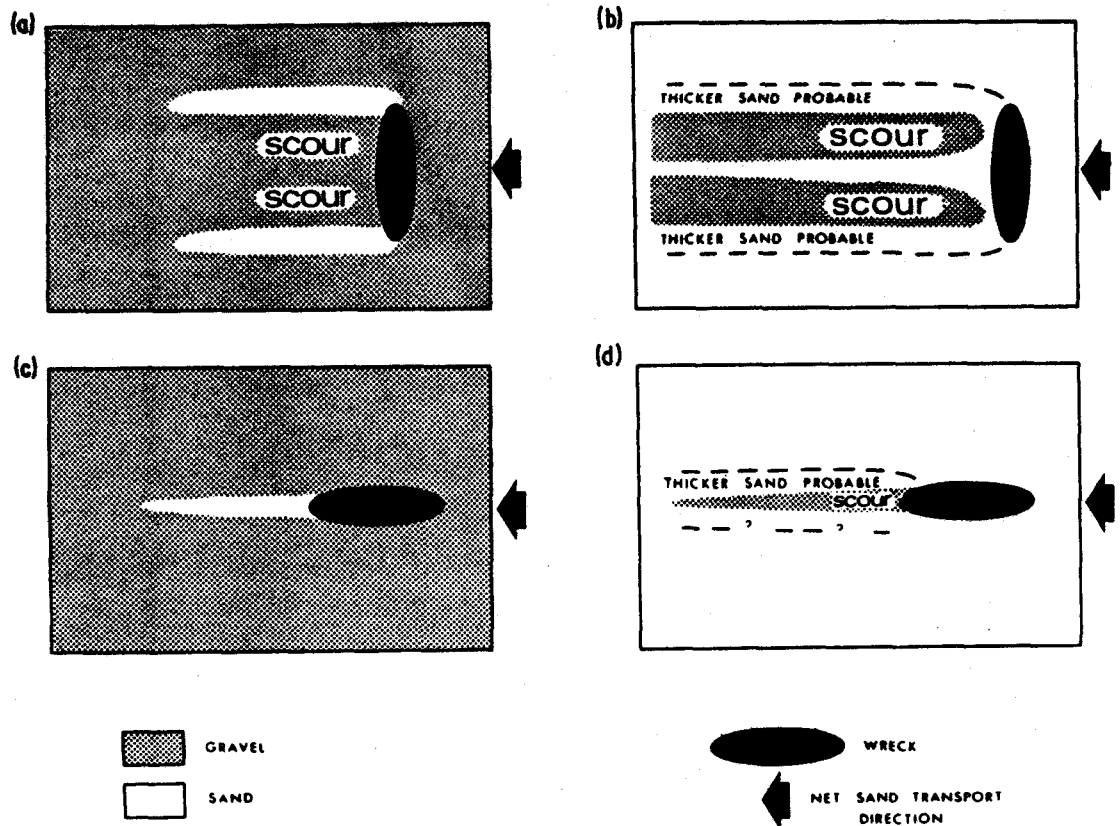


Fig. 35 : Diagramme montrant les différentes formes de marques d'épaves (d'après Caston, 1979).

2) STRUCTURES SABLEUSES DANS LE DOMAINE D'ETUDE.

2.1 : Du cap d'Alprech au Cap Gris-Nez.

a : Le banc côtier (c.f. carte h.t.).

Soudé à la côte et à la Digue Nord du port de Boulogne, le banc côtier s'étend de la latitude du Cap de la Crèche (50° 45'N) à celle de la Pointe aux Oies (50° 47'N). Cette accumulation sableuse d'une superficie totale de 8 km² se développe jusqu'à une profondeur de 12-13m. Elle s'appuie sur les vastes affleurements rocheux qui prolongent le Cap de la Crèche et la Pointe aux Oies (carte h.t.). Vers le Nord, il s'atténue progressivement pour ne plus constituer qu'un dépôt sableux d'épaisseur métrique, à pente assez forte (1° à 3°), au pied du talus littoral (fig.36).

La morphologie de détail de ce banc est simple, en raison de l'absence de vagues de sable. Des mégarides de courant, d'orientation W-E, ont été

observées dans la partie externe du banc. Leur longueur d'onde est généralement comprise entre 5 et 10 m .

Ce banc peut être considéré comme une marque d'obstacle artificielle, édifiée en aval des digues de Boulogne. Son évolution historique sera abordée dans le chapitre VII.

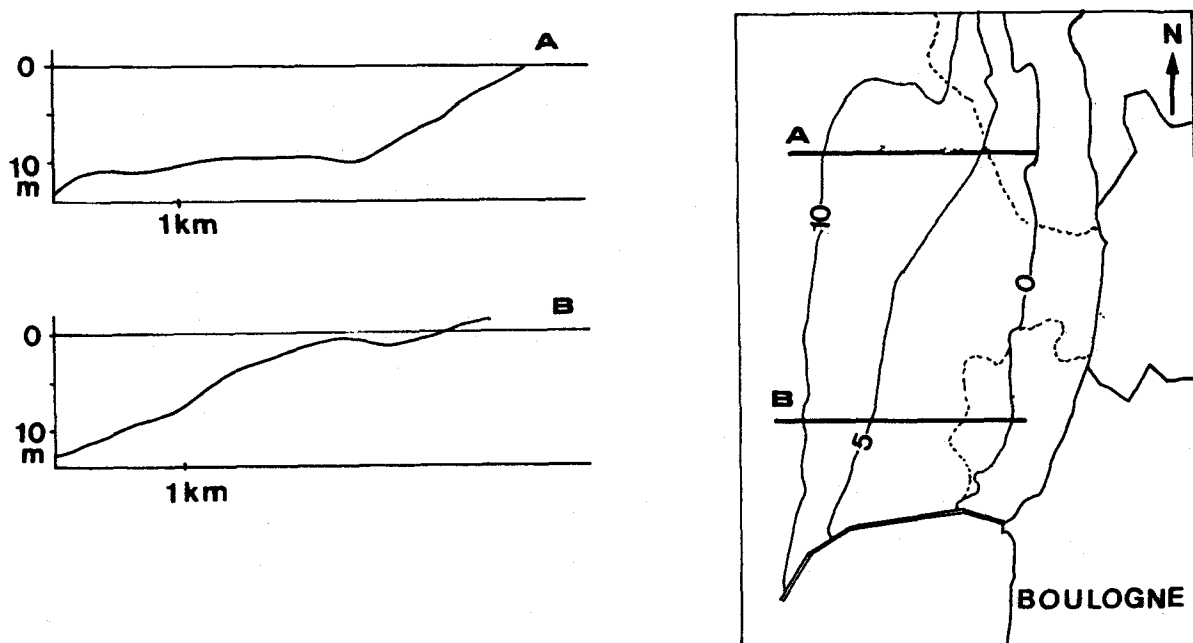


Fig. 36 : Profils bathymétriques transversaux du banc côtier.

b : La partie septentrionale de la Bassure de Baas.

La Bassure de Baas s'étend , sur une longueur de 60 km, depuis la latitude de la Baie d'Authie ($50^{\circ} 20'N$) à celle d'Audresselles ($50^{\circ} 50'N$).

Du Cap d'Alprech à Audresselles, soit sur une longueur approximative de 15 km, sa partie septentrionale est distante de la côte de 3 à 4 km. Orientée S-N du Cap d'Alprech à Boulogne, elle s'infléchit au-delà vers le NNE (carte h. t.).

b-1 : Morphologie générale.

De Wimereux ($50^{\circ} 46'N$) à Audresselles ($50^{\circ} 49'N$), la largeur du banc passe de 2500m à 1300m. Cette réduction progressive confère à cette "queue" de banc un aspect effilé, accentué par la présence de rubans sableux terminaux.

La base du banc se situe à une profondeur de 17-18m pour le bord interne, et de 20-22m pour le bord externe, alors que le sommet se trouve à des cotes comprises entre 8 et 15m. Les zones hautes se situent d'une part entre le Cap d'Alprech et Boulogne, et d'autre part entre Wimereux et Ambleteuse. Elles encadrent une zone plus basse qui constitue le chenal d'accès principal du port de Boulogne.

Les profils bathymétriques transversaux montrent la symétrie générale des flancs du banc (fig.37).

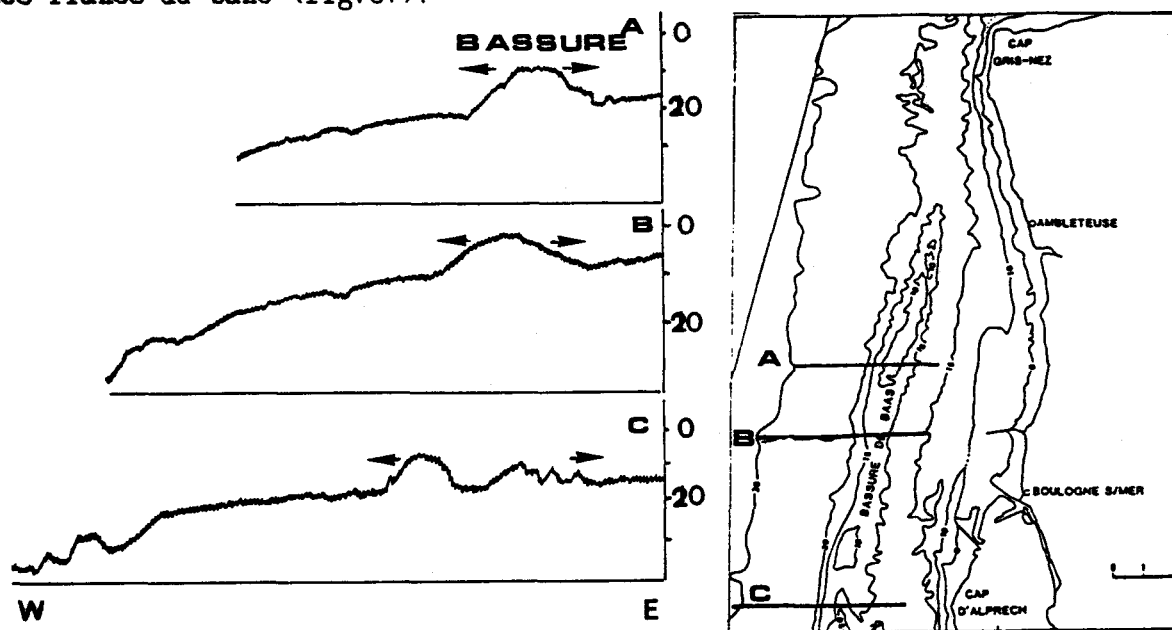


Fig. 37 : Profils bathymétriques transversaux de la Bassure de Baas.

b-2 : Les structures sédimentaires.

Les profils bathymétriques longitudinaux montrent que la zone basse du banc, en face de Boulogne, est dépourvue de vagues de sable, au contraire des zones adjacentes, moins profondes (fig. 38). Les vagues de sable ne sont pas continues d'un flanc à l'autre du banc, mais se répartissent au contraire en 3 familles, localisées respectivement sur le flanc externe, sur le sommet et sur le flanc interne du banc (fig.39). Elles ne sont pas bifurquées et leur taille est relativement modeste : leur hauteur varie de 1,5 à 5m, pour une longueur d'onde de 70 à 240m. L'orientation de leur crête est grossièrement W-E.

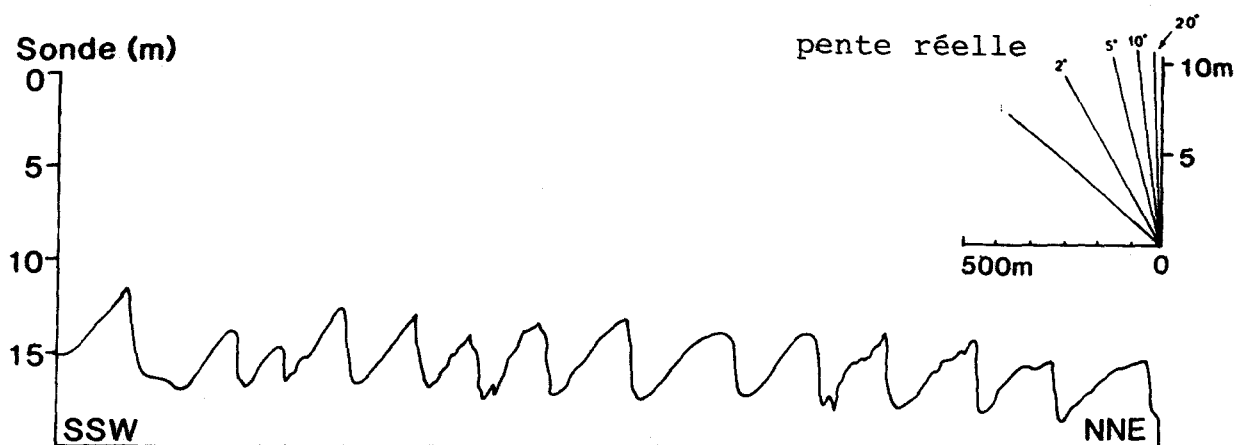


Fig. 38 : Profil bathymétrique longitudinal de la Bassure de Baas au Nord d'Ambleteuse (exagération verticale X 45)

Malgré des indices de ride et de symétrie assez comparables (L/H compris entre 30 et 90, a/b entre 1 et 6), les 3 familles présentent des morphologies assez différentes :

- sur le flanc externe, les vagues de sable sont de type progressif ou en "catback" ; leur crête est courte (200 - 800m), rectiligne à légèrement sinueuse ;
- sur le sommet, on observe surtout des formes progressives à crête rectiligne et très aiguë, nettement asymétriques vers le Nord ;
- sur le flanc interne, il s'agit de formes de plus petite taille (1,5 à 2,5m d'amplitude pour une longueur d'onde de 65 à 185m), à crête courte et généralement courbe, et à concavité tournée vers le Nord.

Ces vagues de sable du flanc interne sont moins asymétriques que les précédentes, leur crête est plus arrondie ; la forme sigmoïde ("catback") est plus fréquente.

Des mégarides à crête rectiligne ou peu sinueuse couvrent la quasi totalité de la surface du banc. On observe une variation de leur longueur d'onde du pied vers le sommet du banc (fig.40). Les mégarides de longueur d'onde inférieure à 5m, localisées à la bordure du banc, passent progressivement à des structures de longueur d'onde 5-10m sur les flancs du banc puis, parfois, à des structures de longueur d'onde voisine de 15m vers le sommet de celui-ci. Pour Belderson et al. (1982), cette variation progressive de la longueur d'onde des mégarides

s'explique par une variation de l'épaisseur ou de la granularité du sable, de la périphérie vers le sommet de banc.

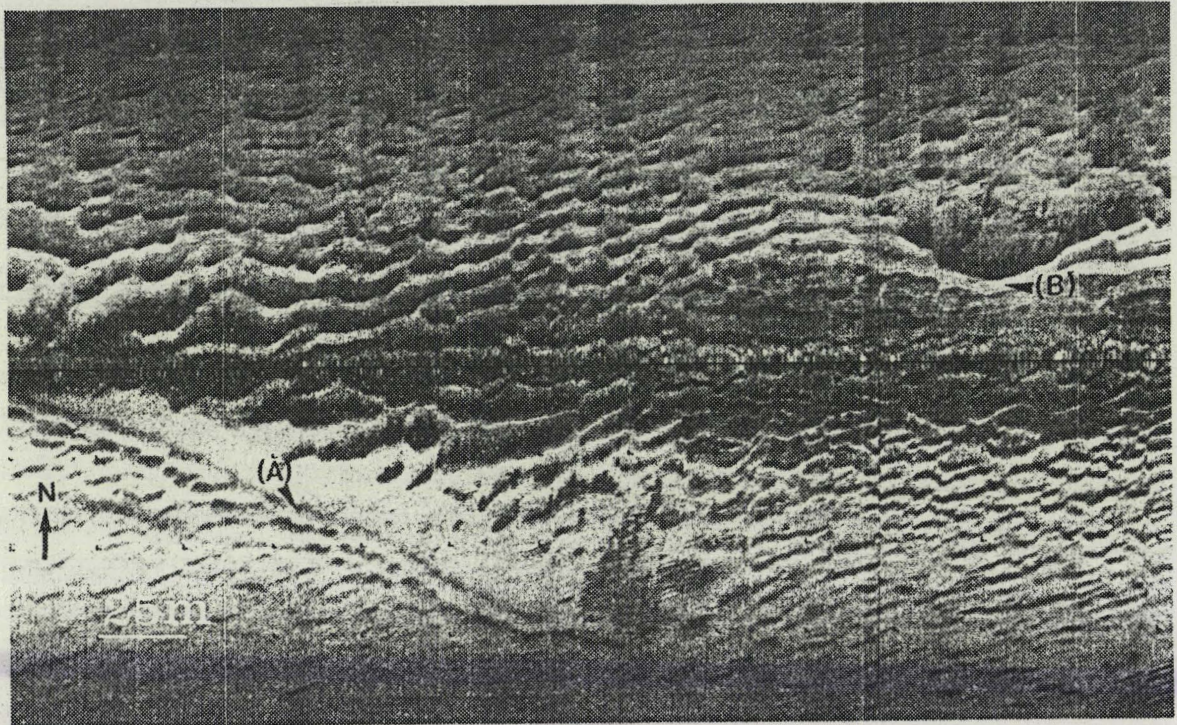


Fig. 39 : Sonogramme montrant deux familles de ridins, sur le sommet de la Bassure de Baas (A) et le flanc interne (B).

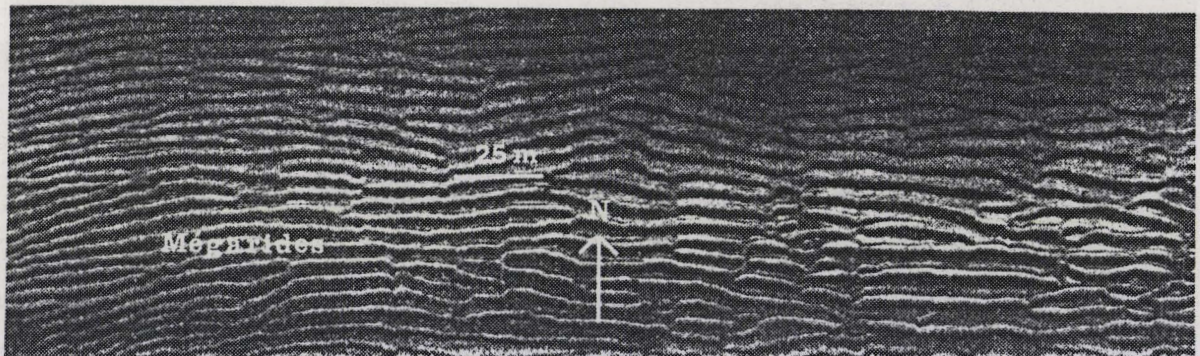


Fig. 40 : Sonogramme montrant une variation progressive de la longueur d'onde des mégarides de la bordure (à gauche de l'enregistrement) et le flanc externe de la Bassure de Baas.

Dans notre cas, les reconnaissances en vidéo (profils V5 et V24) et les prélèvements de sédiment en plongée (cf. chapitre IV) montrent que cette variation semble liée préférentiellement à l'épaisseur de la couche sableuse. Les mégarides de longueur d'onde inférieure à 5m semblent traduire un mince recouvrement des faciès grossiers par le sable, alors que celles de plus grande longueur d'onde reflètent une épaisseur plus forte.

La direction des crêtes de mégarides est généralement identique à celle des crêtes de vagues de sable, c'est à dire W-E. Cependant, elle varie nettement quand les deux types de structures sont superposées : les mégarides font avec la crête de vague de sable un angle de 10 à 30° sur le flanc à pente faible (Auffret et al., 1984 ; Field et al., 1981), et sont perpendiculaires à cette crête sur le flanc à pente forte (fig. 41). La direction des mégarides varie donc du creux vers la crête de la vague de sable, de manière différente sur chacun des flancs. Cette particularité est également observée sur les enregistrements vidéo, entre les rides de longueur d'onde décimétrique et les mégarides : de direction parallèle dans les creux de mégarides, les rides deviennent orthogonales aux crêtes.

b-3 Morphologie de la bordure du banc.

Les bordures du banc, c'est à dire les limites entre faciès sableux et faciès caillouteux, peuvent présenter divers aspects (carte h. t.)

- la limite externe du banc est, au Sud de Boulogne, nette et rectiligne. Le passage des sables du banc aux cailloutis est brutal. Le sable est modelé en mégarides de longueur d'onde 5-10m. L'absence des mégarides de courte longueur d'onde (1-5m) pourrait traduire un fort recouvrement sableux, dès la limite du banc.

- Le plus souvent, la limite du banc est soulignée par la présence de mégarides de courte longueur d'onde (1-5m). Celles ci pourraient être dues à une diminution progressive de l'épaisseur du sable, à mesure qu'on se déplace vers les cailloutis. La zone des mégarides 0-5m peut être étroite (fig. 42) ou au contraire très large (fig. 43)

Sur la bordure interne de la Bassure de Baas, on observe couramment des sillons graveleux au sein de ces mégarides de longueur d'onde inférieure à 5m.

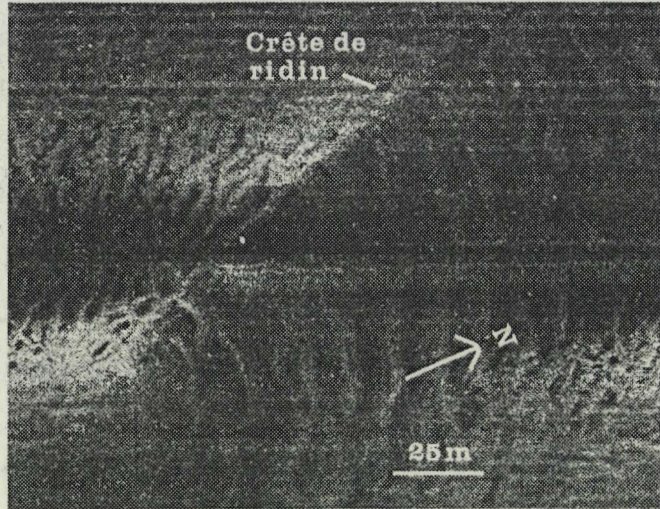


Fig. 41 : orientation des mégarides sur la crête d'un ridin.

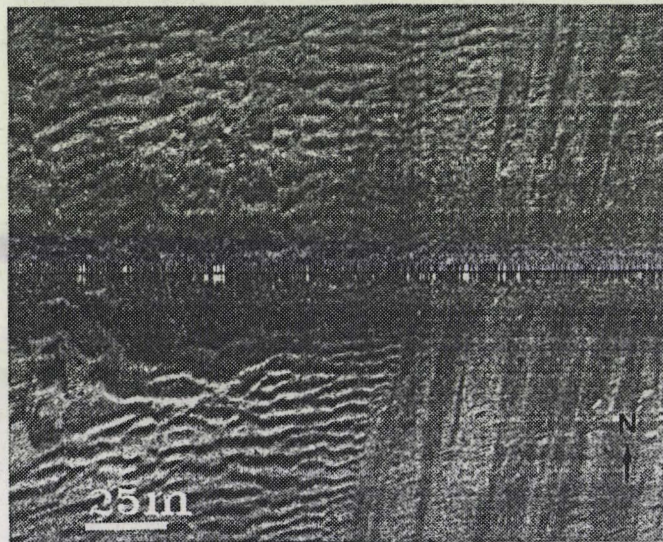


Fig. 42 : Variation rapide de la longueur d'onde des mégarides en bordure de la Bassure de baas.

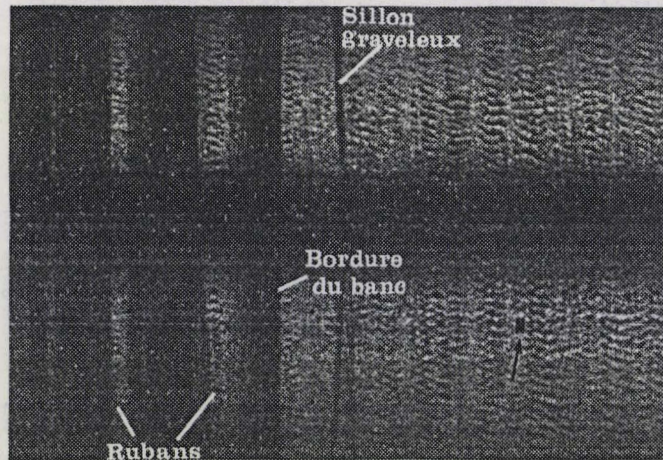


Fig. 43 : Large zone de mégarides 0-5m et rubans sableux en bordure externe de la Bassure de Baas.

BU
LILLE

Ces figures érosives, d'allongement grossièrement S-N, reflètent très probablement la présence de blocs, dont la taille est insuffisante pour être observée sur les sonogrammes.

La limite interne du banc peut être localement très complexe, notamment lorsque des rubans sableux se développent à proximité immédiate. On peut alors passer du sable du banc au domaine caillouteux strict par des rubans de largeur décroissante vers les cailloutis (fig. 43), ou par des traînées sableuses (fig. 42)

Devant le Cap d'Alprech, il devient très difficile de définir la limite du banc. Celui-ci est en effet relié au prisme littoral par une couverture sableuse peu épaisse, à des mégarides de courte longueur d'onde, entaillée par des sillons graveleux, ou interrompue par des affleurements rocheux de petite taille.

b-4 La terminaison du banc.

En face d'Audresselles, les successions de vagues de sable décrites précédemment passent à des structures plus ou moins isolées, entre lesquelles les sédiments grossiers sous-jacents sont observables. Caston (1979) appelle cette zone le "tablier" du banc. Ces ridins sont essentiellement de type "catback", et présentent une crête arrondie. Vers le Nord, ils se prolongent par des rubans sableux dont la largeur est maximale dans l'axe du sommet de banc. De part et d'autre de ces rubans "axiaux", pourvus de mégarides 0-5m, on observe des rubans plus étroits, sans mégarides. Leur direction est déviée vers le NE sur le flanc W et vers le NW sur le flanc E ; cela se traduit par un aspect de convergence des rubans latéraux vers les rubans axiaux.

La puissance des rubans axiaux décroît progressivement à mesure qu'on s'éloigne de la Bassure de Baas, en direction du Nord. ces rubans, suffisamment épais pour masquer un amas rocheux à proximité du banc, sont interrompus par les accumulations rocheuses situées plus au Nord (carte h t)

c : La terminaison du champ de ridins Nord.

Le champ de ridins Nord, dénommé et décrit par S. Dewez (1988), se termine brutalement dans sa partie occidentale, à la latitude du Cap d'Alprech. Sa partie orientale (proximale) se prolonge au contraire vers le Nord par une structure sableuse épaisse (3-4m), étroite (1 km en moyenne), dépourvue de vagues de sable, mais présentant

des mégarides. Cette structure quasi-linéaire, de direction SSW-NNE se digite en rubans sableux qui coïncident avec l'isobathe 30m, jusqu'à la latitude d'Audresselles (c.f. carte h.t.).

En raison de la topographie assez tourmentée de ce bord oriental du chenal du Lobourg, certains rubans sont localement interrompus et se relaient. Leur largeur, très variable, peut dépasser 100m (fig. 44) ; elle diminue progressivement vers le N.

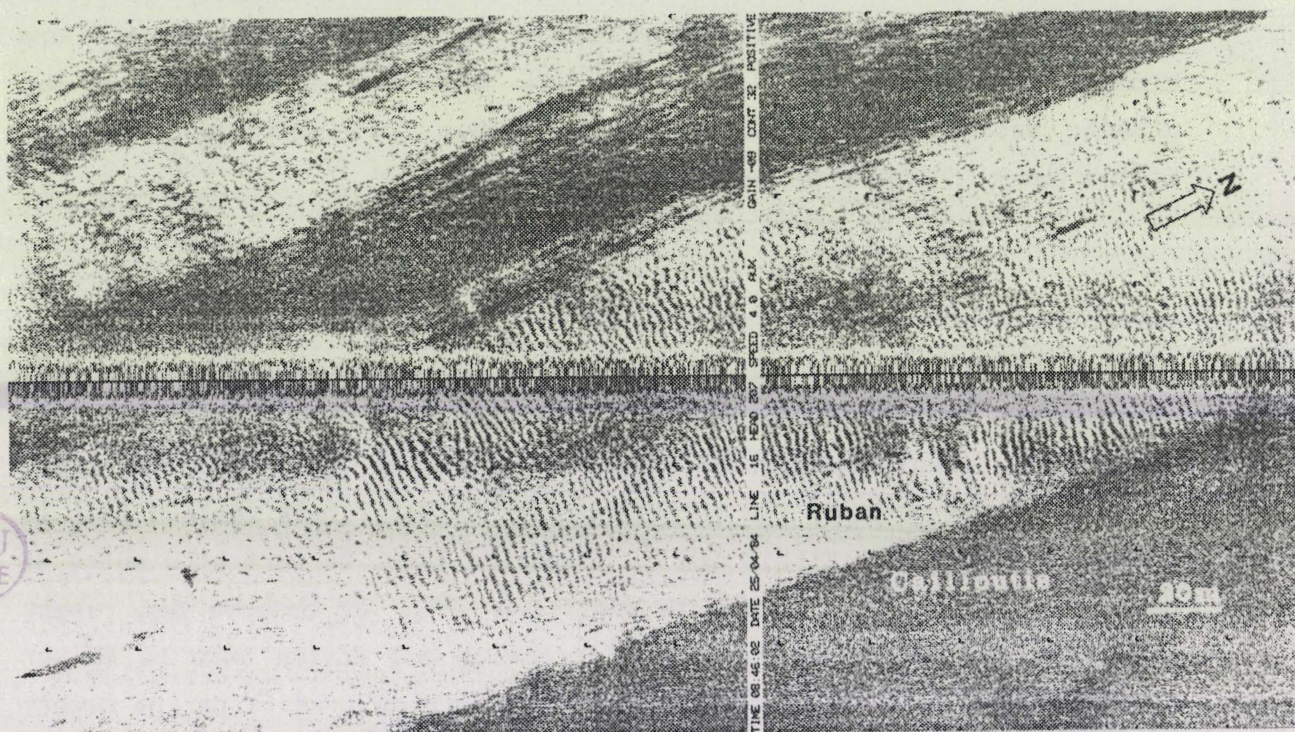


Fig. 44 : Sonogramme montrant un ruban sableux de la terminaison du champ de ridins.

Une prospection vidéo effectuée transversalement à la direction du ruban montre une alternance de zones sableuses portant des rides, voire des mégarides, et de zones à dominante caillouteuse. L'épaisseur moyenne des rubans est voisine de 1m (cf. chapitre IV), mais peut varier notablement. La présence de mégarides d'un seul côté d'un ruban correspond à une épaisseur de sable plus importante. A l'inverse, l'observation de queues de comètes au sein de rubans exprime une faible épaisseur de sable .

Entre ces grands domaines sableux, de nombreuses figures sédimentaires longitudinales ont été observées. Elles se surimposent aux fonds caillouteux et les masquent partiellement.

d : La dépression entre le prisme littoral et la côte.

De nombreux rubans sableux se développent dans la zone la plus côtière, depuis la latitude du Cap d'Alprech jusqu'au Nord d'Audresselles (carte h.t.). La taille de ces structures varie considérablement : leur longueur est comprise entre quelques centaines de mètres et plusieurs kilomètres ; leur largeur est comprise entre 2m environ et plus de 50m. Leur épaisseur, mesurée en plongée est de quelques cm seulement (4 à 8 cm). Toutefois, certains rubans coiffés de mégarides, peuvent être légèrement plus épais. Les rubans sont surtout abondants au Sud de Boulogne, où les formes étroites et dépourvues de mégarides dominant largement, ainsi qu'au Nord de Wimereux, où les formes sont plus larges et pourvues de mégarides de longueur d'onde 2 à 5m. Ces derniers présentent de nombreuses bifurcations.

Entre Boulogne et Wimereux, les rubans sont moins abondants et se développent uniquement à proximité de la Bassure de Baas ou du prisme littoral. Dans ce secteur à faible relief, où le substrat est le plus souvent de nature rocheuse, les rubans se transforment en trainées sableuses, plus diffuses et de très faible épaisseur (fig. 42). Pour des raisons graphiques, ces trainées n'ont pu être représentées sur la carte des sédiments superficiels. Une explication de l'évolution morphologique observée sera proposée au chapitre V.

L'orientation des rubans et leurs relations avec les domaines sableux avoisinants ont pu être étudiées par recoupement de levés sonar de direction W-E et S-N. Sur les profils transversaux aux structures (W-E), les rubans apparaissent le plus souvent parallèles aux limites de banc. Leur direction semble varier de quelques degrés, de part et d'autre d'une direction "moyenne" N-S. Les profils longitudinaux (N-S) permettent de vérifier ces légères variations angulaires, mais surtout montrent les relations géométriques entre les rubans et les bancs. De plus, ils permettent la distinction entre les sillons graveleux, situés en bordure de banc, et les zones caillouteuses séparant les rubans sableux proches du banc. Ce recoupement d'informations acquises selon deux axes orthogonaux, dans des conditions courantologiques très



différentes et sur un nombre de profils élevé, permet de différencier les rubans "entrant" dans le banc de ceux qui en "sortent". (n.b. : ces deux termes ont ici une valeur uniquement descriptive). Par ailleurs, il conduit à suivre la modification de l'orientation des rubans depuis le Sud (Cap d'Alprech) vers le Nord (Audresselles).

- De la latitude du Cap d'Alprech à celle de Wimereux, la direction des rubans est déviée de quelques degrés vers le NNE. La plupart de ces structures "sort" du banc ou du prisme littoral, les autres leur étant parallèles.

- De Wimereux à Ambleteuse, les rubans sont orientés S-N. A ce niveau, la largeur de la dépression entre la Bassure de Baas et le prisme littoral est minimale. On observe, du Sud vers le Nord, des rubans "entrant" dans les domaines sableux, puis des formes tangentielles et enfin des formes "sortantes". Un ruban, suivi en continu sur une distance de 3 km puis confondu avec la limite interne du banc, témoigne de la grande longueur des rubans de ce secteur.

- Au Nord d'Audresselles, la direction des rubans est déviée de quelques degrés vers le NV, à la fois en périphérie de la Bassure de Baas et en terminaison du banc côtier.

Les directions des rubans sont généralement identiques à celle de la côte. A proximité du Cap Gris-Nez, les trainées et les rubans sableux sont interceptés par des petits bancs rocheux de direction perpendiculaire, qui forment des reliefs peu élevés. Les figures sédimentaires précitées sont interrompues au niveau du banc rocheux ; le sable accumulé en arrière de cet obstacle alimente en aval de l'obstacle une nouvelle structure, de type trainée sableuse. Celle-ci présente la particularité d'être décalée par rapport à la structure amont (fig. 45). Ce phénomène, proche de celui décrit par Auffret et al., (1984), en Baie de Seine illustre la transition possible entre les différentes structures longitudinales que sont les rubans sableux et les marques d'obstacle.

e : Au large de la Bassure de Baas.

Entre la Bassure de Baas et la terminaison du champ de ridins, on rencontre deux types de figures sédimentaires : les rubans sableux et les taches sableuses.

e-1 : Les rubans sableux.

Ils sont liés à la bordure externe de la Bassure de Baas et apparaissent seulement au Nord de Wimereux. Ces structures qui "sortent" du banc ont une orientation constante, faiblement déviée vers le NE. Elles sont dépourvues de mégarides.

e-2 : Les taches sableuses.

Ces structures, absentes au Sud de Boulogne sur Mer, sont par contre très développées entre Boulogne et la Cap Gris-Nez. Leur taille, variable, est en moyenne voisine de 100m. Leur forme montre une évolution constante depuis la latitude de Boulogne jusqu'à celle d'Audresselles. Les taches sont d'abord quelconques, plutôt ovoïdes (fig. 46, a, b), de Boulogne à Wimereux. Vers le Nord, on observe la formation de trainées sableuses en aval de la tache, et un étirement de la tache elle-même (fig. 46, c, d). Enfin, au Nord du parallèle 50° 50'N, les taches évoluent vers des structures proches des rubans sableux. L'ensemble des taches est surmonté de mégarides de longueur d'onde inférieure à 5m. Ceci témoigne d'une épaisseur assez importante des structures, qui a pu être évaluée par carottage à 0,7 - 0,8m. Il faut aussi remarquer la similitude d'orientation des taches "étirées" avec les rubans sableux situés de part et d'autre.

Ainsi, l'orientation des structures sédimentaires longitudinales apparaît variable en fonction de la latitude entre le bord interne de la Bassure de Baas et la côte, et en revanche, très constante au large de ce banc. La Bassure de Baas elle-même est, comme les rubans sableux, déviée vers le NNE au Nord de Boulogne.

2.2 Au large du Cap Gris-Nez.

Dans ce secteur rocheux très accidenté, les structures sédimentaires sont peu abondantes. Les bancs rocheux redressés présentent seulement, de place en place, des voiles sableux peu épais. Ceux-ci ont été observés sur les flancs des bancs rocheux, ainsi qu'au voisinage des crêtes rocheuses. Des taches sableuses de petite taille, étirées parallèlement aux bancs rocheux, occupent certaines dépressions.

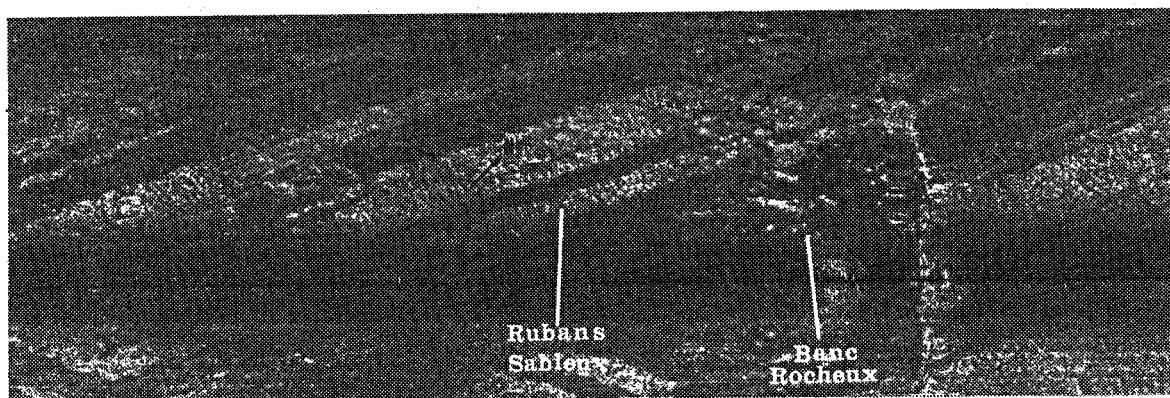


Fig. 45 : Sonogramme montrant l'aspect des rubans sableux au niveau de bancs rocheux à faible relief.

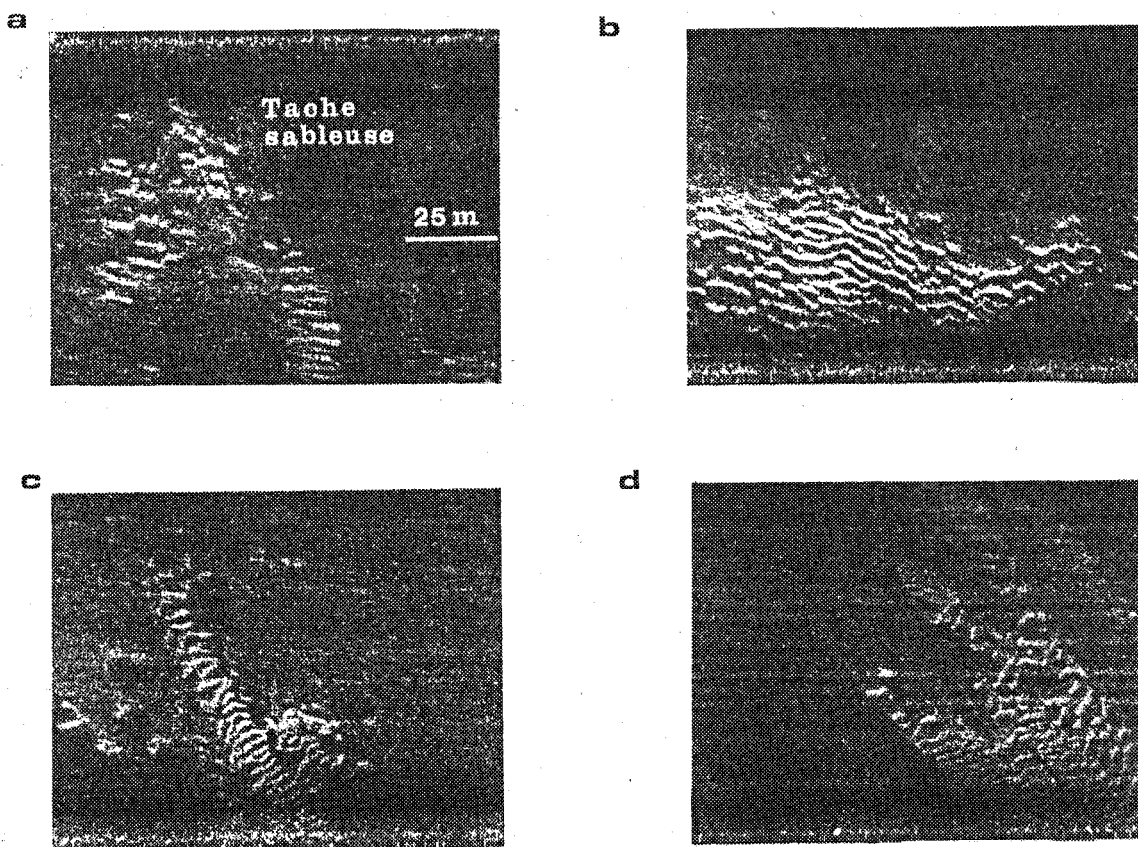


Fig. 46 : Sonogramme montrant des taches sableuses de forme quelconque (a et b), avec traînées sableuses (c) et étirées (d).

2.3 : Du Cap Gris-Nez au Cap Blanc-Nez.

a : *Le Banc à la Ligne.*

Ce haut-fond de dimensions modérées (3,5 km de long, 2 km de large) se distingue des bancs "du large" comme la Bassure de Baas, par sa situation géographique et sa morphologie (Fig. 47).

Edifié en aval du Cap Gris-Nez par rapport au courant dominant et soudé à celui-ci, il constitue un exemple typique de "banner bank". Orienté SW-NE, il est séparé du littoral de Wissant par une dépression morphologique étroite et peu marquée aux abords du Cap Gris-Nez, élargie et plus profonde au droit de Wissant. Cette dépression, appelée "partie interne du banc" se présente donc comme une gouttière inclinée vers le NE. Le sommet du banc, proche de l'isobathe 0m vers le Cap Gris-Nez, s'approfondit progressivement vers le NE. Devant Wissant, il se situe à une profondeur de 5m (Fig. 47).

Le flanc "externe" du banc, entre les isobathes 5m et 15m, est plus abrupt à proximité du Cap Gris-Nez (pente maximale 6,5 %) qu'aux abords de Wissant où sa pente n'est plus que de 1 %.

Le Banc à la Ligne, caractérisé par une pente forte vers le large, se prolonge au delà de Wissant vers le NE par une accumulation sableuse appelée "la Barrière". Il est quasiment dépourvu de structures sédimentaires de type vagues de sable (carte h.t.). Celles-ci n'ont été observées que sur le revers externe du banc, au niveau où le Banc à la Ligne commence à s'atténuer.

En raison du niveau élevé du sommet de banc, le sonar latéral n'a pu être utilisé dans cette zone. Les structures portées sur la carte des sédiments superficiels ont été reconnues par des levés bathymétriques serrés ; leur direction a pu être mesurée indirectement au niveau des déferlements induits, à basse mer et par temps calme, par ces structures. Cette orientation s'est révélée *a posteriori* conforme à celle observée sur la photographie SEASAT de la zone, levée en 1978 (Wadsworth et al., 1983).

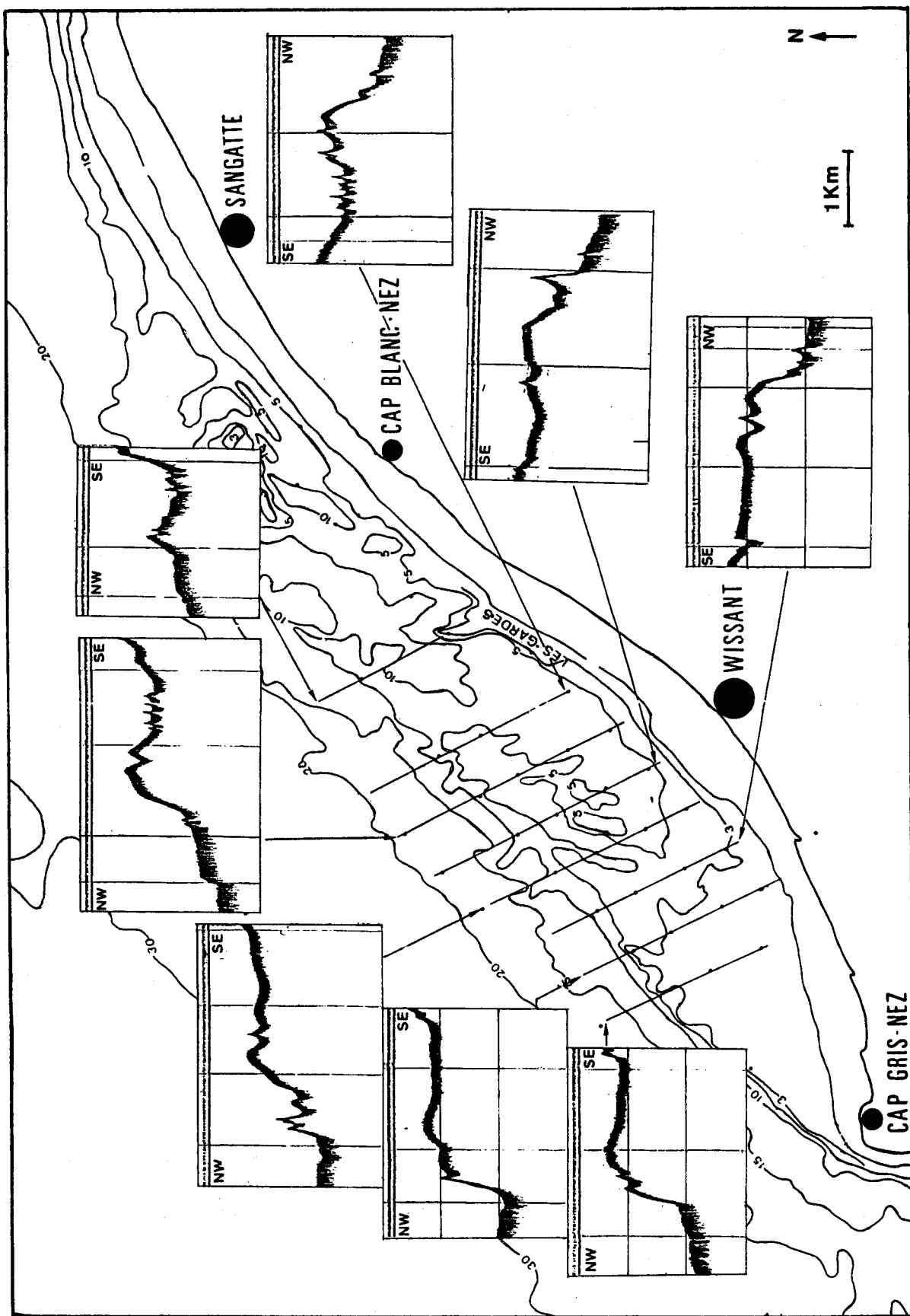


Fig. 47 : Profils bathymétriques transversaux du Banc à la Ligne.

b : La Barrière.

Cette accumulation sableuse du 5 km de longueur et de 1,2 km de largeur prolonge le sommet du Banc à la Ligne vers le NE, jusqu'aux roches nommées "les Gardes". Limitée approximativement par les isobathes 5m vers la côte et 10m vers le large, elle se différencie du Banc à la Ligne par une succession de vagues de sable, de direction S-N à SSW-NNE. Ces structures, de hauteur comprise entre 1,5 et 3m, présentent une pente plus forte vers l'E. La Barrière est séparée du littoral par une dépression de 1 km environ de largeur, matérialisée par l'isobathe 5m. Située dans le prolongement de la gouttière "interne" du Banc à la Ligne, elle est plus marquée que celle-ci. Des observations *in situ* (selon le profil V12 ; cf. chap. II) y ont montré la faible épaisseur de la couverture sédimentaire meuble. Les sables présentent une succession de mégarides de 0,5m environ d'amplitude, entre lesquelles le substratum rocheux affleure. Sa nature semble, au SW des Gardes, crayeuse. Ceci laisse supposer un âge cénomaniens, qui, s'il était vérifié par carottage, permettrait d'étendre les faciès crayeux, connus alors seulement à l'E des Gardes, à cette zone. Quelques échantillons ponctuels, prélevés dans la dépression ont confirmé la faible épaisseur de sable, qui laisse apparaître les cailloutis sous-jacents.

c : Au large de la Baie.

Entre le pied de l'ensemble Banc à la Ligne - Barrière et les fonds de cailloutis du large, la couverture sableuse s'organise en structures sédimentaires variées, de direction générale SW-NE (fig.48). La structure la plus étendue, située entre les isobathes 15m et 20m, se compose :

c-1 : De rubans sableux, étroits et bien individualisés vers le Cap Gris-Nez. Ceux-ci se regroupent sur une brève distance vers le NE, en deux rubans principaux, de 200 à 300m de largeur. Entre ces deux structures, la couverture sableuse est discontinue et présente de nombreux sillons graveleux.

c-2 : De vagues de sable en forme de barkhanes, liées, le long de l'isobathe 15m, à la bordure sud-orientale du complexe de rubans. Ces structures, d'une hauteur maximale de 8m, sont nettement dissymétriques vers le NE. Elles sont soit alignées selon une direction SW-NE, soit disposées en échelon.

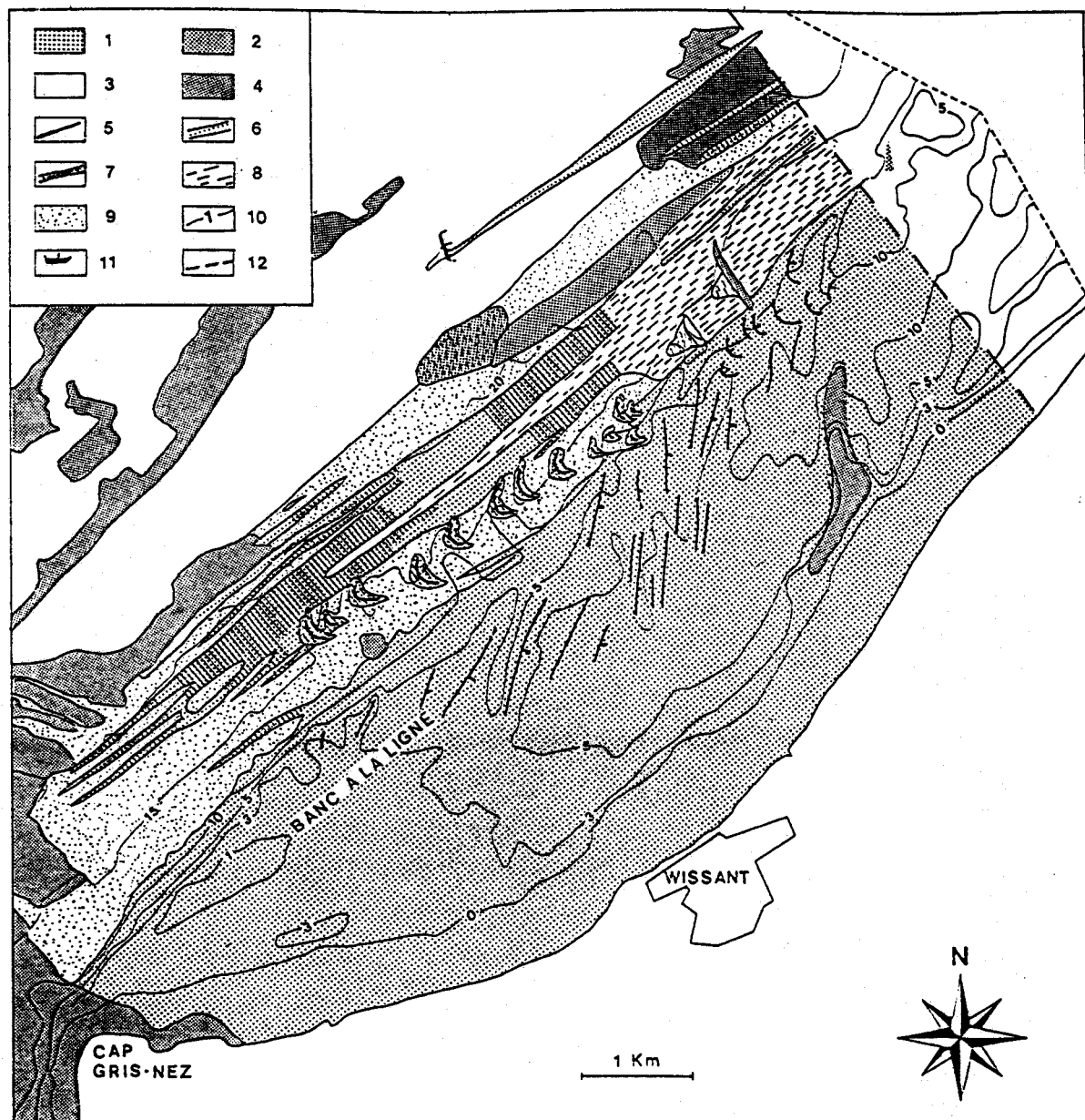


Fig.48 : Enchaînement des structures sédimentaires au pied du Banc à la Ligne (Auffret, Augris, Clabaut, Labet, Comm. orale S.G.N., 1987).

1. Sable. — 2. Sédiment sablo-graveleux. — 3. Cailloutis. 4. Roche. — 5. Crête de vague de sable. — 6. Ruban sableux. — 7. Ruban sableux avec mégarides. — 8. Sillons graveleux. — 9. Voiles sableux sur substrat graveleux. — 10. Isobathes (en mètres). — 11. Epave. — 12. Sens du transit sédimentaire résultant.

Entre les barkhanes, des rubans sableux de type "D" sont couramment observés. Vers le NE, ces vagues de sable viennent se souder au flanc externe de la Barrière.

Au droit des roches des Gardes, les rubans pourvus de mégarides passent à une couverture sableuse discontinue, où dominent des sillons graveleux plus ou moins continus.

c-3 : De part et d'autre de cet ensemble de rubans sableux et de vagues de sable, on observe essentiellement des voiles sableux discontinus, recouvrant un sédiment grossier. Localement, des rubans sableux s'individualisent, dans le prolongement ou à la périphérie des affleurements rocheux, voire même sur ceux-ci.

Au large, la seule structure sédimentaire cartographiée est le panache sableux édifié au NE de l'épave d'un cargo. Cette marque d'épave d'une longueur de 2500m se surimpose aux cailloutis, mais aussi aux affleurements rocheux.

3) CONCLUSION

La morphologie du domaine étudié est dominée par la partie septentrionale du banc sableux de la Bassure de Baas. Celle-ci s'étend parallèlement à la côte, sur une vingtaine de kilomètres. Deux autres bancs sableux, de taille plus modeste (Banc à la Ligne et Banc côtier) sont soudés à la côte, respectivement en aval du Cap Gris-Nez et des digues du Port de Boulogne.

La Bassure de Baas, présente trois types de structures sédimentaires transversales : les vagues de sable, réparties en trois familles : les mégarides, de longueur d'onde croissante du bord vers le sommet du banc, et les rides. A la périphérie des bancs, les cailloutis affleurent largement. Ils constituent un mince épandage, qui laisse localement affleurer le substratum rocheux.

A ces cailloutis, sont fréquemment associés des structures sédimentaires telles que les vagues de sable isolées, les rubans sableux, les taches sableuses ou les marques d'obstacle.

L'ensemble des structures sédimentaires se répartit parallèlement à la côte. Les affleurements du substratum rocheux, d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur, sont largement répandus. Leur extension

et leur relief sont souvent modérés en domaine marin. Cependant, devant le Cap Gris-Nez, des bancs rocheux redressés à fort relief prolongent les falaises littorales.

À l'ouest des roches des Grands, les rochers pourvus de végétation passent à une couverture saignée discontinue, on domine les alignements rocheux plus ou moins continus.

De part et d'autre de cet ensemble de rochers alignés et de vagues de sable on observe essentiellement des rochers alignés discontinus recouvrant un sédiment grossier. Localement, les rochers alignés s'individualisent dans le prolongement ou à la périphérie des alignements rocheux, voir sur ceux-ci.

Au large, la seule structure sédimentaire cartographiée est le banc aligné d'âge du Mi de l'épave d'un cargo. Ce banc mesure 500m d'une longueur de 2000m de largeur aux callunites, mais aussi aux alignements rocheux.

CONCLUSION

La morphologie du banc aligné est dominée par la partie occidentale du banc aligné de la hauteur de banc. Celle-ci s'étend parallèlement à la côte, sur une distance de kilomètres (sur autres bancs alignés de taille plus réduite (Banc à la ligne et Banc côtier) sont soulevés à la côte, respectivement au nord du Cap Gris-Nez et des dunes de Fort de Boulogne.

La hauteur de banc présente trois types de structures sédimentaires transversales : les vagues de sable répétées en trois familles ; les rochers de longueur 800m orientés du nord vers le sud ; et les rochers à la périphérie des bancs, les callunites alignées largement les constituant un banc éparses, qui laisse localement aligner les rochers rocheux.

À ces callunites, sont superposés des structures sédimentaires telles que les vagues de sable alignées, les rochers alignés, les rochers rocheux ou les rochers d'alignement.

L'ensemble des structures sédimentaires se traduit parallèlement à la côte, les alignements de rochers rocheux, les rochers alignés, les rochers et rochers alignés sont largement répandus, leur extension

CHAPITRE IV

ANALYSE DE LA COUVERTURE

SEDIMENTAIRE MEUBLE

A) RESULTATS GENERAUX.

1) BUTS ET MODALITES DE L'ECHANTILLONNAGE.

1.1 : Entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez.

Un nombre relativement limité d'échantillons (80) a été prélevé à la benne Shipeck, sur des structures sédimentaires préalablement reconnues au sonar latéral. Ces échantillons complètent les 80 prélèvements de S. Dewez, effectués de septembre 1984 à mars 1985 sur la Bassure de Baas. 7 prélèvements en plongée et 15 carottes permettent de préciser les caractéristiques de certaines structures telles que les rubans ou les taches sableuses. L'ensemble des échantillons, prélevé à différentes périodes, donne les caractéristiques des différents domaines, voire de certaines structures, mais ne renseigne pas sur les variations saisonnières éventuelles de la granularité.

1.2 : Entre les Caps Gris-nez et Blanc-Nez.

Les prélèvements à la benne ont été effectués selon un maillage serré (80 points), dans une zone comprise entre les isobathes 0m et 20m. Sur le banc de Wissant en particulier, une forte densité de prélèvements s'est avérée nécessaire pour établir une zonation précise des sédiments, compte tenu de l'impossibilité d'effectuer des levés au sonar latéral. Afin d'identifier d'éventuelles variations granulométriques saisonnières, parallèles à celles connues sur l'estran (Clabaut, 1986), cet échantillonnage a été effectué à deux reprises (mars et juillet 1985). Il a été complété par une vingtaine de prélèvements (en juillet 1986 et juillet 1987), dans le but de vérifier les variations mises en évidence et de déterminer leur périodicité. Les

cailloutis du large de la baie ont fait l'objet de prélèvements à la drague Rallier. Enfin, 3 échantillons prélevés en plongée permettent de définir la granularité des rubans sableux.

2) CARACTERISTIQUES GENERALES DES SEDIMENTS.

Les deux grands types de sédiments, différenciés sur les sonogrammes d'après leur coefficient de rétrodiffusion, sont les suivants :

- les sables fins à moyens, lithoclastiques à biolithoclastiques (Larsonneur et al., 1982 ; Vaslet et al., 1978), contenant 0 à 80 % de CO_2 Ca. Ces sables se révèlent surtout composés de quartz et de calcite en proportion variable, auxquels s'ajoute parfois un faible pourcentage de feldspath (5%). Les sables se composent donc d'un stock terrigène siliceux auquel se superpose, en quantité variable, un stock biogène d'origine locale, récent et plus ou moins fragmenté.

- Les sédiments grossiers, qui regroupent les sables grossiers (0,5 à 2 mm), peu répandus, les graviers (de 2 mm à 2 cm) et les cailloutis (de taille > 2 cm). Ces derniers sont composés de silex et de roches d'origine locale (calcaires et grès du Jurassique supérieur, grès verts du Crétacé inférieur), auxquels s'ajoutent des roches de type granitique. Ces roches granitiques auraient été transportées par des glaces flottantes au cours des périodes froides du Quaternaire (Dangeard, 1929 ; Guilcher, 1951).

La fraction biogène de ces sédiments, d'importance variable, est composée de coquilles peu fragmentées de lamellibranches ou de gastéropodes .

L'ensemble de ces sédiments est très pauvre en fraction inférieure à 63 μm , dont les teneurs atteignent rarement 2 %. L'analyse de cette fraction en diffractométrie des rayons X montre qu'elle est composée de quartz, de calcite abondante (> 40 %), mais aussi d'un cortège argileux. Ce dernier, étudié sur la fraction < 2 μm , est dominé par la smectite et l'illite, et comprend également de la kaolinite, de la chlorite et des minéraux interstratifiés irréguliers en faible quantité.

3) CLASSIFICATION DES SEDIMENTS.

L'extrême diversité apparente des sédiments prélevés rend leur classification a priori difficile. Afin d'éviter la multiplication de "types sédimentaires", nous avons opté pour une distinction privilégiant les critères granulométriques.

L'observation visuelle et l'analyse des échantillons nous ont permis de distinguer 4 types principaux de sable, homogènes dans un nombre suffisant d'échantillons pour être considérés comme représentatifs.

Ces 4 "types élémentaires" sont :

- les sables fins, de couleur grise, constitués par plus de 50 % de particules de taille inférieure à 200 μm (type 1) ;
- les sables moyens, de couleur beige, comportant plus de 50 % de particules de taille comprise entre 200 et 315 μm (type 2) ;
- les sables moyens comportant plus de 50 % de fraction granulométrique 315 - 500 μm (type 3) ;
- les sables grossiers, comportant plus de 50 % de particules de taille comprise entre 500 μm et 2mm (type 4).

En raison de l'hétérogénéité du stock biogène calcaire, parfois très bien classé et de granularité identique à celle du stock siliceux, ou au contraire peu fragmenté et mal classé, le paramètre "teneur en carbonates" est considéré comme secondaire. Son importance est corrélable directement à la productivité biogène des différentes zones, plus élevée dans les domaines caillouteux et rocheux. Cette classification des sables en 4 fractions permet une description aisée de tous les sédiments de la zone d'étude. Elle n'a toutefois qu'une valeur régionale, et se différencie de la classification internationale (Wentworth), de celle de Vaslet et al. (1978), établie pour la Manche, et même de celle établie par S. Dewez (1988), entre le Cap d'Alprech et la Baie d'Authie.

Une représentation simplifiée de l'importance des différents types dans les échantillons est donnée pour chaque zone définie au chapitre précédent, sous la forme d'un diagramme triangulaire dont les pôles représentent les teneurs en sables fins (type 1), sables moyens (types 2 et 3) et sables grossiers (type 4).

En raison des objectifs et des modalités d'échantillonnage adoptées, les résultats obtenus dans les zones Cap d'Alprech - Cap Gris-Nez et Cap Gris-Nez - Cap Blanc-Nez sont présentés séparément.

B) DU CAP D'ALPRECH AU CAP GRIS-NEZ.

La répartition des sédiments est présentée successivement dans chacune des 5 zones définies au chapitre III (c.f. carte h.t.).

1) LE PRISME LITTORAL.

Il est constitué de deux types de sédiment, dont les principales caractéristiques sont données dans le tableau 3.

1.1 : Les sables fins gris.

Ces sédiments sont de type 1, très bien à bien classés (fig. 49) et pauvres en carbonates sont localisés (carte h.t. & fig. 58, p. 128) :

- au Sud du coude de la Digue Carnot, où ils occupent une bande de quelques centaines de mètres de largeur, parallèle à la côte, entre les isobathes 0m et 15m ;

- entre la digue nord du Port de Boulogne et Ambleteuse, où ils se développent à des profondeurs comprises entre 0m et 12-13m. Ils occupent en particulier l'essentiel du banc côtier, à l'exclusion de sa zone externe. En face de l'embouchure de la Slack, leur épaisseur est faible, comme en témoigne la présence de graviers sous-jacents dans les échantillons prélevés à la benne.

1.2 : Les sables moyens (type 2).

Ils occupent une bande étroite devant les digues du Port de Boulogne, ainsi que le pied externe du banc côtier (carte h.t.). Ils contiennent 18 à 40% de fraction inférieure à 200 μm (tab. 3), qui leur confère une teinte grise.

Leur teneur en carbonates peut atteindre 45 %, en raison de la présence de coquilles de lamellibranches, entières à finement broyées ; à

proximité des roches côtières en particulier, les coquilles de moules (*Mytilus edulis*) sont abondantes. Cette contamination par un stock biogène d'origine locale perturbe notablement certains paramètres tels que la médiane, le grain moyen, la moyenne ou le classement. Il s'est donc avéré nécessaire, pour un certain nombre d'échantillons, "d'éliminer" la fraction grossière (> 2 mm), biogène mais aussi parfois en partie terrigène, afin de pouvoir comparer les fractions sableuses seules.

	TYPE 1	TYPE 2
CLASSE MODALE	125-200 um	200-315 um
MEDIANE	< 200 um	250-360 um
GRAIN MOYEN	< 200 um	215-380 um
ASYMETRIE	1,00-1,08	0,84-1,28
CLASSEMENT	1,09-1,19	1,17-1,63
% CO3Ca	08-12 %	-45 %
% FRACTION <63 um	00-02 %	0-1,5 %
% SABLE FIN	50-97 %	18-40 %
% SABLE MOYEN	10-46 %	43-68 %
% SABLE GROSSIER	00-16 %	11-31 %

Tab. 3 . Caractéristiques des sables du prisme littoral.

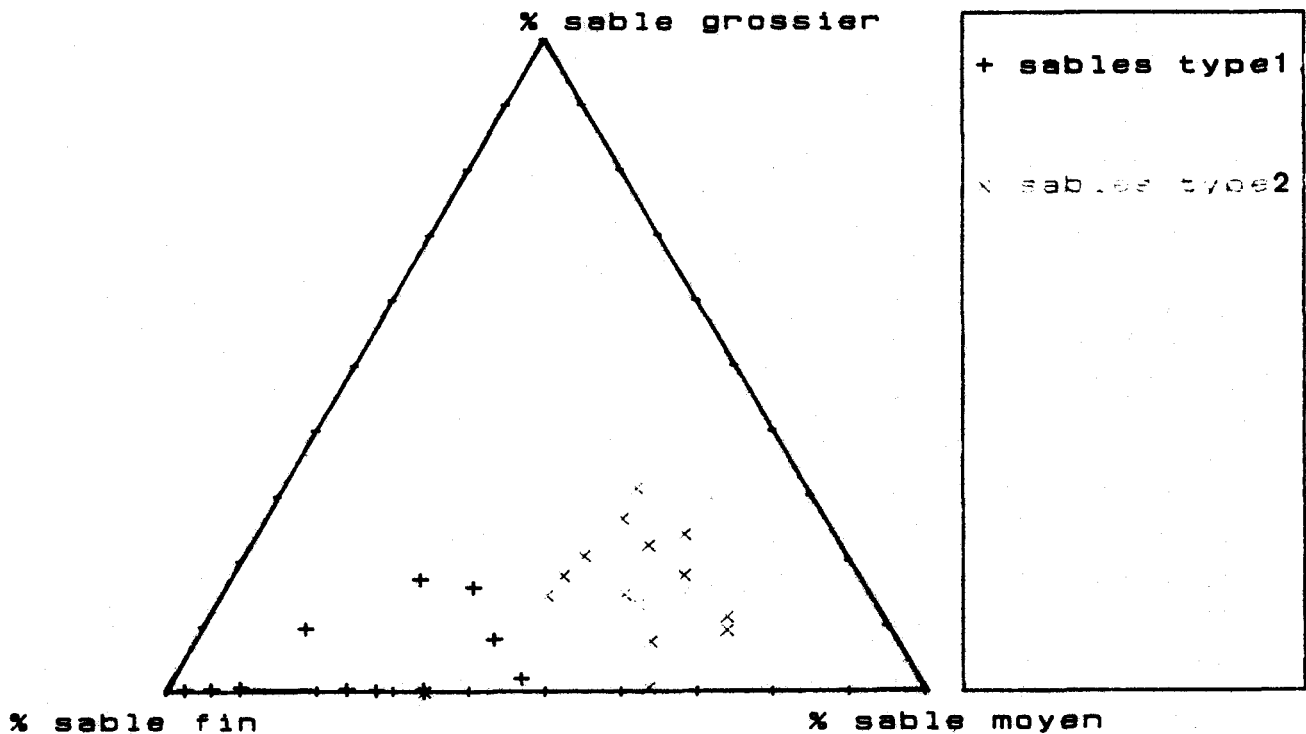


Fig. 49 : Granularité des échantillons du prisme littoral.

La répartition des sables de types 1 et 2 correspond, d'un point de vue morphologique (carte h.t.), à celle des sédiments côtiers respectivement dépourvus et pourvus de mégarides. Cette observation confirme, les résultats de Belderson et al., (1982), pour qui les mégarides ne peuvent se former dans des sédiments de taille inférieure à 170 μm .

2) LA BASSURE DE BAAS.

2.1 : Répartition générale des sédiments.

Les sédiments de ce banc sont typiquement des sables moyens (200-500 μm), lithoclastiques, de type 2 ou 3 et de couleur beige. Ils sont généralement très bien à bien classés (So de 1,08 à 1,17) et dépourvus de fraction fine : la teneur en fraction inférieure à 63 μm n'excède 0,5 % qu'au niveau de la zone des rejets de dragage (c.f. Dewez, 1985)

Les sédiments de type 3 se différencient de ceux de type 2 par une granularité plus élevée, ainsi que par un indice de classement et une teneur en fraction granulométrique < 200 μm plus faible (tab. 4). De plus, les teneurs en carbonates peuvent atteindre des valeurs supérieures dans le sédiment de type 3 (35 %). Les débris coquilliers ne sont toutefois pas responsables de la taille plus élevée des sables de ce type (cf. 2.2).

La répartition des deux types de sable 2 et 3 est comparable à celle mise en évidence par Dewez (1988) dans la partie méridionale du banc : les sables moyens de type 2 occupent le flanc externe et le sommet de la Bassure de Baas, alors que ceux de type 3 composent une partie du sommet, mais surtout le flanc interne du banc (c.f. fig. 58, p. 128).

L'ensemble des sédiments du banc est habituellement pauvre en fraction supérieure à 2 mm (graviers lithoclastiques et coquilles < 5 %). Toutefois, des sédiments nettement graveleux ont été prélevés soit en bordure de la Bassure de Baas où l'épaisseur de sable est faible (cf. éch. plongée), soit entre les vagues de sable situées tout à fait au Nord de la Bassure de Baas, où la "semelle" de sédiment grossier affleure. La fraction graveleuse de ces sédiments n'est pas prise en compte dans l'étude de la distribution granulométrique générale.

2.2 : Influence des vagues de sable.

Afin de préciser la répartition transversale des sédiments sur le banc, et de mettre en évidence un éventuel tri granulométrique au niveau des structures sédimentaires majeures (vagues de sable), des prélèvements très rapprochés ont été effectués sur le sommet, les flancs et les creux de vagues de sable successives du flanc interne du banc. Les 6 échantillons recueillis sont tout à fait comparables : ce sont des sédiments de type 3, typiques du flanc interne de la Bassure de Baas. Ceci montre à la fois l'absence de différenciation liée aux vagues de sable, et de gradient granulométrique longitudinal sur le banc. Les sables de type 3 occupent donc bien une zone continue du banc. Les faibles teneurs en CO_3Ca (5,5 à 14 %) de ces sédiments confirment que le type 3 se différencie du type 2 par une taille supérieure des grains siliceux eux-mêmes, indépendamment de la contamination biogène.

	TYPE 2 (200-315 μm)	TYPE 3 (315-500 μm)
CLASSE MODALE	200-315 μm	315-500 μm
MEDIANE	230-315 μm	320-440 μm
GRAIN MOYEN	250-330 μm	320-500 μm
ASYMETRIE	0,95-1,14	0,94-1,27
CLASSEMENT	1,08-1,25	1,07-1,33
% FRACTION <63 μm	< 0,5 %	< 0,5 %
% SABLE FIN	01-20 %	00-06 %
% SABLE MOYEN	63-98 %	59-97 %
% SABLE GROSSIER	00-15 %	00-30 %
% CO_3Ca	06-15 %	07-35 %

Tab. 4 : Caractéristiques des sédiments de la Bassure de Baas.

2.3 : Observations et prélèvements en plongée.

Les échantillons prélevés à la base du flanc externe du Banc sont des sables moyens de type 2, lithoclastiques et bien classés, tout à fait comparables aux échantillons prélevés à la benne dans la même zone (Dewez, 1988).

Les observations effectuées sur les bordures de la Bassure de Baas, dans le zone des mégarides de longueur d'onde inférieure à 5m, indiquent une faible épaisseur de sable. En l'absence de variation granulométrique

significative, on peut corrélérer la diminution de la longueur d'onde des mégarides dans cette zone du banc à la diminution d'épaisseur du sable, comme le suggèrent Belderson et al. (1982).

2.4 : La terminaison de la Bassure de Baas.

Après avoir été cartographiés à l'aide du sonar latéral, les rubans sableux qui prolongent vers le Nord la Bassure de Baas ont fait l'objet de prélèvements à la benne. Les 7 échantillons ont montré, outre une teneur en fraction graveleuse d'importance très variable (appartenant à la semelle caillouteuse des rubans et non au ruban lui-même), des caractéristiques granulométriques proches de celles du banc (tab. 5). Les sables fins représentent au maximum 5 % du sédiment, alors que les sables moyens (type 2 ou 3) sont largement dominants. Une zonation transversale des fractions 200-315 μm et 315-500 μm parallèle à celle observée sur le banc, apparaît dans ces rubans : la fraction 250-315 μm est dominante dans les rubans prolongeant le flanc externe du banc, alors que la fraction 315-500 μm domine dans les rubans "internes". La continuité entre la Bassure de Baas et ces rubans n'est donc pas seulement géométrique, mais aussi sédimentologique.

	TYPE 2	TYPE 3
CLASSE MODALE	250-315 μm	315-500 μm
MEDIANE	300-310 μm	380-650 μm
GRAIN MOYEN	300-310 μm	430-710 μm
ASYMETRIE	1,04-1,16	1,04-1,32
CLASSEMENT	1,12-1,18	1,15-1,70
% CO ₃ Ca	—	02-56 %
% SABLE FIN	02-10 %	00-1,5 %
% SABLE MOYEN	80-95 %	38-78 %
% SABLE GROSSIER	2,5-10 %	18-60 %

Tab. 5 : Caractéristiques des sables de la terminaison de la Bassure de Baas.

3) TERMINAISON NORD DU CHAMP DE RIDINS.

3.1 : Granularité des échantillons prélevés à la benne.

Les ridins localisés face au Cap d'Alprech et les rubans qui les prolongent sont, comme la Bassure de Baas, composés de sables moyens de types 2 ou 3, de couleur beige, dont les caractéristiques sont données dans le tableau 6. Ces sédiments, homogènes dans certains échantillons, contiennent localement des graviers lithoclastiques (appartenant à la "semelle" des rubans) ou, plus souvent, des débris coquilliers de taille supérieure à celle du stock terrigène. Les teneurs en carbonates, comprises en moyenne entre 15 et 25 % peuvent atteindre localement 80 % de l'échantillon. Corrélativement, l'indice de classement de l'échantillon brut peut passer de 1,10 à 6. Les sables moyens, de type 2 ou 3, se répartissent indifféremment dans la zone des ridins ou dans les rubans terminaux (fig. 50). Aucune différenciation granulométrique longitudinale n'apparaît donc entre ces deux types de structures.

3.2 Répartition verticale des sédiments dans les rubans sableux du large.

Les 4 carottes (B13, B123, B125, B129) qui ont recoupé les rubans sableux permettent de déterminer l'épaisseur de ces structures et d'analyser la répartition verticale des sédiments. Ces rubans, carottés à la latitude de Boulogne et de Wimereux, se distinguent des rubans côtiers par une épaisseur plus importante : celle-ci varie de 0,50 à 1,9m, contre quelques cm pour les rubans côtiers. Les échantillons prélevés dans ces carottes montrent une évolution similaire dans chacune des 4 carottes, du sommet vers la base. La granularité augmente régulièrement, cependant que diminue le classement, et qu'augmente l'asymétrie. Par exemple dans la carotte B123, la variation de granularité correspond à un passage des sables fins (type 1) au sommet, à des sables moyens de type 2, puis de type 4, à la base du ruban (fig 51). Ce ruban repose sur un sédiment grossier, gravelo-caillouteux. Le granoclassement vertical s'accompagne d'une diminution de la teneur en carbonates vers la base du ruban.

	TYPE 2 (200-315 um)	TYPE 3 (315-500 um)
CLASSE MODALE	200-315 um	315-500 um
MEDIANE	230-315 um	320-440 um
GRAIN MOYEN	250-330 um	320-500 um
ASYMETRIE	0,95-1,14	0,94-1,27
CLASSEMENT	1,08-1,25	1,07-1,33
% FRACTION <63 um	< 0,5 %	< 0,5 %
% SABLE FIN	01-20 %	00-06 %
% SABLE MOYEN	63-98 %	59-97 %
% SABLE GROSSIER	00-15 %	00-30 %
% CO3Ca	06-15 %	07-35 %

Tab. 6 : Caractéristiques des sédiments de la terminaison du champ de ridins.

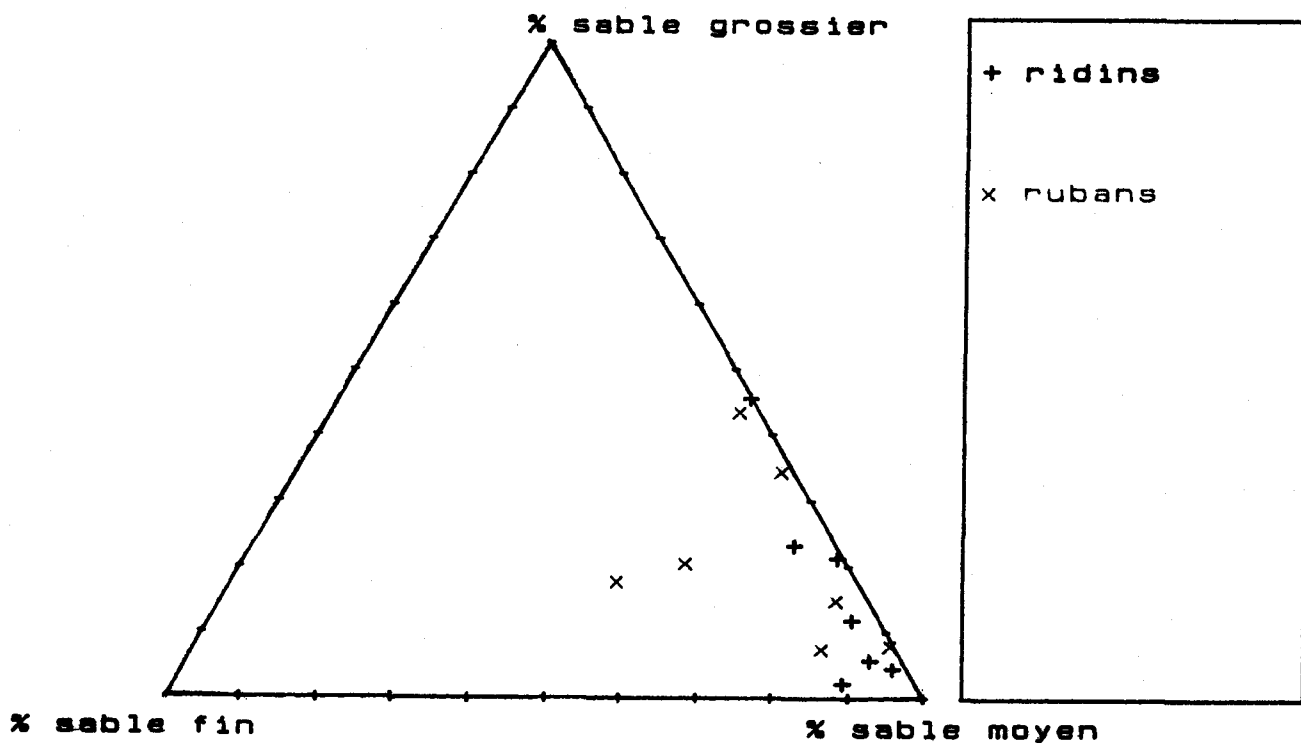


Fig. 50 : Granularité des échantillons de la terminaison du champ de ridins.

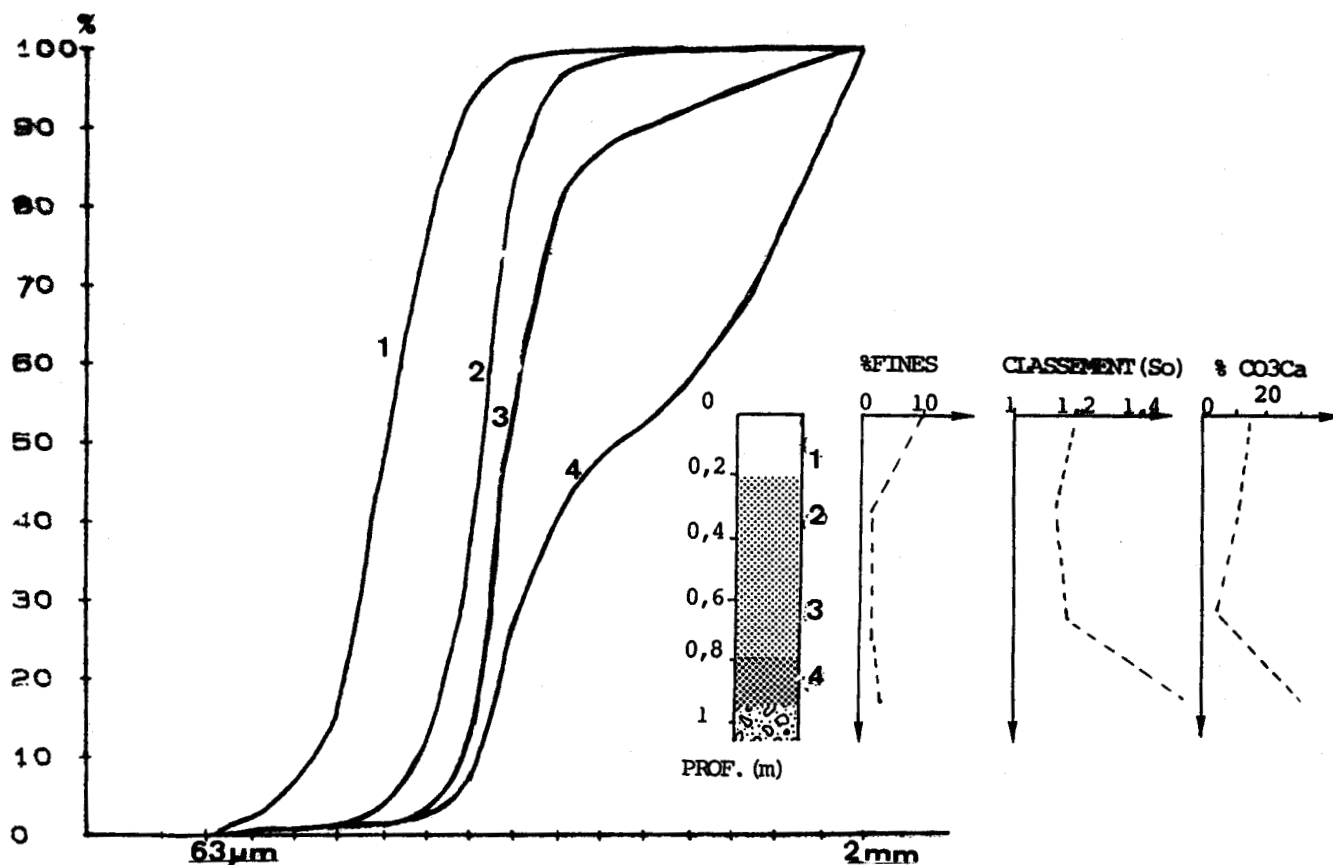


Fig. 51 : Variations granulométriques verticales des sables de la carotte B123.

4) LA ZONE DES RUBANS CÔTIERS.

4.1 : Caractéristiques générales des sédiments.

Entre le prisme littoral et la Bassure de Baas, les sédiments prélevés à la benne se composent d'un mélange de sable et de graviers. L'analyse granulométrique montre que les deux fractions, sableuses et graveleuses sont nettement distinctes et constituent deux stocks (fig.52). Ces deux fractions correspondent respectivement aux rubans et trainées sableuses, et à la "semelle" grossière de ces structures. La faible épaisseur des rubans dans cette zone (< 10 cm) mesurée en plongée, est responsable du fait que la benne prélève à la fois les sables et les graviers sous-jacents. La comparaison des échantillons nécessite l'élimination de la fraction graveleuse.

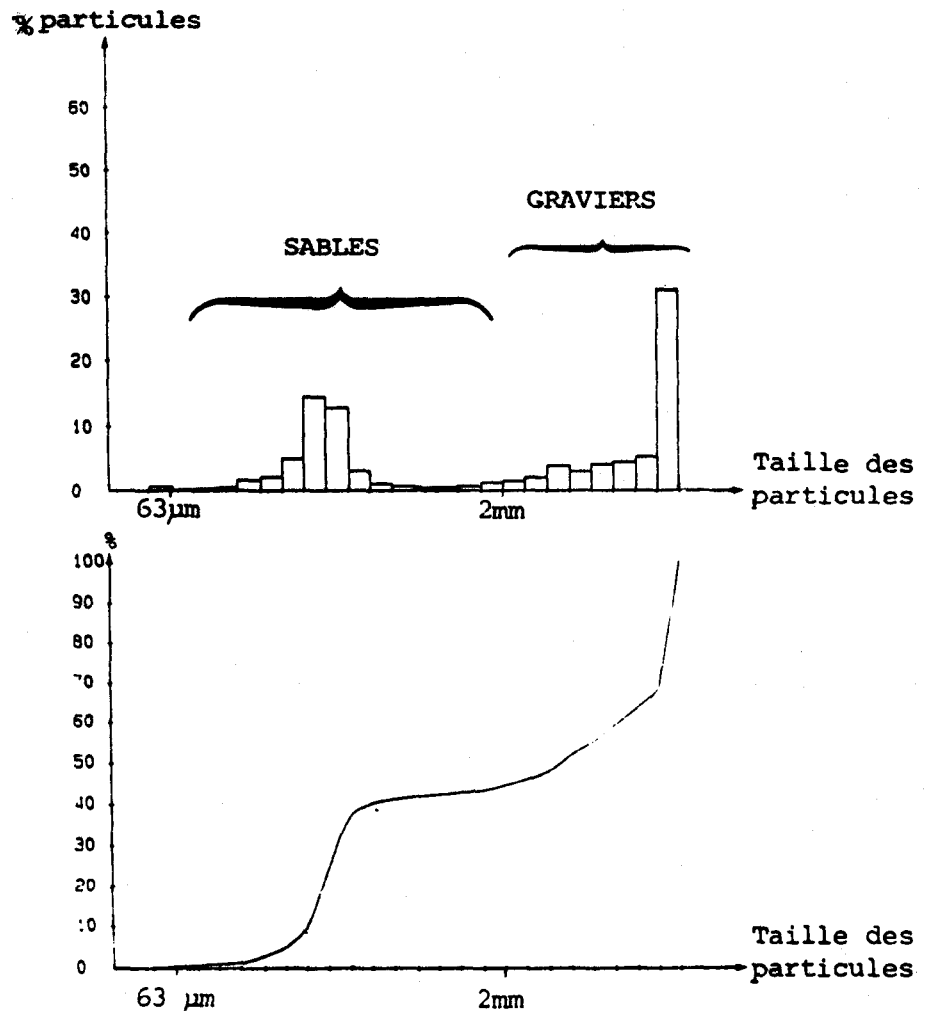


Fig. 52 : Histogramme et courbe cumulative d'un échantillon prélevé dans un ruban sableux côtier.

4.2 : Etude de la fraction sableuse.

Les sables de la zone des rubans côtiers s'apparentent aux types 1, 2 et 3 (fig. 53). Leur mode est compris entre 160 μm et 400 μm. Ils sont bien à moyennement classés (So de 1,20 et 1,50) et assez pauvres en calcaire (8-38 %) (tab. 7).

Ces sables sont fréquemment bimodaux (fig.53). Les échantillons prélevés à proximité du prisme littoral contiennent davantage de fraction sableuse de type 1, celle-ci est même dominante dans 3 échantillons. Au contraire, à mesure qu'on s'approche de la Bassure de Baas, les sables moyens de type 2 ou 3 dominent largement. On observe une zonation transversale des sédiments : les sédiments des rubans sableux constituent un faciès mixte entre les sables fins du prisme littoral et

les sables moyens de la Bassure de Baas Aucune différenciation longitudinale (N-S) n'a été mise en évidence.

4.3 : Analyse des échantillons de plongée.

Deux échantillons (P11 et P12) ont été prélevés en plongée dans les rubans situés en face de la digue nord du Port de Boulogne. l'un (P12) appartient à un ruban sableux peu épais (6-8 cm), l'autre (P11) à la zone caillouteuse qui borde le ruban.

Le sédiment du ruban (P12) est un sable moyen bimodal (200-400 μm), pauvre en carbonates (12 %) et peu envasé (0,9 % de fraction < 63 μm). La médiane, la moyenne et le grain moyen sont compris entre 300 et 350 μm . En raison de sa bimodalité, ce sable est moyennement classé.

L'échantillon caillouteux P11, prélevé à côté du ruban, contient une fraction sableuse notable, également bimodale (200-400 μm) et moyennement classée. Celle-ci est plus riche en carbonates (33 %) et en fraction fine (2 %) que celle de l'échantillon du ruban.

Ces échantillons, parfaitement positionnés, montrent la présence d'une fraction sableuse appréciable, au sein des cailloutis de la zone des rubans côtiers. Ce sable, identique à celui du ruban voisin, se dispose entre les galets. Sa faible abondance en surface des cailloutis empêche sa détection par le sonar, qui identifie uniquement le constituant majeur

Une telle distribution de types sédimentaires montre que les échantillons prélevés à la benne peuvent, en raison de la précision modérée du système de positionnement utilisé (DECCA), provenir des rubans, mais aussi des zones "caillouteuses" qui séparent ces rubans. Ceci peut expliquer l'hétérogénéité et le mauvais classement de certains échantillons.

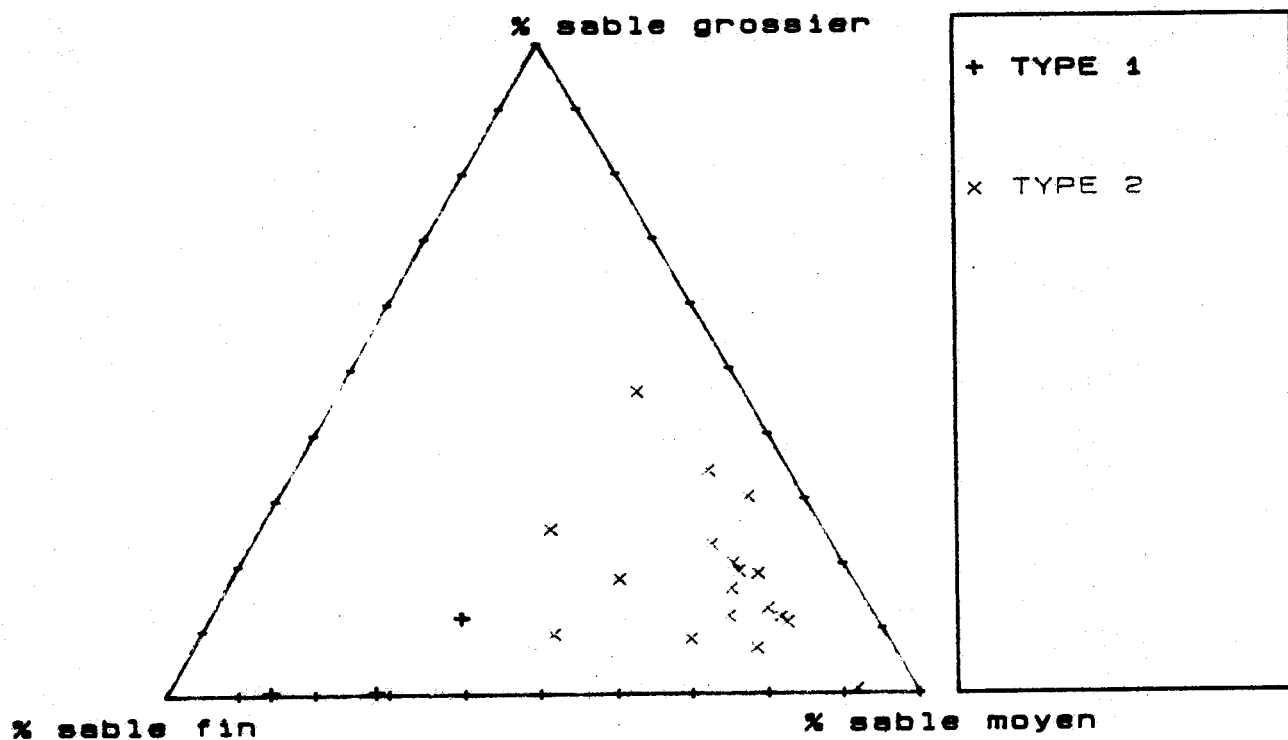


Fig. 53 : Granularité de la fraction sableuse des sédiments des rubans côtiers.

	Types 1, 2, et 3 indifférenciés.
CLASSE MODALE	125-500 μm
MEDIANE	150-460 μm
GRAIN MOYEN	150-550 μm
ASYMETRIE	0,74-1,69
CLASSEMENT	1,15-1,87
% FRACTION <63 μm	0,1-4 %
% SABLE FIN	07-85 %
% SABLE MOYEN	14-76 %
% SABLE GROSSIER	0,2-47 %
% CO ₃ Ca	09-33 %

Tab. 7 Caractéristiques des sables des rubans côtiers

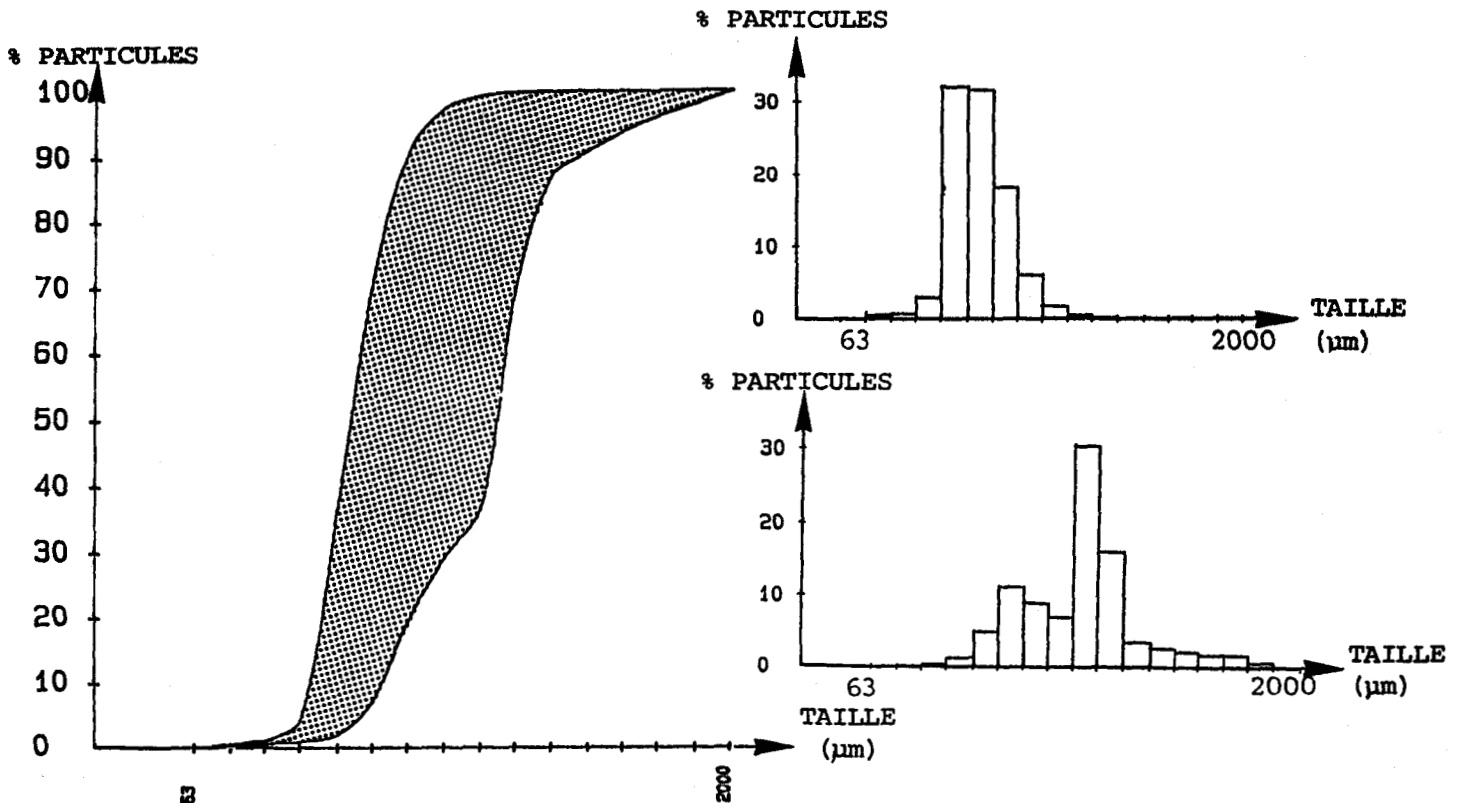


Fig. 54 : Fuseau granulométrique et exemples d' histogrammes des sédiments des rubans sableux côtiers.

5) LA ZONE DES TACHES SABLEUSES.

Elle se situe au large de la Bassure de Baas, entre le pied externe du banc et l'isobathe 30m (c.f. carte h.t.).

5.1 : Les prélèvements à la benne.

Comme ceux des rubans côtiers, les 13 échantillons prélevés entre la Bassure de Baas et la terminaison du champ de ridins sont sablo-graveleux. La fraction sableuse de ces échantillons est moyennement bien à mal classée (So compris entre 1,3 et 1,0 ; tab. 8).

La plupart des échantillons présente des affinités avec les types 2 et 3, mais on rencontre aussi des sables de type 1 et 4. Cette hétérogénéité s'exprime par la largeur importante du fuseau granulométrique (fig. 55), et par la dispersion des échantillons sur le diagramme triangulaire (fig. 56).

On observe toutefois une zonation des sables en fonction de la latitude, et une tendance plus grossière vers le Nord : entre Boulogne et

Vimereux, les sables sont plutôt de type 1 et 2, alors qu'au Nord de Vimereux les types 3 et 4 sont mieux représentés. Le classement de ces sables tend par ailleurs à s'améliorer du Sud (1,3 - 1,9) vers le Nord (1,4 - 1,7).

En raison de la nature surtout lithoclastique de la fraction graveleuse, les teneurs en carbonates de la fraction sableuse des échantillons sont nettement supérieures (24-54 %) à celles des échantillons bruts, sablo-graveleux (6-25 %).

	TYPE 1	TYPE 2	TYPE 3	TYPE 4
CLASSE MODALE	160-200 um	200-250 um	315-500 um	500-630 um
MEDIANE	250	240-480	400-600	1169
GRAIN MOYEN	320	300-490	320-610	1036
ASYMETRIE	1,51	0,96-1,51	0,92-1,51	0,75
CLASSEMENT	1,67	1,3-1,9	1,4-1,8	1,53
% CO3Ca	37 %	26-42 %	04-43 %	54
% SABLE FIN		12-34 %	05-15 %	0,5 %
% SABLE MOYEN		39-60 %	35-63 %	11 %
% SABLE GROSSIER		17-48 %	22-60 %	88,5 %

Tab. 8 : Caractéristiques des échantillons des taches sableuses.

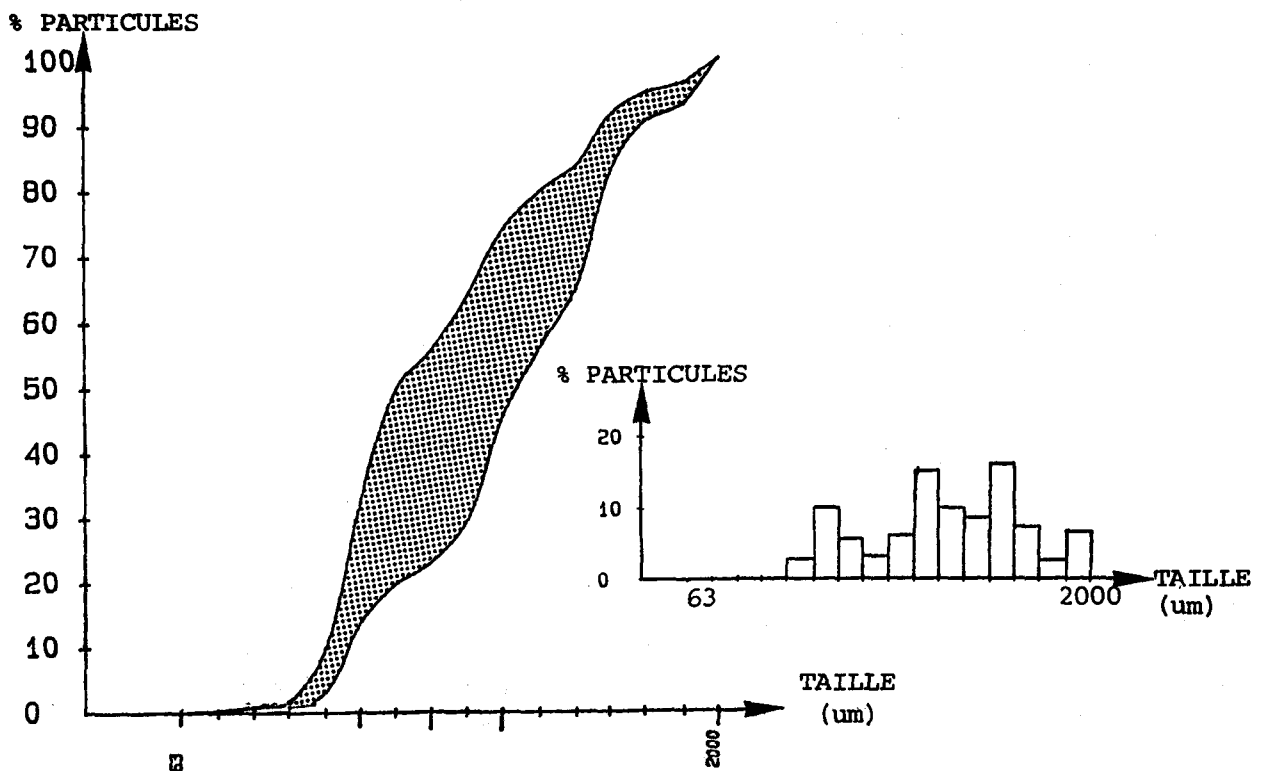


Fig. 55 : Fuseau granulométrique et exemple d'histogramme des sédiments des taches sableuses.

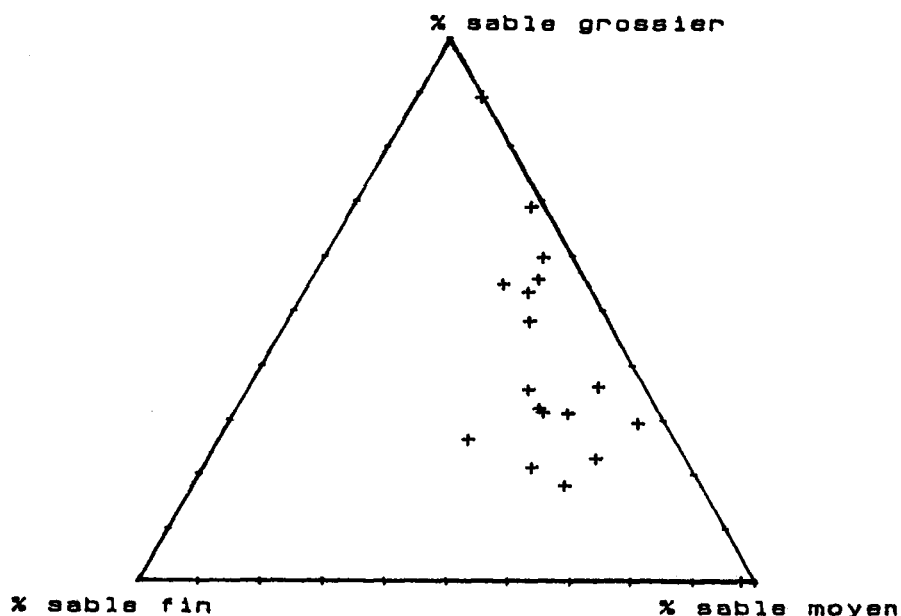


Fig. 56 Granularité des échantillons des taches sableuses

5.2 : Les carottages.

Les carottes Bl 11, Bl 26 et Bl 27 ont recoupé les taches sableuses. Elles montrent respectivement, au-dessus du cailloutis de silex, une épaisseur de 34 cm, 80 cm et 60 cm de sable fin à grossier (types 1 à 4). La carotte Bl 26 décrite ici montre, au-dessus du cailloutis, le passage progressif des sables du type 4 au type 1 (fig.57) Ce granoclassement vertical, exprimé par les courbes cumulatives des 4 échantillons s'accompagne vers le haut d'une augmentation du classement et d'une augmentation de la teneur en graviers. Les carottes Bl 11 et Bl 27, bien que plus courtes, présentent également ce granoclassement vertical. Les teneurs en carbonates des échantillons des carottes, comprises entre 27 et 41 %, sont comparables à celles des échantillons de surface. Par contre les teneurs en fraction fine ($< 63 \mu\text{m}$) sont nettement supérieures à celles des prélèvements à la benne. Elles sont maximales au sommet de chaque carotte (8 à 20 %) et diminuent rapidement vers la base des faciès sableux (1 à 2 %). Ces teneurs anormales des échantillons du sommet des carottes (%) par rapport aux échantillons de surface prélevés à la benne Shipeck (teneur en fraction fine $< 2 \%$) semblent dues à une cause technique. Deux hypothèses sont envisageables :

- soit un lessivage des fractions fines à la remontée de la benne Shipeck, improbable en raison de la configuration même de cet engin ;

- soit une migration de la fraction fine à l'intérieur du tube du carottier. Cette concentration des fines au sommet de la carotte pourrait avoir lieu lors de son extraction, quand l'eau s'écoule du tube. Cette hypothèse paraît la plus vraisemblable.

Remarque : Certains Annélides polychète sont susceptibles de classer les sédiments sur une profondeur de plusieurs décimètres (Rhoads et Stanley, 1965). Cette origine biologique du granoclassement, limitée à des zones à faible courant, ne peut être envisagée ici.

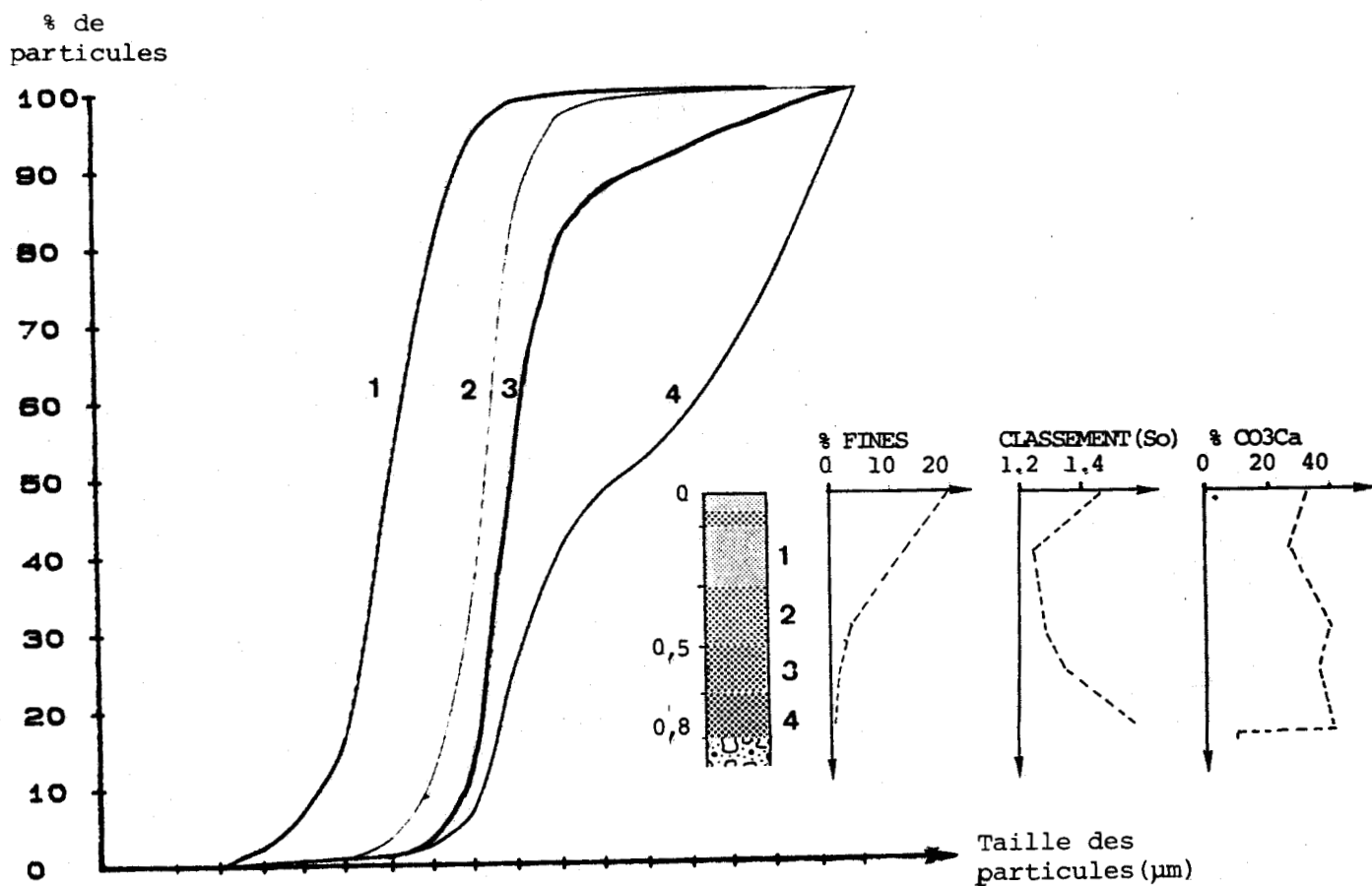


Fig. 57 Variations granulométriques verticales dans une tache de sable (carotte Bl 26).

En résumé, les sédiments des bancs sableux (banc côtier et Bassure de Baas) sont homogènes, bien classés et généralement pauvres en calcaire. Ce sont des sables fins de types 1 et 2 sur le banc côtier, et de types 2 et 3 sur la Bassure de Baas. Ces deux bancs se caractérisent par une différenciation transversale (W-E) des sédiments, et par une absence de différenciation longitudinale. Les structures sédimentaires majeures (vagues de sable) n'influencent pas sur cette zonation, qui est également observée dans les rubans terminaux de la Bassure de Baas (fig. 58).

Entre les bancs, où la couverture sableuse est discontinue et peu épaisse, les sédiments sont hétérogènes, moyennement classés et plus riches en carbonates. Entre le prisme littoral et la côte, les sables des rubans sableux, fréquemment bimodaux, sont de type 1 dominant (faciès fin) vers la côte et type 2 dominant (faciès moyen) vers la Bassure de Baas. Ils constituent un faciès mixte entre les deux bancs, dont l'hétérogénéité est accrue par le stock biogène. Au large de la Bassure de Baas, les taches sableuses et les rubans se composent de sédiments variés (types 1 à 4). Les taches sableuses montrent une différenciation longitudinale, parallèle à leur allongement plus fort vers le Nord, alors que les sédiments des rubans ne se différencient pas de ceux des vagues de sable situées plus au sud. Ces deux types de structures, rubans et taches sableuses, présentent un granoclassement vertical. La contamination biogène, plus forte dans les zones à couverture sableuse peu épaisse, paraît déterminée par la richesse faunistique élevée des cailloutis environnants.

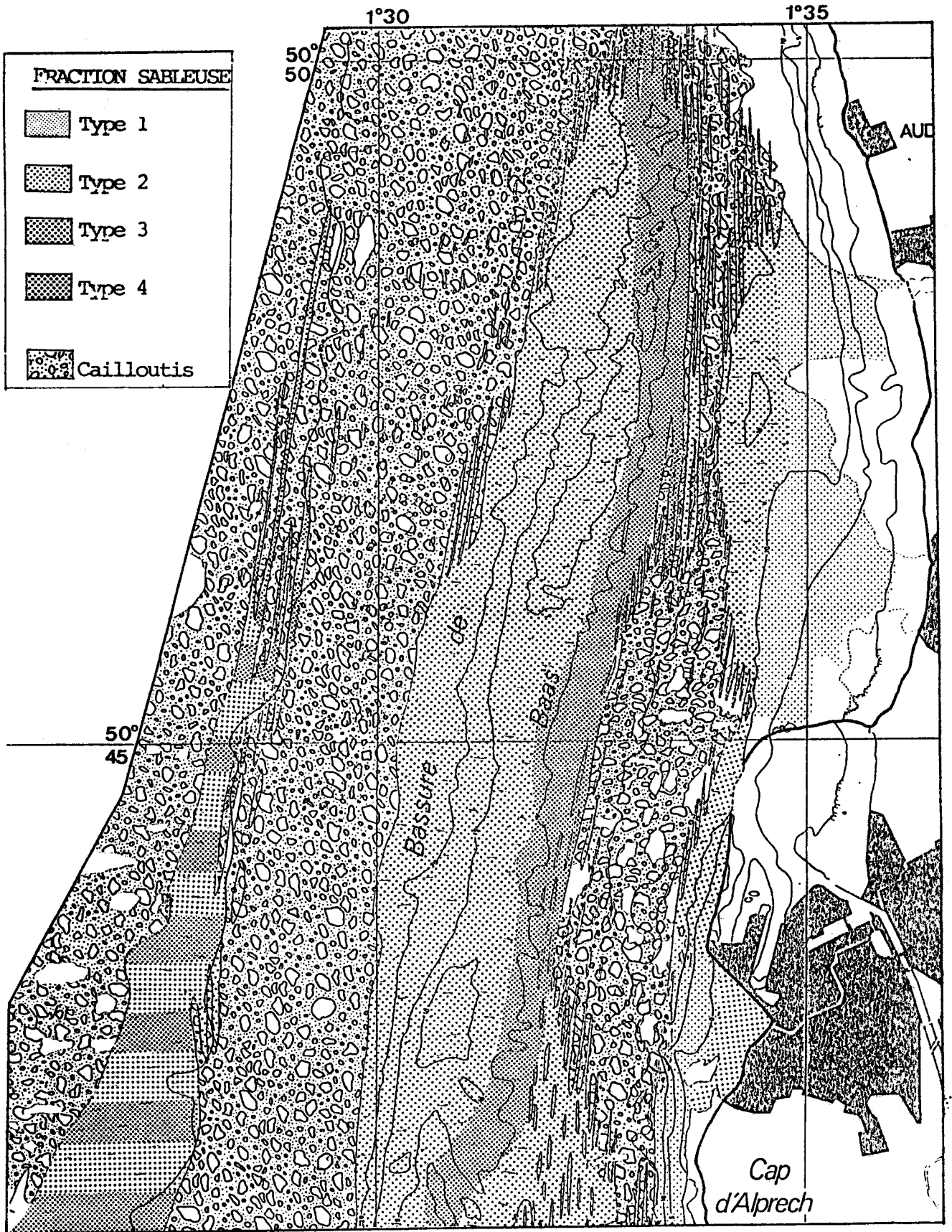


Fig. 58 Granularité des sédiments de la zone Boulogne - Cap Gris-Nez.

C) DU CAP GRIS-NEZ AU CAP BLANC-NEZ.

1) LE BANC A LA LIGNE.

La morphologie particulière du Banc à la Ligne, marquée par une pente accusée vers le large et un passage progressif du sommet de banc à l'estran, s'accompagne de caractéristiques sédimentologiques très différentes de celles de la Bassure de Baas (c.f. chap. III, fig. 47). Les quatre types de sédiments meubles reconnus sur le banc en période estivale sont (tab 9) :

- Les sables fins gris de type 1 qui occupent, en période estivale (juillet 1985, juillet 1987) le flanc "interne" du banc, c'est à dire la dépression entre le sommet de banc et l'estran, et l'essentiel du sommet du Banc à la Ligne (c.f. fig.62, p.137). Ces sables sont très bien classés (So compris entre 1,11 et 1,14) et pauvres en carbonates (9 -12 %).

- Les sables moyens de type 2, identiques à ceux de l'estran (Clabaut, 1984 ; Clabaut et Chamley, 1985), s'étendent en zone côtière entre les isobathes 0m et 2m, ainsi que sur le revers externe du sommet du banc (fig.62) De couleur beige, ils sont très bien à moyennement bien classés et légèrement plus riches en carbonates que les précédents.

- Les sables moyens de type 3 occupent le flanc externe et une partie du sommet de banc au droit de Wissant. Ils sont absents dans la partie la plus proche du Cap Gris-Nez.

	TYPE 1	TYPE 2	TYPE 3
CLASSE MODALE	160-200 um	200-315 um	315-500 um
MEDIANE	174-194 um	200-270 um	325-500 um
GRAIN MOYEN	170-196 um	210-285 um	300-600 um
ASYMETRIE	1,11-1,14	1,12-1,38	1,16-1,50
CLASSEMENT	0,97-1,04	0,96-1,17	0,88-1,31
% CO ₃ Ca	09-12 %	10-18 %	12-47 %
% SABLE FIN	51-78 %		05-22 %
% SABLE MOYEN	17-44 %		31,5-83 %
% SABLE GROSSIER	< 2 %		

Tab. 9 : Caractéristiques des sédiments du Banc à la Ligne.

- Les sédiments hétérogènes, graveleux et caillouteux, très coquilliers, rapportés au type 4 par la teneur élevée en sable grossier de leur fraction sableuse, composent la partie la plus déclive du flanc externe du banc. Localisés, dans la partie occidentale du banc, entre l'isobathe 5m et le pied de banc, ils n'occupent plus vers le NE qu'une étroite bande en face de Wissant, et disparaissent au delà.

En résumé, la distribution des sédiments du flanc interne et du sommet du Banc à la Ligne est simple en période estivale (c.f. fig.62, p.137) : les sables fins de type 1, en position médiane, et les sables moyens de type 2, situés de part et d'autre de ceux-ci, forment trois bandes de direction SSW-NNE, voisine de celle du banc lui-même. Le flanc externe présente par contre des sédiments de nature variée : dans la partie occidentale, plus déclive, il s'agit de sables grossiers et graveleux de type 4 ; dans la partie occidentale, à pente plus faible, on observe un passage progressif des sables de type 2 à ceux de type 3 puis de type 4 (fig. 59). La situation "hivernale", marquée par une répartition différente des sables de types 1 et 2, à la fois sur l'estran et sur le

Banc à la Ligne, sera présentée et interprétée dans le chapitre V.

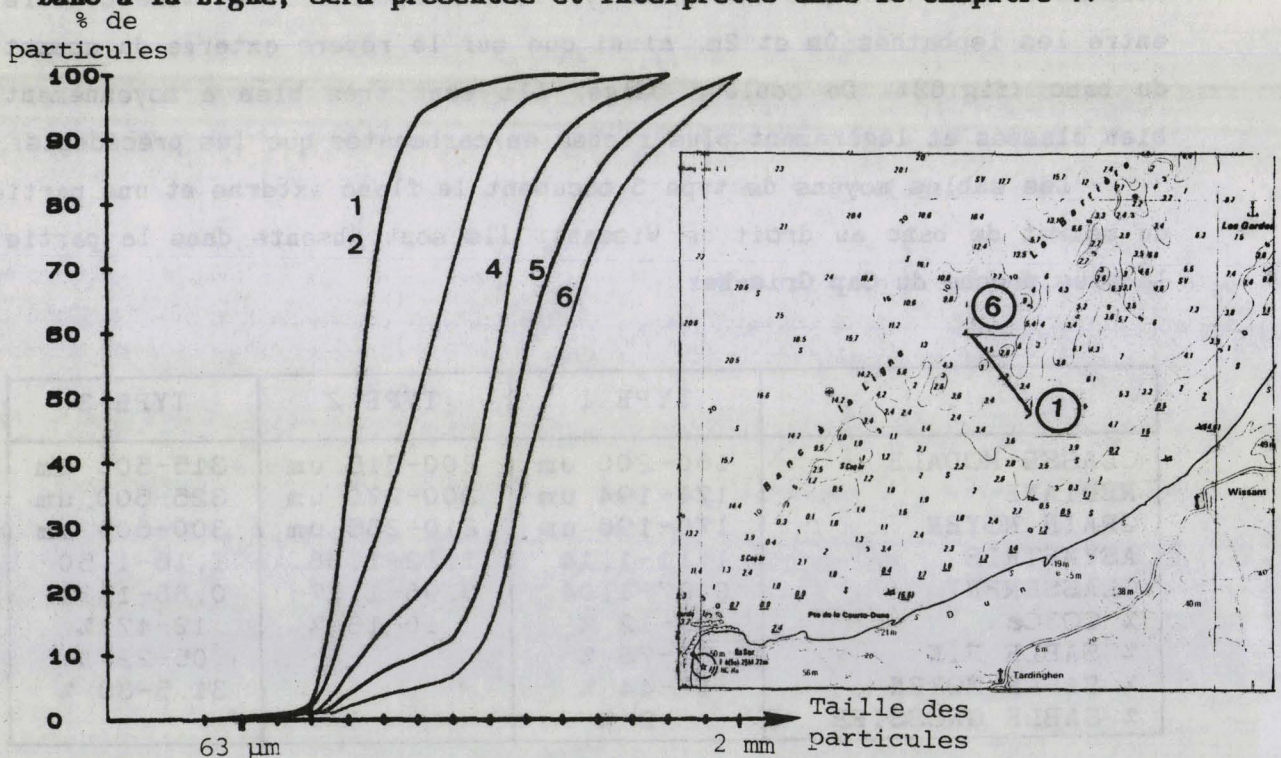


Fig. 59 : Courbes cumulatives des sédiments du Banc à la Ligne, prélevés selon une radiale côte-large.

2) LA BARRIERE.

D'orientation parallèle à la côte, la Barrière prolonge vers le NE le Banc à la Ligne (c.f. carte h.t.). Elle est composée, dans sa partie externe et à son sommet, de sables moyens de type 3, identiques à ceux du Banc à la Ligne (c.f; fig.62, p.137). Ils sont bien à moyennement bien classés (So compris entre 1,16 et 1,80) et assez riches en calcaire (12 à 47 % CO_3Ca).

La partie interne de la Barrière est formée de sables moyens de type 2, identiques à ceux de l'estran. Des petites vagues de sable, de 1,5m d'amplitude, s'observent à la limite interne de la Barrière, et comprennent des sables de type 2.

Les sédiments fins de type 1 occupent la dépression entre la Barrière et l'estran. Très bien classés et pauvres en carbonates, ils se distinguent de ceux du flanc interne du Banc à la Ligne par des teneurs en particules fines ($< 63 \mu m$) très supérieures. Généralement inférieures à 0,5 % sur le banc, ces teneurs dépassent ici 1 % et atteignent, localement 13 %. Cet envasement local de la dépression, entre le flanc interne du banc à la Ligne et les roches des Gardes (fig.62), est permanent : des teneurs comparables ont été mesurées lors des différents échantillonnages.

Entre cette dépression et l'estran c'est à dire des sables moyens de type 2, on retrouve comme sur le Banc à la Ligne, des sables de type "estran".

3) A L'EST DES GARDES.

Les sables moyens de l'estran se prolongent vers le large, jusqu'à une profondeur de 7m environ. Au-delà, ils passent à des sédiments de type 3, comparables à ceux du Banc à la Ligne et de la Barrière (c.f. fig.62, p.137).

4) LA ZONE DU PIED DE BANC.

4.1 : Les prélèvements à la benne.

Les vingt échantillons prélevés dans les rubans sableux qui longent le pied externe du Banc de Wissant sont constitués de sables moyens beiges de type 3 (tab. 10). Ces sables, très bien à moyennement bien classés (So compris entre 1,10 et 1,26), contiennent 10 à 50 % de carbonates et sont pauvres en sables fins (teneur comprise entre 0,5 et 7 %).

Localement, à proximité de l'extrémité occidentale du complexe de rubans, des sables très différents, de type 1 ont été prélevés (fig.60). La teneur en sable fin des échantillons est maximale (62,5 %) à l'aplomb de la jonction entre le Banc à la Ligne et les roches qui prolongent le Cap Gris-Nez. Elle diminue rapidement vers le NE (fig. 60). Ces sables, qui n'appartiennent pas aux rubans eux-mêmes, sont colonisés en période estivale par des vers tubicoles, les lanices (Davout, Clabaut, 1988). La superposition de ce stock fin au stock "normal" de type 3 se traduit par un mauvais classement des échantillons (So atteint 2,14).

	PIED DU BANC A LA LIGNE.		PANACHE SABLEUX.
	TYPE 3	TYPES 1 & 2	TYPE 2
CLASSE MODALE	315-500 um	125-400 um	250-315 um
MEDIANE	325-500 um	175-300 um	260-275 um
GRAIN MOYEN	304-500 um	220-410 um	275-325 um
CLASSEMENT	1,10-1,26	1,17-2,14	1,11-1,23
ASYMETRIE	0,97-1,13	0,71-2,09	0,98-1,14
% CO ₃ Ca	10-50 %	10-55 %	10-22 %
% SABLE FIN	0,5-7 %	25,5-62,5	2,5-5,5
% SABLE MOYEN	48-95	21,5-64	76-91
% SABLE GROSSIER	2-50	3,5-38,5	6-18

Tab. 10 : Caractéristiques des sédiments sableux prélevés au large de la Baie de Wissant.

Deux échantillons, prélevés sur une vague de sable isolée de type barkhane, située au pied du Banc de Wissant, appartiennent également au type 3. Des phénomènes de tri granulométrique peuvent cependant se produire sur ces structures de plusieurs mètres d'amplitude, comme le suggèrent les différences entre les deux échantillons. L'échantillon provenant du flanc "SW", moins incliné, est plus grossier et moins bien

classé que celui provenant du flanc abrupt. Ceci est dû à une teneur en sable moyen de type 2 plus élevée sur le flanc abrupt.

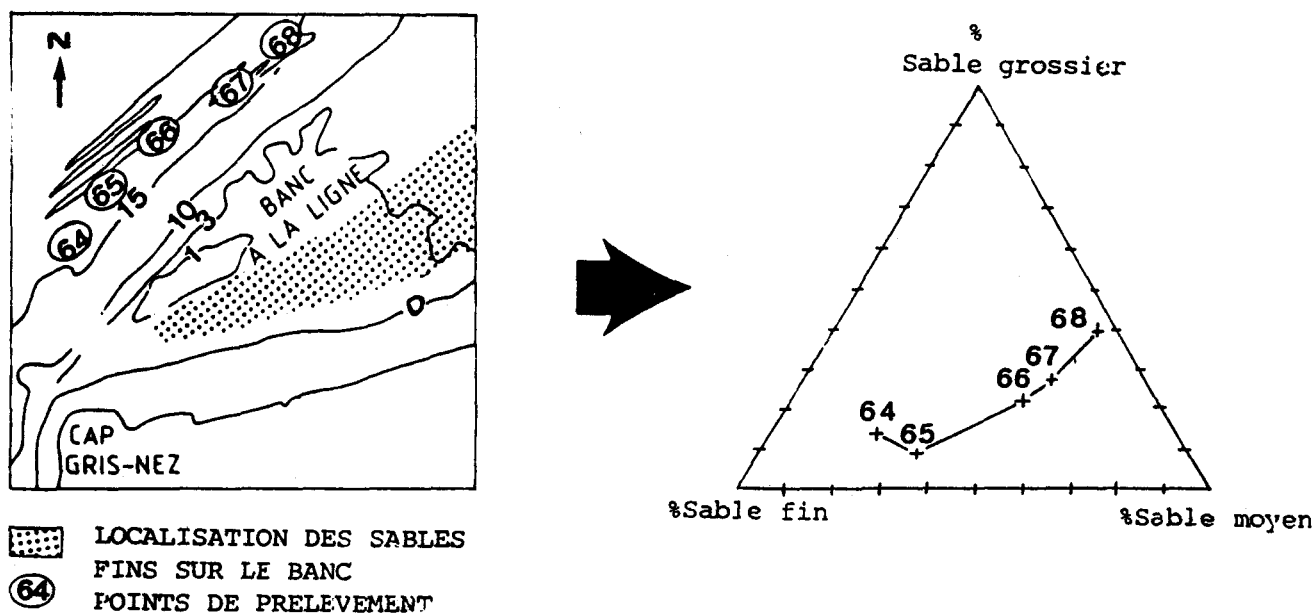


Fig. 60 : Localisation et teneurs en sable fin des prélèvements effectués à l'extrémité occidentale des rubans sableux

4.2 . Les prélèvements en plongée.

Trois prélèvements ont été effectués à proximité de la terminaison occidentale des rubans. Les rubans, peu épais (10 à 15.cm), se caractérisent par la présence de mégarides de 1,2 à 1,5m de longueur d'onde dans les creux desquelles affleure le cailloutis. La transition entre les rubans et le cailloutis est progressive. Les échantillons Pl 10 et Pl 11, prélevés sur le ruban (fig.61), sont des sables de type 3, bien à moyennement classés, riches en coquilles de moules peu fragmentées. Leur teneur en carbonates est élevée (30 à 46 %), sans doute à cause l'origine locale de ces coquilles . L'échantillon Pl 9, prélevé dans les cailloutis à proximité du ruban, est un sable grossier de type 4, contenant 20 % de sable moyen. Dans ces 3 échantillons, la fraction fine est absente ; elle s'observe cependant en plongée dans les creux de mégarides, lors de l'étale de courant.

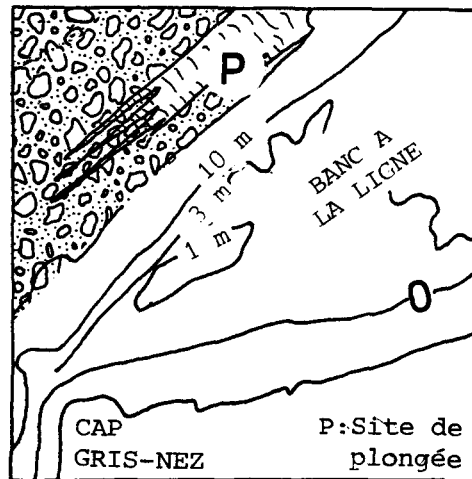


Fig. 61 : localisation du site de plongée du large de Wissant.

5) LA ZONE DES CAILLOUTIS DU LARGE.

Les 40 dragages effectués au-delà de l'isobathe 20m montrent la prédominance des galets de silex provenant de la craie crétacée (Boillot, 1964 ; Larssonneur et al., 1982). Ceux-ci, de forme généralement arrondie, présentent des degrés variables d'usure, exprimés par la présence ou l'absence d'un cortex blanchâtre autour du silex lui-même. Leur taille est comprise en moyenne entre 4 et 15 cm. On trouve également des fragments rocheux d'origine locale (grès et calcaires du Jurassique, grès verts et nodules phosphatés du Gault). Certains grès et calcaires en plaquettes, présentent des perforations d'origine biologique, témoins d'une origine littorale. On note localement la présence d'organismes fixés (serpules, bryozoaires) sur ces cailloutis. Ceux-ci occupent soit toute la surface des galets, soit seulement la face "supérieure" soit encore sont absents. Les tubes de serpules, parfois très abondants, constituent une source de matériel carbonaté non négligeable, dont des accumulations ont été trouvées à l'extrémité nord-orientale de la zone d'étude. Ces dépôts calcaires, peu épais, au sein des cailloutis, sont formés de 80 % environ de débris de tubes de serpules, auxquels s'ajoutent des fragments coquilliers et des morceaux de cortex de silex. La taille des particules ces sédiments particuliers est de l'ordre du millimètre.

Remarque : Les tubes de serpules en place sont susceptibles, à la mort de l'animal, de piéger efficacement les particules fines circulant sur le fond. Ils augmentent ainsi la capacité de piégeage des cailloutis.

Outre les sables bioclastiques, la seule accumulation sableuse observée est celle édiflée par les courants à l'abri(NE) de l'épave du cargo "Abbeville". Des prélèvements à la benne montrent qu'il s'agit de sables moyens de type 2, très bien à moyennement bien classés, pauvres en sable fin (2-5,5 %) (tab. 10)

En résumé, les analyses sédimentologiques montrent la nette prédominance des sables moyens de types 2 et 3 entre les caps Gris-Nez et Blanc-Nez. A l'intérieur de la baie, ceux-ci constituent, outre le cordon dunaire littoral et l'estran de Wissant (Clabaut, 1984), l'essentiel du Banc à la Ligne et de la Barrière. Seuls font exception la dépression entre le Banc de Wissant et l'estran ainsi que la partie abrupte du flanc externe du Banc à la Ligne : ils sont constitués respectivement de sables fins de type 1 et de sables grossiers de type 4.

Au large de la Baie, les rubans sableux et les vagues de sable sont également composés de sables moyens de type 3, alors que les sédiments du panache sableux sont de type 2.

Les teneurs en carbonates augmentent de la côte vers le large : on passe des sables bioclastiques du littoral et du sommet de Banc à la Ligne aux sédiments lithobioclastiques de la Barrière et du pied de Banc, et même aux sables lithoclastiques, localement associés aux cailloutis du large.

6) CONCLUSION.

De même que les structures sédimentaires, les sédiments se répartissent en domaines parallèles à la côte, dans chacune des deux zones. Les bancs sableux (Bassure de Baas, Banc côtier et Banc de Wissant) sont composés, comme ceux de Mer du Nord méridionale (Houbolt, 1968), de sables moyens 200-500 μm , généralement bien classés et assez pauvres en calcaire.

Le Banc côtier et le Banc de Wissant, soudés à la côte, se distinguent par la présence, sur leur flanc interne proche du littoral, de sables fins gris de type 1.

Ces sables fins, pauvres en carbonates, sont identiques à ceux qui composent le coeur des bancs du large (Bassure de Baas, Bancs de Mer du Nord), (Lapierre, 1975 ; Laban et Shüttenhelm, 1977).

Ces sédiments peuvent être considérés comme des vestiges d'anciennes dunes littorales (Lafond, comm. pers.)

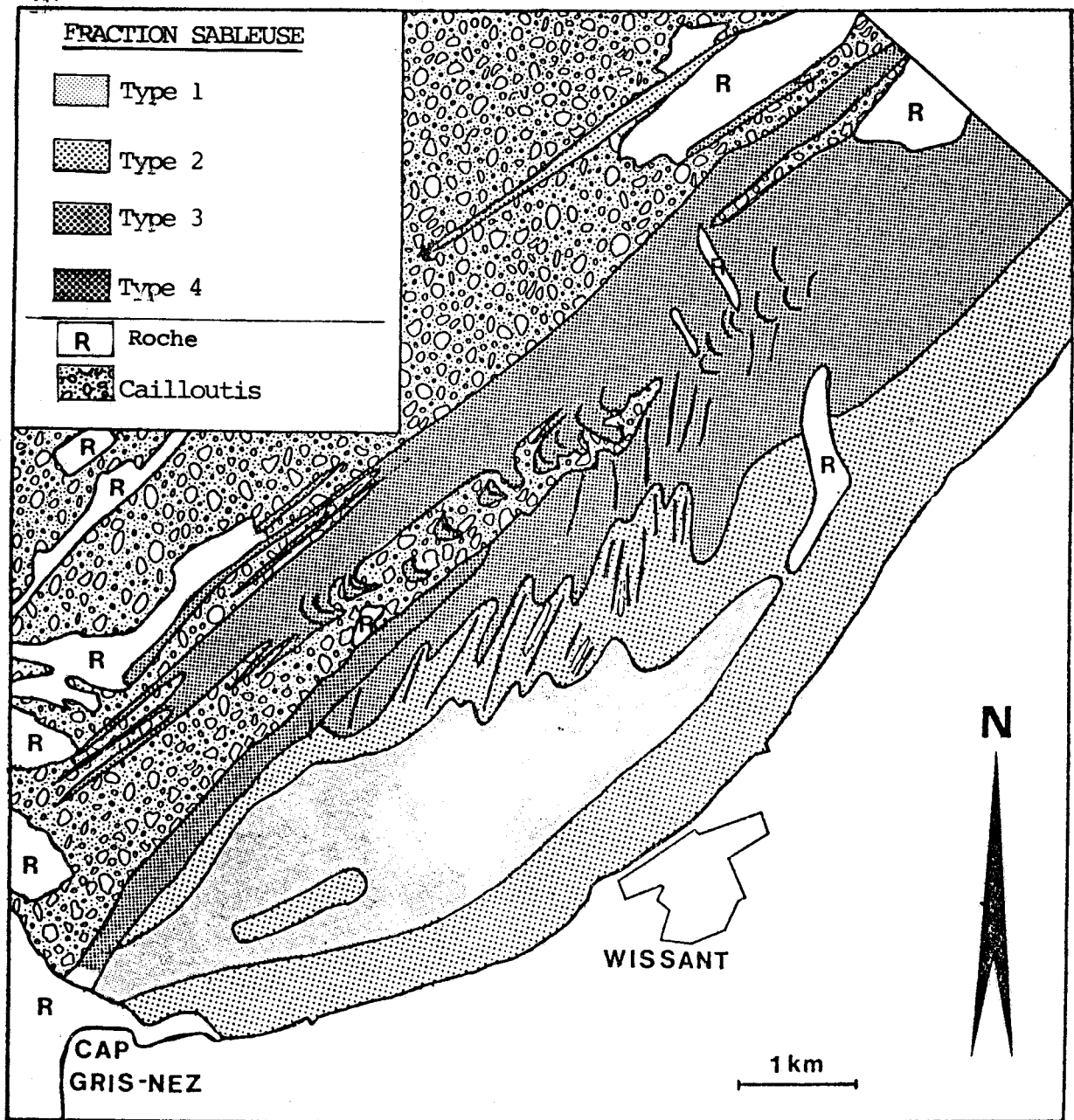
Les sédiments des structures longitudinales (rubans sableux, taches sableuses, marques d'épaves) surimposées aux domaines caillouteux, diffèrent dans chacune des deux zones :

- Entre les Caps d'Alprech et du Gris-Nez, les rubans côtiers peu épais sont composés de sables bimodaux. Les modes correspondent aux sables des bancs situés de part et d'autre.

Les rubans et les taches sableuses situés au large de la Bassure de Baas constituent des structures plus épaisses, présentant un granoclassement vertical net. En surface, leurs sédiments sont parfois bimodaux.

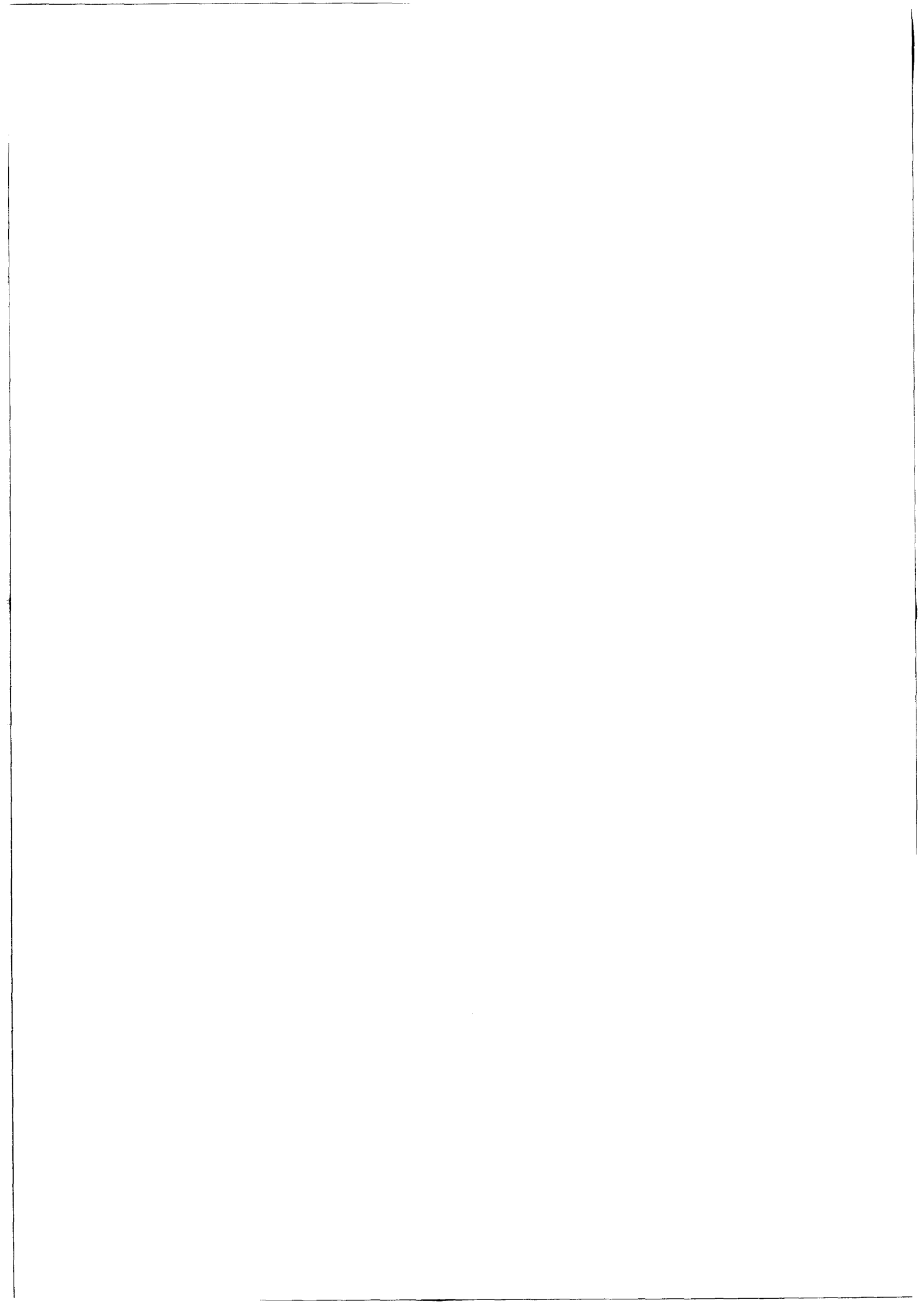
- Entre les Caps Gris-Nez et Blanc-Nez, les structures longitudinales, localisées à proximité du pied de banc, ne présentent pas de bimodalité du stock sableux. Chaque ensemble de structures (rubans, panache sableux) est au contraire très homogène.

La cartographie morpho-sédimentaire ainsi établie correspond à une structure donnée. En fait, les structures et types sédimentaires ainsi décrits portent des informations sur l'histoire et la dynamique qui ont présidé à leur mise en place. C'est ce qui va être étudié dans le chapitre V. Elle apporte également de nombreuses informations sur la dynamique sédimentaire de la zone d'étude. Celles-ci, replacées dans leur cadre hydrodynamique, permettront de connaître la mobilité ou la stabilité des structures, ainsi que la direction et l'importance des transits sédimentaires (chapitre V).



1. Sables fins 160-200 μm . — 2. Sables moyens 200-315 μm . — 3. Sables moyens 315-500 μm . — 4. Sables grossiers 500 μm -2 mm. — 5. Graviers et cailloutis. — 6. Roche. — 7. Crêtes et vagues de sable.

Fig. 62 : Répartition estivale des sédiments de la Baie de Wissant.



TROISIEME PARTIE

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

L'étude de la dynamique sédimentaire de la zone d'étude est basée sur la confrontation de 3 types d'informations, fournies par les mesures courantologiques, les structures sédimentaires et par les analyses granulométriques

Pour chacune des zones, définies par leur morphologie et l'orientation des structures, la démarche est identique :

- Avant d'étudier les transits sédimentaires eux-mêmes, il est nécessaire de s'assurer de l'équilibre entre les structures et les conditions hydrodynamiques actuelles. Ceci suppose d'une part que leur direction puisse être corrélée à celle des courants et, d'autre part, que leur présence soit compatible avec la vitesse des courants.

- Les transits sédimentaires font l'objet de deux types d'approche

* une approche qualitative, basée sur la direction du courant maximal, sur la polarité des structures sédimentaires (vagues de sable, marques d'obstacle...), et sur l'évolution des paramètres granulométriques ;

* une approche quantitative, basée sur le suivi des déplacements de sédiments activés.

CHAPITRE V

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

A) RELATIONS ENTRE LES FACTEURS HYDRODYNAMIQUES, LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES ET LE TRANSIT SEDIMENTAIRE RESULTANT.

1) UTILISATION DES COURANTS DE SURFACE POUR LA DETERMINATION DU SENS DES TRANSITS SEDIMENTAIRES.

L'analyse des nombreuses mesures courantologiques de surface disponibles dans le domaine étudié (fig.63 & tab.11) constitue une première approche de la détermination du sens du transit sédimentaire. En effet, le sens du courant maximal, mesuré en marée de vive-eau moyenne (coefficient 95) peut généralement être utilisé comme indicateur du sens du transit sédimentaire (Kenyon et al., 1981 ; Johnson et al., 1982). Ce premier élément sera confronté, en chacun des sites de mesures, au sens du transit fourni par la polarité des structures sédimentaires. La figure 64 montre, dans le cas simple d'un flot et d'un jusant d'égale durée, la variation relative du volume sédimentaire transporté en fonction de la vitesse du courant.

Une légère différence entre les vitesses maximales du flot et du jusant a pour conséquence un transport supérieur dans le sens du courant le plus fort, et détermine ainsi le sens du transport résultant. Pour Johnson et al. (1982), une différence de l'ordre de 5 cm/s est suffisante pour définir une orientation nette du transit sédimentaire.

La figure 64 montre également l'absence de transit sédimentaire en dessous d'un "seuil" de vitesse du courant. Ce seuil, appelé vitesse critique d'entraînement, varie en fonction de la granularité des sédiments. Bellessort (1983) propose une formule simplifiée de calcul de cette vitesse critique :

$$U_* = 2,8 \cdot D^{0,5}$$

dans laquelle : U_* est la vitesse critique au niveau du fond ;

D est le diamètre du grain en mm.

Le tableau 12 donne les valeurs des vitesses critiques d'entraînement pour différentes tailles de grains, sur le fond (U_*) et à 1m du fond ($U_{1.00}$). Ces valeurs sont proches de celles de Miller et al. (1977) et Dyer (1980). On notera en particulier qu'une vitesse de 30 à 50 cm/s à 1m du fond, c'est à dire au niveau où sont effectuées nos mesures "de fond", est nécessaire pour déplacer un sable moyen de 0,2 à 0,5 mm.

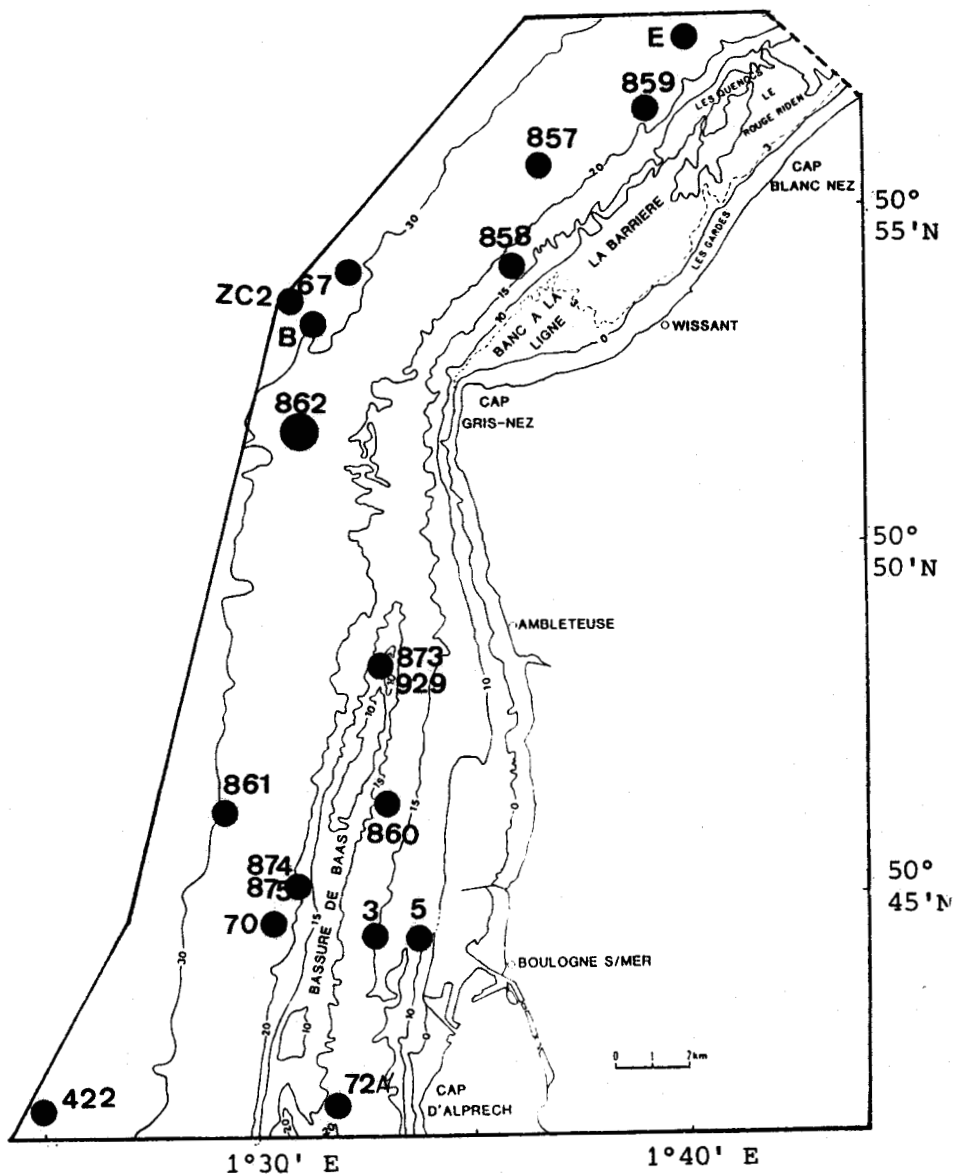


Fig. 63 Localisation des sites de mesures courantologiques de surface.

	Indice	Localisation	Immersion	Date-Début	Durée	coefficient	origine-mesures
L A R G E	422	50°42'N 1°25'E	0m	30/06/88	24h	95	SHOM
	423	50°42'N 1°25'E	10m	30/06/88	24h	95	SHOM
E	70	50°44'6"N 1°30'4"E	5m	30/06/88	24h	45-95	SHOM-carte marine
B A S S U R E	861	50°46'24"N 1°29'26"E	8m	04/11/75	23h	95	SHOM
	862	50°52'16"N 1°31'53"E	8m	27/10/75	3j+18h	47a76	SHOM
	B	50°53'50"N 1°31'50"N	5m				SHOM
	67	50°54'N 1°32'E	5m			45-95	SHOM
	ZC2	50°53'39"N 1°30'48"E	5m	11/02/87	39j	29-107	SHOM

B A S S U R E	874	50°45'22"N 1°31'08"E	10m	23/06/76	21j+23h	47-92	SHOM
	875	50°45'22"N 1°31'08"E	5m	23/06/76	21j+19h	47-68	SHOM
	873	50°48'35"N	5m	28/06/76	21j+22h	95	SHOM
	929	1°33'05"E	5m	05/09/77	2j+4h	45	SHOM

	72A	50°42'N 1°31'8"E	5m		7h	45-95	SHOM
C O T E	3		5m	25/06/39	12h	67	PORT de BOULOGNE
	860	50°46'43"N 1°33'11"E	5m	05/11/75	1j+14h	95	SHOM
	5		5m	22/11/40	12h	109	PORT de BOULOGNE

L A R G E W I S S A N T	857	50°56'32"N 1°37'24"E	6m	13/06/75	2j+1h	84 à 72	SHOM
	859	50°57'60"N 1°37'38"E	5m	02/07/75	8j+2h	43 à 93	SHOM
	E	50°57'9"N 1°41'2"E	5m			45-95	SHOM
	858	50°54'00"N 1°36'01"E	5m	17/06/75	1j+8h	64 à 62	SHOM

Tab. 11 : Caractéristiques des mesures de surface.

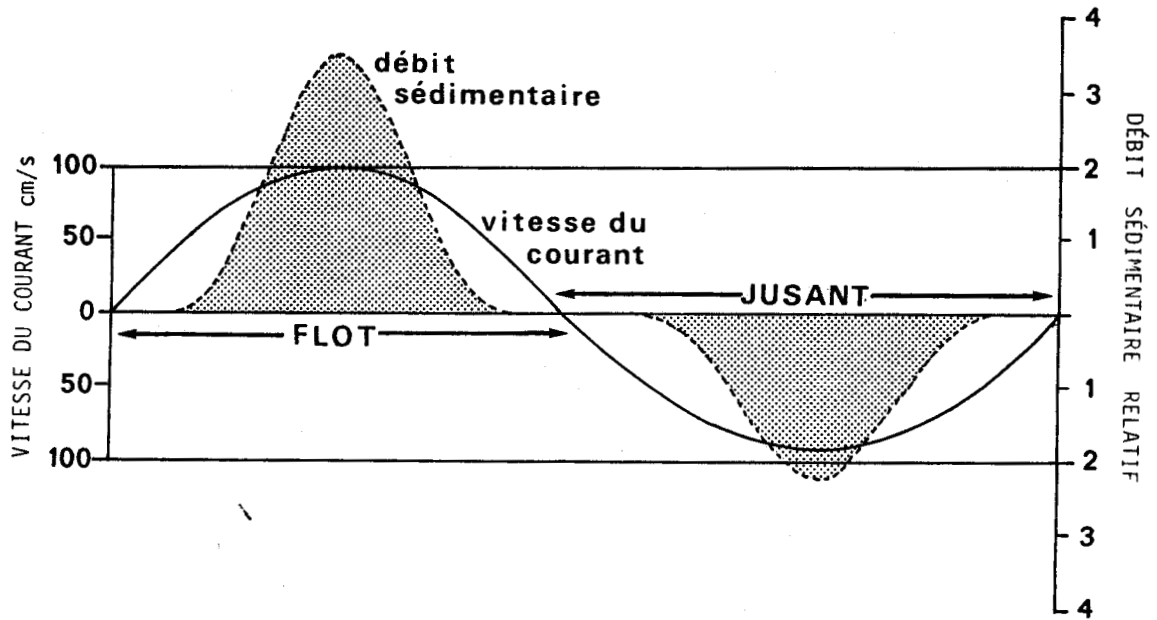


Fig. 64 : Variation relative du transit sédimentaire en fonction de la vitesse des courants (Johnson et al., in Stride, 1982).

D en mn	u_* (cm/s)	u à 1m du fond (cm/s)
10	8,8	220
5	6,2	160
1	2,8	80
0,5	1,9	50
0,2	1,2	30

Tab. 12 : Vitesses critiques d'entraînement de grains de différentes tailles, au fond et à 1m du fond (Bellessort, 1983).

2) CONDITIONS DE FORMATION DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES.

La formation des différents types de structures sédimentaires décrites dans le chapitre III, dépend de trois facteurs :

- la granularité des sédiments ;
- la vitesse des courants ;
- la quantité de sédiment mobilisable.

2.1 Granularité des sédiments.

Les restrictions granulométriques à la mise en place des différentes structures, présentées dans le chapitre III, sont résumées dans le tableau 13. L'analyse sédimentologique des sables de la zone d'étude montre (chap. IV) que, en particulier dans les sables moyens de type 2 et 3, largement dominants, l'ensemble des structures est susceptible de se former. Par contre, la granularité des sables fins de type 1, localisés en zone côtière, est trop faible pour permettre la formation des mégarides.

STRUCTURES	COURANTS DE SURFACE ASSOCIES	RESTRICTIONS GRANULOMETRIQUES
Rides	> 20 cm/s	sable > 600 µm
Mégarides	> 50-60 cm/s	sable > 170 µm
Vagues de sable	compris entre 50 & 150 cm/s	sable < 500 µm. - de 15% de fraction < 63 µm
Bancs	> 50 cm/s	
Rubans	type A,B > 1 m/s type C,D de 0,8 à 1 m/s	
Taches	> 50 cm/s	

Tab. 13 Restrictions granulométriques à la formation des différents types de structures sédimentaires.

2.2 : Vitesse des courants.

Les vitesses de courants associés aux structures sédimentaires et l'enchaînement de ces structures en fonction de la vitesse des courants de surface en marée de moyenne vive-eau sont portés en figure 65. Ce schéma général est établi par Belderson et al. (1982), d'après de nombreuses observations sur le plateau continental entourant les Iles Britanniques.

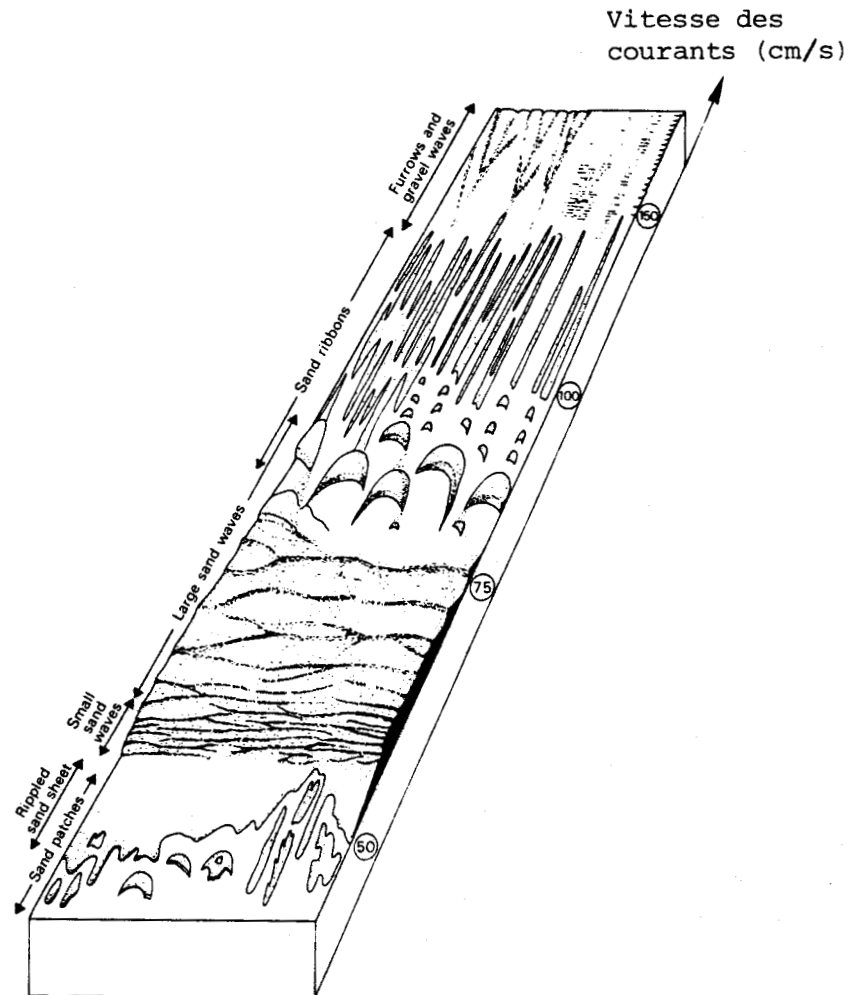


Fig. 65 : Enchaînement général des structures sédimentaires en fonction de la vitesse des courants (Belderson et al., in stride 1982)

2.3 : Influence de la quantité de sable disponible

Les deux variantes du schéma général d'enchaînement des structures, également établies par Belderson et al. (1982) sont présentées en fig. 66.

Celle-ci montre la succession typique des structures, dans des zones à faible et à forte quantité de sable disponible.

Après avoir vérifié que les différents types de structures sédimentaires reconnus sont bien en équilibre par rapport aux courants actuels, les enchaînements de structures seront comparés à ces schémas généraux.

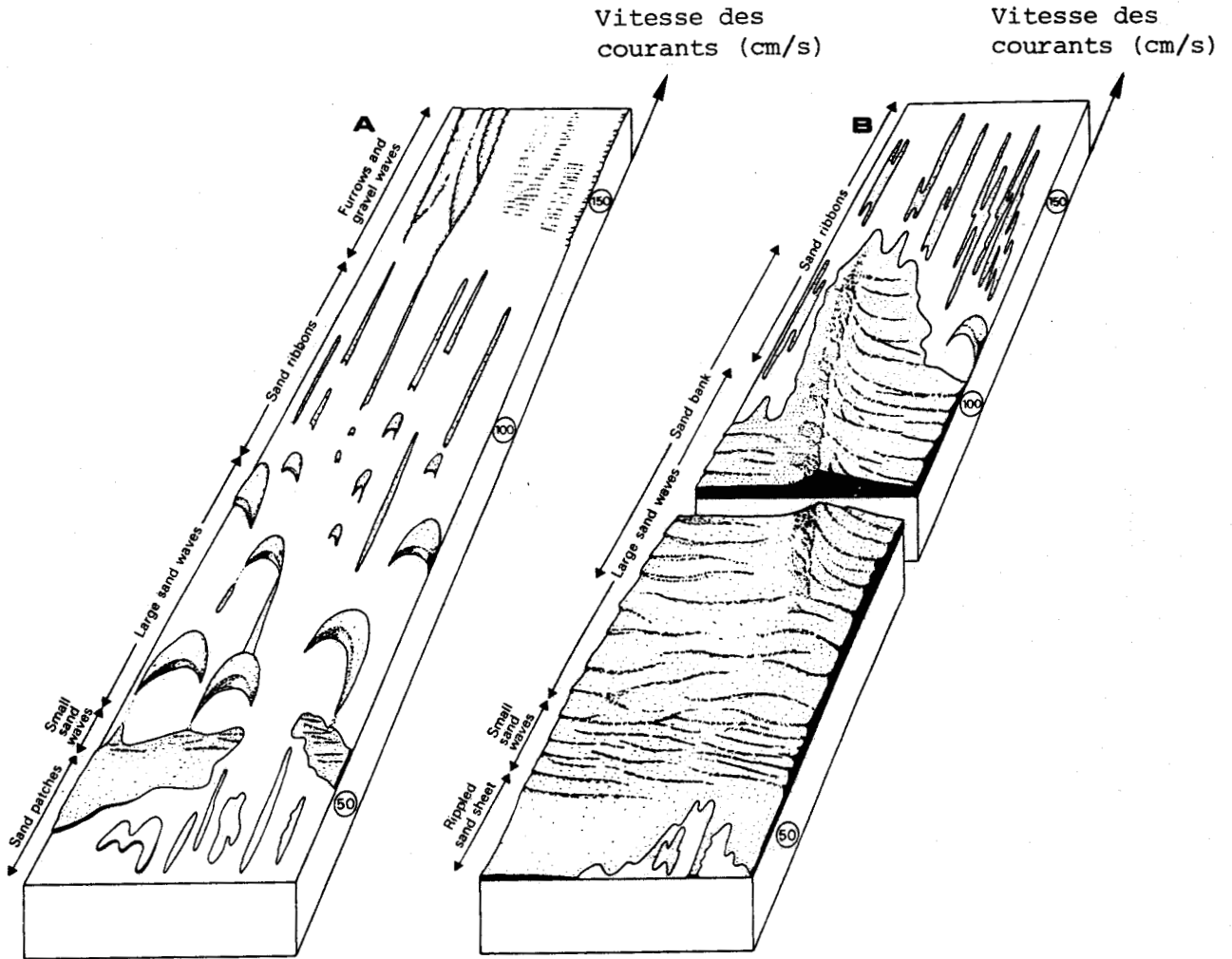


Fig. 66 : Enchaînement des structures dans le cas d'un stock sableux disponible faible (A) et important (B).

3) ACTION DES HOULES.

(Belderson et al., 1982).

Aucune étude statistique de houle n'ayant été effectuée sur les bancs sableux de la zone d'étude, l'action des houles sur les sédiments sera déduite de l'observation des sonogrammes, des sens de déplacement des traceurs radioactifs et des variations granulométriques.

B) DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE LA ZONE CAP D'ALPRECH - CAP GRIS-NEZ.

1) AU LARGE DE LA BASSURE DE BAAS.

1.1 : Courants de surface.

Les huit sites de mesures répartis entre le rail de navigation et le pied externe de la Bassure de Baas (tab. 11) montrent une modification sensible des courants du Sud (Cap d'Alprech) vers le Nord (Cap Gris-Nez). Légèrement tournants au Sud, les courants deviennent alternatifs au Nord (SHOM, 1968).

Leur vitesse augmente nettement du Sud vers le Nord, autant en flot qu'en jusant (fig. 67 et 68) : en vive-eau par exemple, les courants atteignent 1,15 m/s au Sud et 1,8 m/s au Nord ; au point ZC2, des mesures de longue durée indiquent même 2,5 à 3 m/s en vive-eau (fig. 69). Le flot, qui porte au NNE dans l'ensemble de la zone, (N 15° E en moyenne) est plus court que le jusant, qui porte au SSW (N 220°).

Les vitesses maximales atteintes par le flot et le jusant sont très voisines sur chacun des sites localisés en bordure du rail de navigation (422, 423, ZC2, 67, B). Ceci détermine une très faible asymétrie flot-jusant et un transit résultant de la masse d'eau peu important. Ainsi, au site 422, la résultante moyenne des courants, calculée sur deux jours est orientée dans le sens du flot. Par contre, deux cycles journaliers consécutifs, montrent, l'un la prédominance du flot, l'autre celle du jusant.

Pour des coefficients de marée très faibles, le vent peut favoriser la phase de courant selon laquelle il souffle. Ainsi, dans des zones où l'asymétrie des courants est très faible, le vent peut, en surface, accentuer le déséquilibre entre les deux phases de courant (fig. 69).

Sur les sites les plus proches de la Bassure de Baas (861 et 70), la vitesse du flot est nettement supérieure à la vitesse du jusant (fig. 70). En vive-eau moyenne, la vitesse du flot atteint 1,2 à 1,25 m/s, alors que celle du jusant est comprise entre 0,95 et 1,15 m/s. Cette asymétrie de 10 à 12 % en faveur du flot détermine une orientation nette du transit résultant de la masse d'eau vers le NNE et permet de prédire un transit sédimentaire résultant dans ce sens.

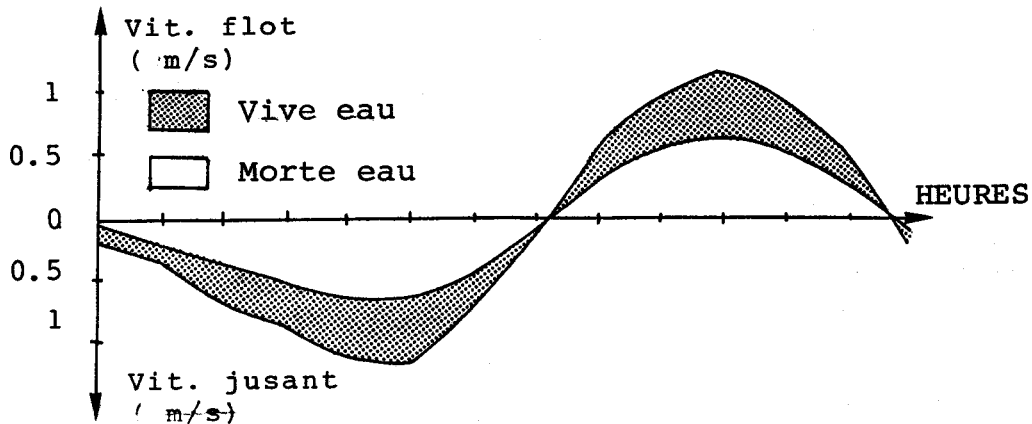


Fig. 67 : Evolution des vitesses de courant lors d'un cycle flot-jusant, au large du Cap d'Alprech (site 422).

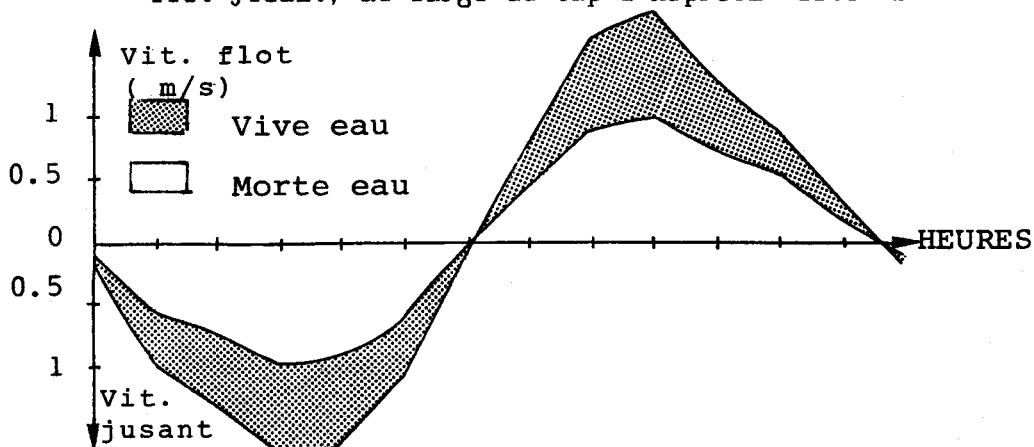


Fig. 68 : Evolution des vitesses de courant lors d'un cycle flot-jusant, au large du Cap Gris-Nez (site B).

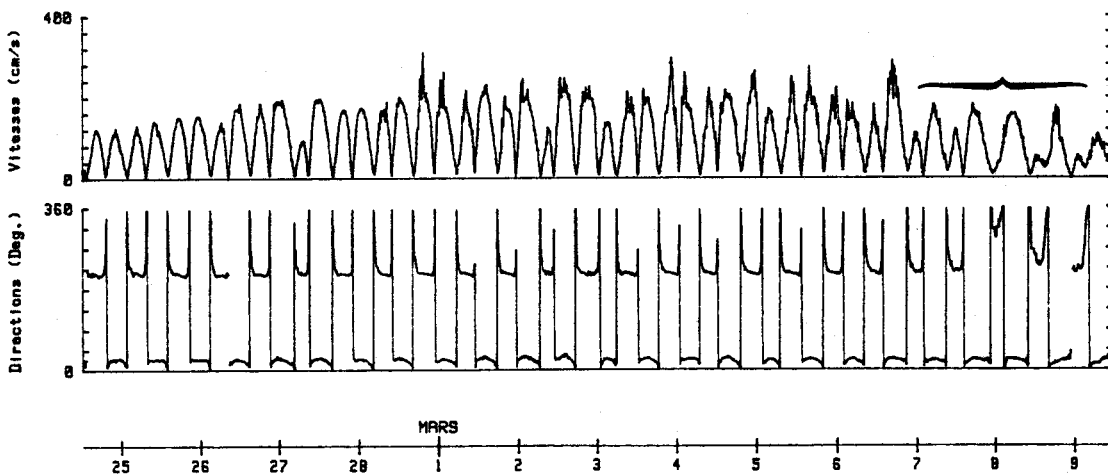


Fig. 69 : Vitesse et direction des courants au large du Cap Gris-Nez (site ZC2) pour des coefficients de marée compris entre 43 et 107 (SHOM, 1987).

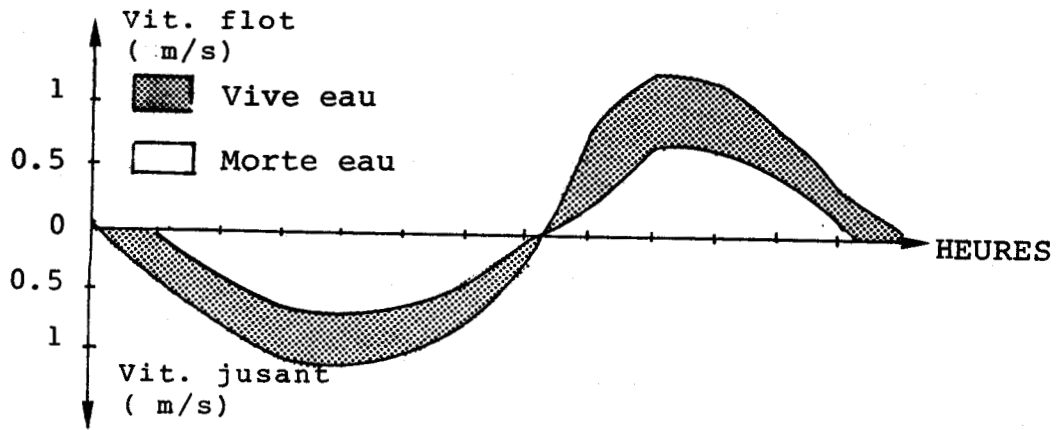


Fig. 70 : Evolution des vitesses de courants au cours d'un cycle flot-jusant, au pied externe de la Bassure de Baas (site 70).

1.2 : Les structures sédimentaires.

a : Orientation par rapport aux courants.

Les rubans sableux qui prolongent vers le Nord la terminaison du champ de ridins, ou s'étendent parallèlement à elle, le long de l'isobathe 30m, sont d'excellents indicateurs de la direction des courants. L'ensemble des auteurs s'accorde à penser que ces structures ont une direction d'allongement parallèle à celle des courants les plus intenses. Ces rubans sont générés, selon Mc Lean (1981) et Flood (1983), par des courants hélicoïdaux horizontaux : ceux-ci, situés de part et d'autre du ruban, s'écoulent symétriquement et convergent vers l'axe du ruban en raison de la plus faible rugosité du sable par rapport au sédiment grossier sous-jacent (fig. 71).

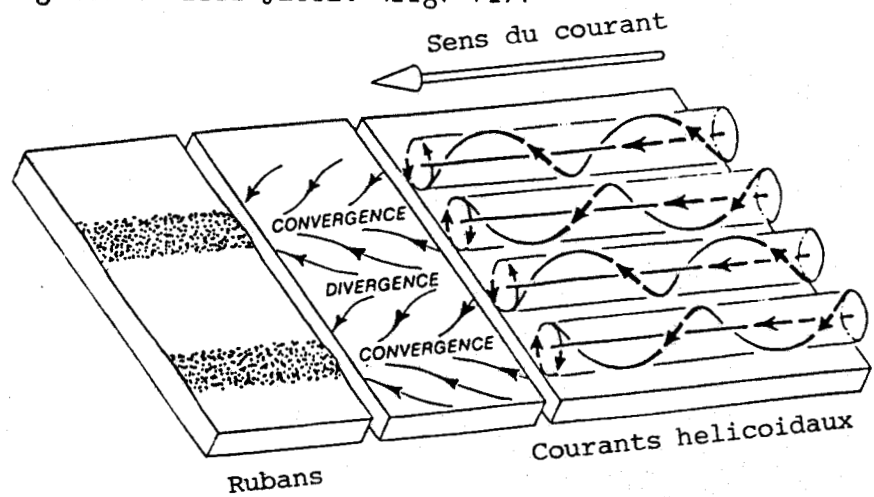


Fig. 71 : Mode de formation possible des rubans sableux (Flood, 1983)

Au large de la Bassure de Baas, les directions des courants mesurées aux sites 422, 67, B, 70 et 86, (c.f. fig.63) sont conformes à l'orientation des structures longitudinales et vérifient bien cette similitude d'orientation. Cette direction N15°E des structures longitudinales est aussi observée pour les rubans du bord externe de la Bassure de Baas, au Nord de Wimereux, et pour les taches sableuses "étirées", au Nord d'Ambleteuse.

Les mégarides observées sur certains rubans sableux et l'ensemble des taches sableuses ont une direction perpendiculaire à l'axe des structures et aux courants. Ceci tend à prouver l'homogénéité des directions des courants sur l'ensemble de la zone comprise entre la Bassure de Baas et le rail de navigation.

b : Vitesse des courants et structures sédimentaires associées.

Si on se réfère aux travaux de Kenyon (1970) ou au schéma de répartition des structures sédimentaires proposé par Belderson et al. (1982, fig.65), les rubans sableux sont associés à des vitesses de courant de surface généralement supérieures à 1 m/s en moyenne vive-eau. La présence de ces rubans au large de la Bassure de Baas est donc tout à fait compatible avec les mesures de courant effectuées aux sites 70 et 86 par exemple.

Les taches sableuses sont associées à des vitesses de courant de l'ordre de 50 cm/s à 80 cm/s pour les formes "intermédiaires" entre rubans et taches (Belderson et al. 1982). La présence de ces structures entre les rubans de la Bassure de Baas et ceux de la terminaison Nord du champ de ridins, sur un substrat plan et faiblement incliné vers le large, suppose soit une atténuation locale des courants dans cette zone, soit un déséquilibre de ces structures par rapport aux conditions hydrodynamiques actuelles. En l'absence de mesures courantologiques au niveau des taches sableuses, il n'est pas possible de lever le doute. Toutefois, la seconde hypothèse me semble mieux adaptée : si les taches sont réellement en déséquilibre par rapport aux courants, leur étirement progressif vers le Nord et la formation de panaches (c.f. chap. III, fig. 46) peuvent être considérés comme un réajustement morphologique par rapport aux conditions actuelles. De plus, on note un antagonisme entre le granoclassement vertical net des sédiments de ces structures et l'hétérogénéité et le mauvais classement des échantillons de surface

(c.f. chap. IV). Ceci pourrait témoigner de conditions de formation de ces taches différentes des conditions actuelles, et d'un réajustement sédimentaire en cours.

c : Analyse qualitative des transits sédimentaires.

c-1. Le lobe oriental de la terminaison Nord du champ de ridins se prolonge, sur une distance de plusieurs kilomètres, par des rubans sableux très développés. Ce passage des vagues de sable aux rubans sableux est typique d'une accélération des courants vers le Nord, dans une zone où la quantité de sable disponible est forte (Belderson et al. 1982). Cet enchainement des structures illustre donc bien le renforcement des courants mis en évidence entre les Caps d'Alprech (site 422) et Gris-Nez (site 67) (fig. 67 et 68).

Comme les rubans sableux indiquent la direction du transit sédimentaire, mais pas son sens, il est nécessaire de rechercher d'autres critères de polarité. Les marques d'obstacles, observées au sein des rubans, en aval de blocs ou de pointements rocheux permettent de définir le sens du transit. Comme le laissaient supposer les vitesses supérieures du courant de flot par rapport au jusant, le transit résultant est orienté vers le Nord.

La zone du large de la Bassure de Baas est donc soumise principalement à l'influence du courant de flot.

c-2. Le long du rail de navigation, à l'Ouest de la zone, la morphologie du lobe occidental de la terminaison du champ de ridins diffère de celle du lobe oriental (c.f. carte h.t.). Cette terminaison arrondie n'est prolongée vers le Nord par aucune structure longitudinale. Ceci suggère une absence de transit sédimentaire vers le Nord. Les mesures de courant et en particulier les vitesses équivalentes atteintes par le flot et le jusant au site 422 semblent confirmer cette hypothèse.

Résumé : Au large de la Bassure de Baas, les rubans sableux sont en équilibre avec les conditions courantologiques actuelles. Par contre, les taches sableuses peuvent être considérées comme des figures résiduelles, en déséquilibre par rapport aux conditions actuelles. L'influence dominante du courant de flot induit un transit des sédiments vers le Nord. Au large de la zone, ce transit semble nettement atténué.

2) LA BASSURE DE BAAS.

2.1 : Les courants de surface.

Les courants, mesurés face à Boulogne (sites 874 et 875) et à Ambleteuse (sites 873 et 929, fig.72), sont alternatifs, de direction S-N à SSE-NNW. Le flot, plus court que le jusant, est aussi plus rapide (fig.72). Devant Ambleteuse, la vitesse maximale du flot atteint 1,2 m/s en vive-eau, et 0,7 m/s en morte-eau ; celle du jusant est seulement de 1,1 m/s en vive-eau et de 0,6 m/s en morte-eau.

Les différences entre les vitesses maximales du flot et du jusant déterminent une asymétrie de l'ordre de 10 % en faveur du flot en marée de vive-eau et de 7 % en marée de morte-eau. Des mesures de longue durée (21 jours) devant Boulogne (site 874) montrent les variations des vitesses du courant en fonction du coefficient de marée (fig. 73) : pour des coefficients de marée compris entre 53 et 85, la vitesse du flot varie de 85 à 115 cm/s ; celle du jusant de 72 à 100 cm/s. Ceci détermine une asymétrie de 13 % environ en faveur du flot. Ces vitesses maximales des courants sont comparables à celles des courants du large, mesurés aux sites 70 et 861 par exemple. Ceci est apparemment en contradiction avec les hypothèses classiques selon lesquelles les courants sont plus faibles sur les bancs qu'à leur périphérie (SHOM, 1968), ainsi qu'avec les résultats de Gaussin (1855), obtenus sur la Bassure de Baas.

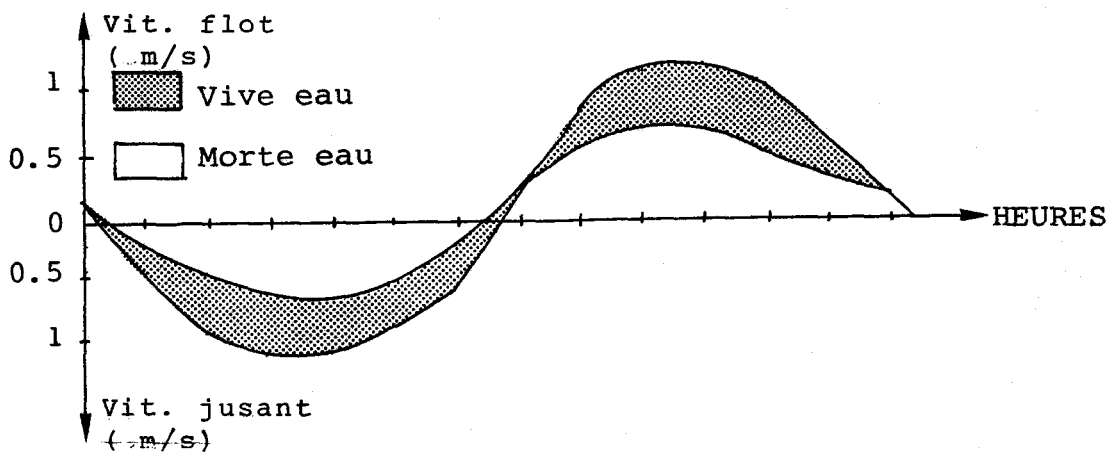


Fig. 72 : Vitesse des courants au cours d'un cycle flot-jusant, aux sites 873 et 929.

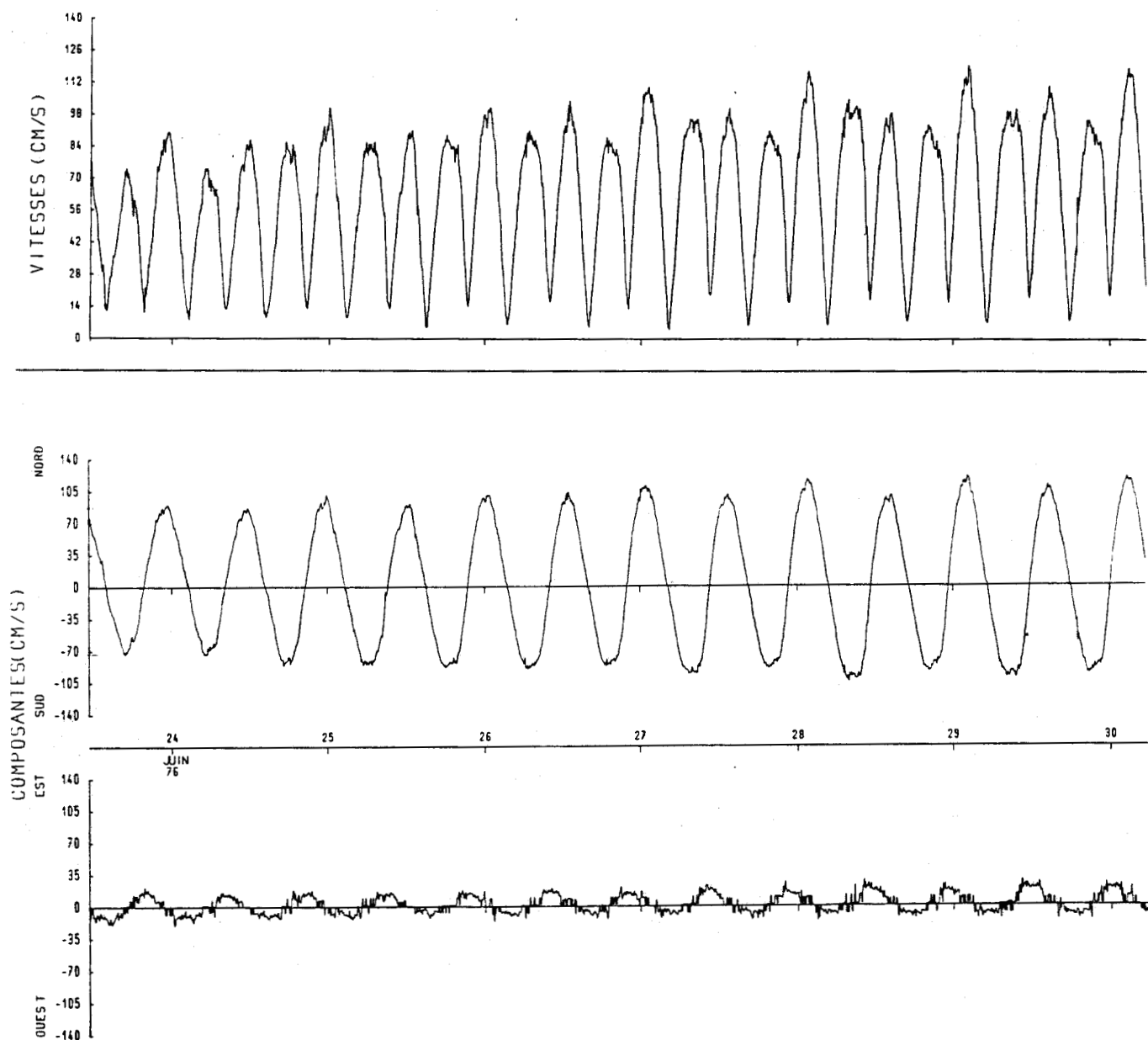


Fig. 73 : Vitesse et direction des courants sur la Bassure de Baas, en face de Boulogne (site 874), pour des coefficients de marée compris entre 47 et 92.

2.2 : Les courants près du fond.

Un cycle de mesures (Br1) d'une durée de 12 heures a été effectué sur le sommet de la Bassure de Baas, au Nord de Wimereux (50°47'10N ; 1°32'50E). Pour une marée moyenne (coefficient 64), les vitesses maximales mesurées à 1m du fond environ sont de 73 cm/s pour le flot et 55 cm/s pour le jusant (fig.74). La résultante des courants est

donc orientée vers le NNE, dans le sens du flot. L'orientation du flot (N20° à N30°) est conforme à celle du flot en surface et à la direction du banc (N5° à 10°E), compte-tenu de la précision de + ou- 10° sur la mesure. Par contre, le jusant porte au N110° - N120°, alors qu'en surface, il porte au N180°. L'influence de la morphologie du fond sur cette direction sera discutée dans les pages suivantes.

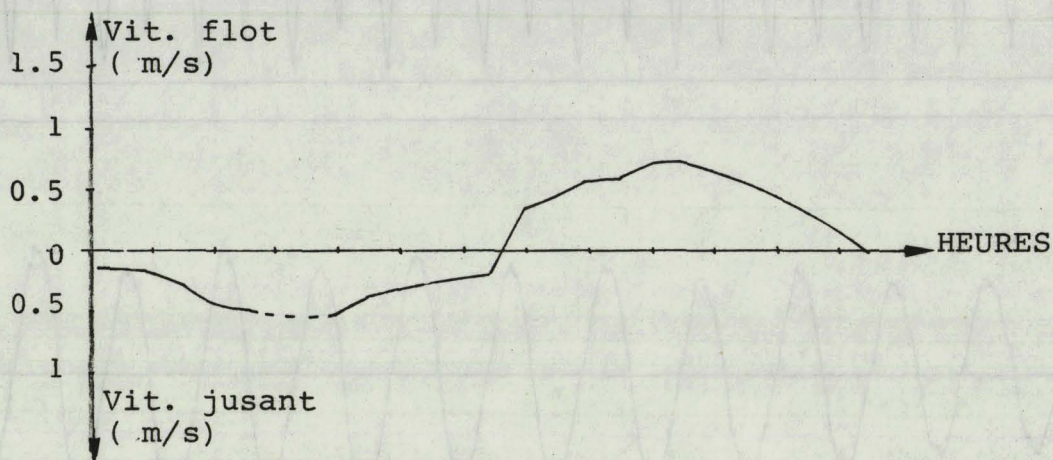


Fig. 74 : Vitesse des courants à 1m du fond sur la Bassure de Baas, en face d'Ambleteuse, (coefficient 64).

2.3 : Figures sédimentaires.

a : Orientation du banc par rapport aux courants.

L'axe principal de la majorité des bancs sableux fait avec la direction du courant dominant un angle généralement compris entre 5 et 15°, pouvant atteindre au maximum 0° à 20° (Kenyon et al., 1981). La partie septentrionale de la Bassure de Baas est parallèle, en face de Boulogne, à la direction N-S des courants, mesurés aux sites 874 et 875. En face d'Ambleteuse, son orientation N5° à N10°E (carte h.t.) est parallèle à celle du flot, mesurée au fond (cycle Br1) mais diffère de celle des courants de surface, de direction N10°W. La faible durée des mesures de courants, au fond comme en surface et les différences d'orientation ne permettent pas d'établir avec certitude une relation entre orientation du banc et des courants au Nord de Boulogne.

b : Orientation des structures transversales.

La direction des crêtes de vagues de sable et de mégarides est globalement perpendiculaire à celle du banc et des courants. On note cependant une orientation des vagues de sable du sommet de la Bassure de

Baas légèrement différente de celles des flancs du banc entre Wimereux et Ambleteuse. Cette différence d'orientation entre les 3 familles de vagues de sable est mineure. Elle ne peut être comparée à la tendance des vagues de sable de certains bancs de Mer du Nord à s'orienter parallèlement à la crête du banc, au voisinage de celle-ci (Belderson et al., 1982).

L'orientation des mégarides, variable d'un flanc à l'autre des vagues de sable (c.f. chap. III, fig. 42), semble corrélable aux directions des courants, mesurés près du fond, entre les vagues de sable du sommet de la Bassure de Baas (fig.74). Sur le flanc sud des vagues de sable, exposé au courant de flot, la différence angulaire entre les directions des mégarides et de la crête est de l'ordre de 10 à 30°. La direction de ces mégarides est orthogonale à la direction du flot, qui porte, en surface comme au fond, au N20° à 30°E. Sur le flanc nord des vagues de sable, à pente généralement plus forte, les mégarides peuvent être perpendiculaires à la crête de ces structures (c.f. chap. III, fig.41). La direction du jusant est, au fond, nettement modifiée par rapport à la surface. Orienté N200° à 220° en surface, celui-ci porte, au fond, au N110°E, c'est à dire dans une direction presque perpendiculaire à celle des mégarides du flanc nord. Ces observations semblent indiquer, malgré la courte durée des mesures courantologiques, l'influence de la morphologie du fond sur l'orientation des courants, et en particulier, sur celle du jusant. En effet, si la direction du flot n'est pas modifiée entre la surface et le fond, celle du jusant semble influencée par la présence des vagues de sable. Il est possible que la direction du jusant mesurée soit modifiée au passage de la crête de vague de sable située immédiatement en amont du point de mesure. Les mégarides s'orientent perpendiculairement à la direction des courants, sur chacun des deux flancs. Une telle orientation du courant de jusant peut provoquer, au niveau du sommet de banc, un transit des sédiments vers l'ESE (N110°), perpendiculaire à l'axe du banc. Compte tenu de la nette prédominance du courant de flot, ce transit ne peut cependant avoir qu'une importance limitée.

c : Relations entre les structures sédimentaires et la vitesse des courants.

Les vagues de sable, avec mégarides et rides, sont associées à des vitesses minimales de courant de 0,6 m/s (c.f. tab. 12 et fig.65). Les vitesses des courants de surface, mesurées en marée de moyenne vive-eau sur la Bassure de Baas sont supérieures à cette valeur limite. Ceci suggère que ces structures, transversales par rapport aux courants, sont en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. Elles peuvent donc être utilisées pour l'analyse quantitative des transits sédimentaires.

d : Etude qualitative des transits sédimentaires.

La morphologie de la terminaison nord du banc, très effilée, constitue un premier indice de l'orientation vers le Nord du transit résultant. Caston (1981) montre que sur les bancs sableux présentant une extrémité arrondie et massive ("tête" du banc) et une autre étroite et effilée, ("queue") le transit sédimentaire résultant est orienté dans le sens de cette dernière. Cet argument morphologique s'accorde avec les données courantologiques, qui montrent, autant en surface qu'au fond, une asymétrie nette vers le Nord, dans le sens du flot.

La dissymétrie des vagues de sable est couramment utilisée pour définir le sens du transit sédimentaire résultant (Stride, 1963 ; Caston, 1971 ; Twichell, 1983 ; Auffret et al., 1984) : le flanc en pente forte des formes dissymétriques est tourné dans le sens du transport résultant. Sur la Bassure de Baas, les trois familles de vagues de sable, le plus souvent orientées vers le Nord, indiquent un transit sédimentaire résultant dans cette direction.

Un tel transit, de même orientation sur les deux flancs et le sommet du banc, est totalement différent de celui défini sur la plupart des bancs de Mer du Nord, par Houbolt, 1968 ; Caston, 1972 ; Kenyon et al., 1981 ; (fig.75).

Remarque : La polarité des mégarides est un indicateur du sens du transport instantané (Twichell, 1983). En raison de l'inversion possible de leur polarité au cours d'un cycle de marée (observée sur les sonogrammes et vérifiée par Dewez (1988), ces structures n'indiquent pas le sens du transit sédimentaire résultant.

Les mesures courantologiques, la morphologie de la terminaison nord de la Bassure de Baas et la polarité des vagues de sable s'accordent pour indiquer un transit général des sédiments vers le Nord sur ce banc.

Un tel transit différencie nettement la dynamique sédimentaire de la partie septentrionale de la Bassure de Baas de celle des bancs de Mer du Nord. Elle diffère également de celles des bancs de Manche orientale, tels que le Vergoyer, dont la dissymétrie transversale suggère une progradation vers la côte (Dewez, 1988). Toutefois, l'orientation particulière du jusant au sommet du banc et le gradient granulométrique transversal de la Bassure de Baas peuvent traduire l'existence d'une composante transversale du transit sédimentaire. Un suivi de sédiments activés s'avère nécessaire pour préciser et quantifier les transits sur le banc.

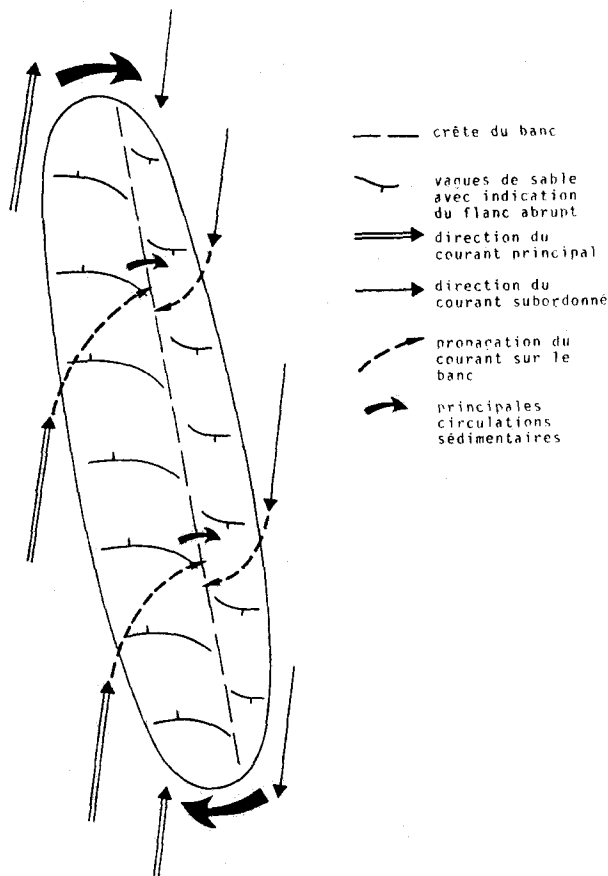


Fig. 75 Modélisation de la morphologie et de la dynamique des bancs de la Mer du Nord (Houbolt, 1968 ; Caston, 1972 et Kenyon et al., 1981).

2.4 : Suivi de traceurs radioactifs

a : Localisation des points d'immersion.

Les deux points d'immersion de traceur (indexés 3 et 4) sont situés, à une même profondeur (12m), sur les flancs de la Bassure de Baas face à Wimereux :

- le point 3 se trouve sur le flanc interne de la Bassure de Baas (1°33'04"E ; 50°47'09"N) ;
- le point 4 se trouve sur le flanc externe du banc, (1°32'22"E ; 50°46'54"N).

Les traceurs (^{137}Cs), de granulométrie identique (250-315 μm), ont été immergés les 10 et 11 septembre. Ils ont pu être suivis jusqu'au 25 septembre aux 2 points ; Un levé partiel a été réalisé le 28 novembre au point 3.

Au cours du mois de septembre, les vents de secteur W à SW et NE à E ont dominé. Leur vitesse n'a pas excédé 20 m/s. En octobre, en revanche, une tempête de secteur SW a eu lieu (avec des vents de 25 m/s pendant 3 jours).

b : Résultats du suivi.

Les résultats présentés ici proviennent du rapport de R. Hoslin (C.E.A./S.A.R.), 1987.

L'évolution des taches de traceur, comparable aux sites 3 et 4 est la suivante (fig. 76) :

- En période de marée moyenne à faible, du 10 au 16 septembre (coefficient 41 à 70), le transit sédimentaire, de direction S-N, ne montre pas de sens préférentiel : la tache de traceur de direction SSW-NNE, est assez symétrique par rapport au point d'immersion. le déplacement du centre de gravité de la tache (CG) est de 22m vers le NNE au point 3, et de 11m SSW au point 4, (où l'immersion a eu lieu en jusant). La faible dispersion de la radioactivité révélée par les mesures laisse penser à une forte concentration du traceur au point d'immersion.

- En période de vive-eau (du 16 au 25 septembre), le déplacement est cette fois nettement orienté vers le NNE, en chacun des deux points. Les taches de traceur ont une longueur de 800 à 1000m, pour une largeur inférieure à 200m. Le centre de gravité de ces taches s'est déplacé de 50m en moyenne vers le NNE, soit une moyenne journalière de 3,5 à 4m.

Entre les deux derniers levés (25 septembre et 26 novembre), la répartition du traceur a peu varié au point 3. Les taches, étirées selon une direction N-S, montrent que les houles de tempête du mois d'octobre, de direction SW, n'ont pas induit de transit significatif perpendiculairement à l'axe du banc. L'épaisseur E du remaniement et le débit sédimentaire Q ont pu être calculés par la méthode du bilan des taux de comptage (c.f. chap. II). L'épaisseur calculée est de 6 cm, ce qui donne un débit de charriage Q compris entre 0,2 et 0,25 m³/m/jour au point 3 (tab.14).

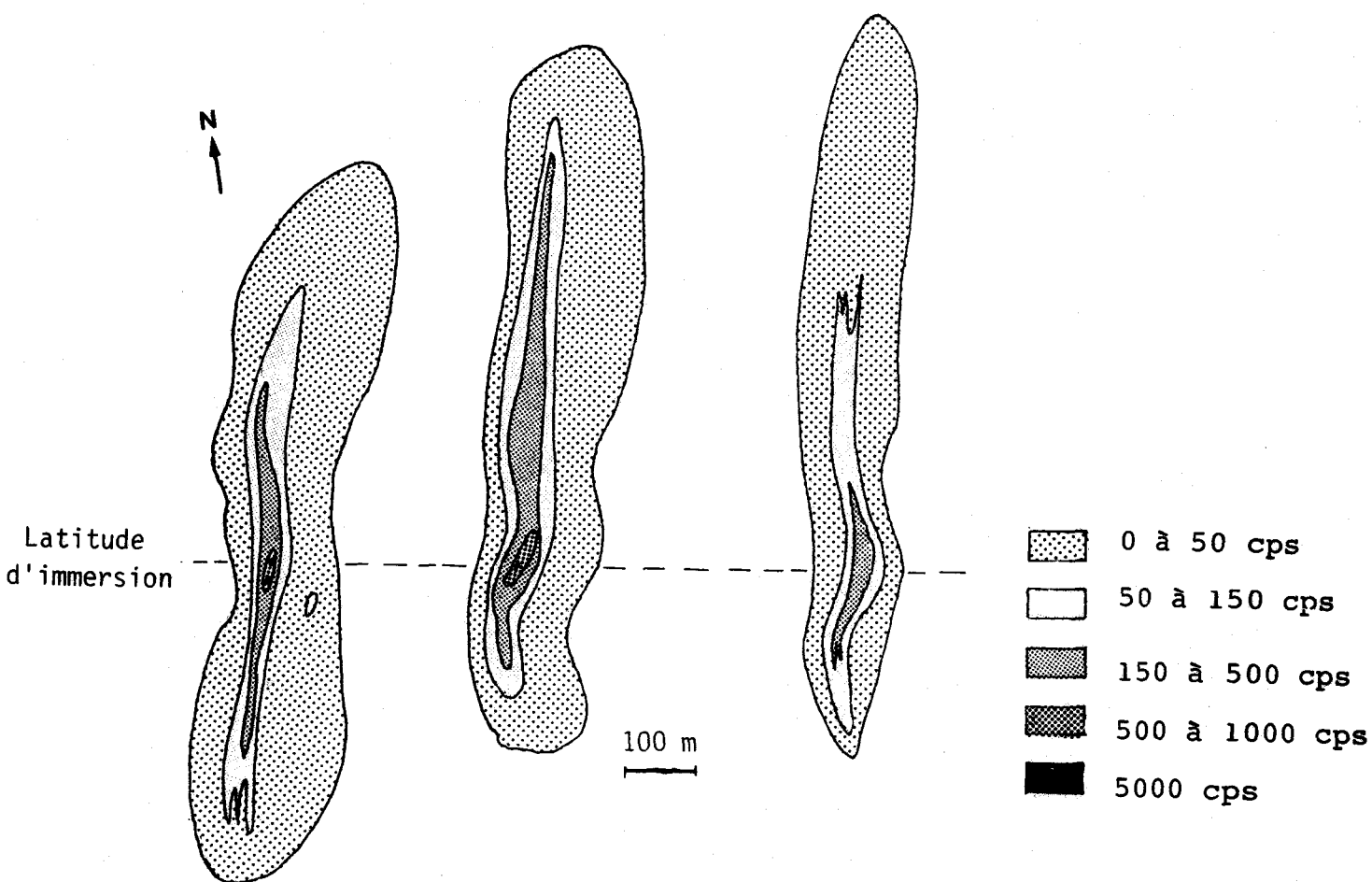


Fig. 76 Répartition du traceur radioactif sur la Bassure de Baas (point 3), le 16/09/86 (A), le 25/09/86 (B), le 27/11/86 (C), (Hoslin, 1987).

	10 et 11 septembre 1986	15 et 16 septembre 1986	25 septembre 1986	27 et 28 novembre 1986
Jours après immersion		5	14	77
A immergée	0,87 Ci	0,83 Ci	0,76 Ci	0,42 Ci
A retrouvée		0,23 Ci	0,56 Ci	0,05 Ci
pt3 % détection		28	74	12
C G de mise		22 m NNE	54 m NNE	(résultats partiels)
V m.j ⁻¹ en place		4,4	3,9	173 m NNE
E cm		-	6	
Q m ³ .m ⁻¹ j ⁻¹		-	0,23	2,2
A immergée	1,77 Ci	1,68 Ci	1,05 Ci	
A retrouvée	détection	0,18 Ci	0,31 Ci	zone
pt4 % de mise		11	30	couverte
C G en place		11 m SSW	49 m NNE	de
V m.j ⁻¹			3,5	trémails

Tab. 14 : Synthèse des principaux résultats du traçage radio-actif sur la Bassure de Baas (Hoslin, 1987).

c : Précision des mesures (Hoslin, 1987).

L'estimation du transport solide par charriage repose sur une double mesure :

- celle de la vitesse moyenne du déplacement du centre de gravité du nuage formé par les particules radioactives ;
- celle de l'épaisseur du transport E, obtenue en résolvant l'équation du bilan des taux de comptage.

C'est dans cette dernière détermination que se situe la plus grande incertitude. Ceci est dû au fait que la différence entre l'activité totale immergée (corrigée de la décroissance radioactive) et l'activité totale détectée est imputée au mélange, sur une épaisseur E, du traceur avec des sables naturels, qui provoquent l'atténuation partielle des rayonnements émis par l'iridium 192. Autrement dit, il y a une

surestimation de E et donc du charriage quand on néglige le transport par remise en suspension.

Cette surestimation, dans le cas de cette étude, peut atteindre un facteur 2. Ce qui est dans le domaine des transports solides sous l'action des courants et des houles très faible en comparaison des écarts auxquelles conduisent les équations théoriques ou semi empiriques. Dans ce cas, ces écarts sont compris entre 10 et 50 (Heathershaw, 1980)

Dans le cas présent, le transport par charriage est probablement surestimé et le transport par suspension, quand il existe, n'est pas pris en considération. Or, il ne faut pas oublier que les traceurs radioactifs immergés ont une granulométrie fine et très classée. Si le transport par suspension était prédominant, les pourcentages d'activités retrouvés 77 jours après les immersions seraient voisins de zéro. Ce n'est pas le cas.

d : Interprétation des résultats.

Ce suivi de traceurs radioactifs confirme l'orientation du transit sédimentaire vers le NNE sur chacun des deux flancs de la Bassure de Baas, et l'action dominante des courants de marée. L'épaisseur de la couche mobile de sédiment est au maximum de 6 cm. Cette valeur est comparable à celle obtenue par la même méthode sur les ridins du Havre (Anguenot et al., 1972) Seule la pellicule superficielle du banc est donc mobile.

Le débit annuel maximal par charriage sur le fond, rapporté à la largeur totale de la Bassure de Baas, serait de l'ordre de 170 à 210 000 m³. Cette approximation, qui s'appuie sur des déplacements identiques du traceur de part et d'autre du banc, suppose un débit constant sur toute sa largeur. Compte tenu de la précision du calcul de l'épaisseur de remaniement, nous pouvons attribuer au débit annuel moyen une valeur de 80 à 100 000 m³ sur la Bassure de Baas.

3) ENTRE LA BASSURE DE BAAS ET LA COTE.

3.1 : Courants de surface.

Les mesures effectuées au site 3 (c.f. tab.10) montrent le caractère alternatif des courants. Le flot porte au N10° à 15°E, du Cap d'Alprech à Boulogne (sites 3 et 72A). Les saillies que constituent le Cap d'Alprech et les digues du Port de Boulogne provoquent une accélération nette des courants : en marée de vive-eau moyenne, la vitesse du flot passe de 1,55 m/s au point 72A à 2,4 m/s en face de Boulogne (site 3). Elle diminue ensuite vers le Nord : en face de Wimereux (site 860), elle n'est plus que de 0,85 m/s. La différence entre les vitesses maximales du flot et du jusant est, en marée de vive-eau moyenne, de 8 % en faveur du flot devant Boulogne, et de 17 % devant Wimereux. Ceci indique un transit sédimentaire résultant nettement orienté vers le Nord.

A proximité immédiate de la digue Carnot (point 5) la vitesse des courants est plus faible qu'au large (1,35 m/s pour le flot à coefficient 95) ; de plus, le flot porte au N30°E, c'est à dire vers l'intérieur du port. Ceci tend à définir une circulation des eaux à sens horaire dans le port (SHOM, 1968).

3.2 : Figures sédimentaires.

a : Orientation.

Les sillons graveleux, observés au sud du Cap d'Alprech et le long du bord interne de la Bassure de Baas, et les rubans sableux situés à proximité du banc ou du prisme littoral présentent une orientation constante (N10° à 15°E), du Cap d'Alprech à Boulogne (c.f. carte h.t.). Cette direction coïncide avec celle du courant de flot, mesurée aux sites 72A et 5 (c.f. fig.63).

De Boulogne à Audresselles, où aucune mesure de direction des courants n'a été effectuée, l'orientation des rubans sableux passe progressivement de NNE à N, puis NNW (c.f. chap. III et carte h.t.).

Ce changement d'orientation, identique à celui des falaises côtières entre Boulogne et Audresselles, suggère une influence de la côte sur les courants. Ce contrôle littoral s'étend jusqu'au pied du flanc interne de la Bassure de Baas, à 3 km environ de la côte. Sur le flanc externe du

banc côtier (c.f. carte h.t.), les mégarides de direction W-E et les rubans suggèrent une orientation S-N des courants.

Au sommet du banc côtier, des mégarides de longueur d'onde voisine de 2m ont été cartographiées après une violente tempête de secteur SW à W. L'orientation S-N de leur crête, et leur aspect linéaire ou bifurqué sur les sonogrammes permettent d'attribuer leur formation aux houles. Elles couvrent plusieurs petites zones, de quelques centaines de m², à une profondeur voisine de 10m.

Ces mégarides expriment l'influence dominante des houles de tempête sur les courants en zone côtière. Elles témoignent également d'une action des houles sur les sédiments jusqu'à une profondeur de l'ordre de 10m.

De telles houles doivent également agir sur le sommet de la Bassure de Baas, situé à une profondeur légèrement inférieure à 10m. L'absence de structures liées à la houle au cours de la même période témoigne néanmoins de l'action dominante des courants sur le sommet de la Bassure de Baas. Une combinaison des deux facteurs, houles et courants de marée, est probable dans les secteurs les plus élevés de la Bassure de Baas..

b : Transit sédimentaire.

La présence du banc côtier au nord des digues du port de Boulogne est un premier indicateur de l'orientation du transit résultant vers le Nord. En effet, un tel banc se dispose en aval de l'obstacle qui l'a initié et indique par sa position la direction du transit sédimentaire résultant (Kenyon et al., 1981).

En face de Equihen, au sud du Cap d'Alprech, le bord interne de la Bassure de Baas est relié au prisme littoral par une couverture sableuse continue et mince (Augris et al., 1987 ; Dewez, 1988). Cette couverture sableuse continue devient progressivement discontinue vers le Nord, puis passe à des rubans sableux, au niveau du Cap d'Alprech (carte h.t.). La modification de la couverture sableuse semble une conséquence directe du renforcement des courants au niveau du Cap d'Alprech et du Port de Boulogne. Ce renforcement local des courants est également exprimé par la granularité plus élevée des sédiments le long de la digue sud du Port (sable moyen de type 2) que dans les secteurs du prisme littoral situés de part et d'autre du port, et constitués de sables fins de type 1 (c.f. chap. IV et carte h.t.).

Au droit de Wimereux, les rubans sableux côtiers ont tendance à fusionner, entre la Bassure de Baas et le banc côtier. Cette jonction des rubans vers le Nord indique une diminution des courants et une orientation du transit sédimentaire résultant vers le Nord.

Enfin, au Nord d'Audresselles, les relations géométriques entre les rubans sableux et les petits bancs rocheux en relief indiquent également un transit sédimentaire résultant vers le Nord. En effet, le sédiment du ruban a tendance à s'accumuler en aval du banc rocheux, où le courant est plus faible, avant d'être repris dans une structure de type ruban sableux ou traînée sableuse, souvent déviée par rapport à la structure amont (c.f. chap. III, fig.46).

Résumé : Entre les Caps d'Alprech et du Gris-Nez, les mesures courantologiques, les structures sédimentaires et le suivi de traceurs radioactif indiquent un transit général des sédiments vers le Nord (fig.77). Ce transit sédimentaire parallèle à la côte est essentiellement dû aux courants de marée, et surtout au courant de flot. La Bassure de Baas constitue non seulement le relief majeur de la zone mais aussi une frontière entre un domaine du large, où la direction des courants est constante, et un domaine côtier influencé par la morphologie littorale. L'influence côtière se traduit, d'une part par une accélération des courants au niveau du Cap d'Alprech et du Port de Boulogne, et d'autre part par une légère modification de la direction du flot.

L'orientation du transit sédimentaire, identique sur les deux flancs et le sommet de la Bassure de Baas, indique une "fuite" du sédiment vers le Nord. Le volume annuel transporté est important, de l'ordre de 100 000m³ par an. Ce transit s'effectue essentiellement par charriage sur le fond, et ne concerne que la pellicule superficielle du banc, de quelques cm d'épaisseur.

L'action des houles de tempête n'est clairement mise en évidence qu'à proximité de la côte, à une profondeur de 10m. Elle s'exprime par des mégarides de direction N-S.

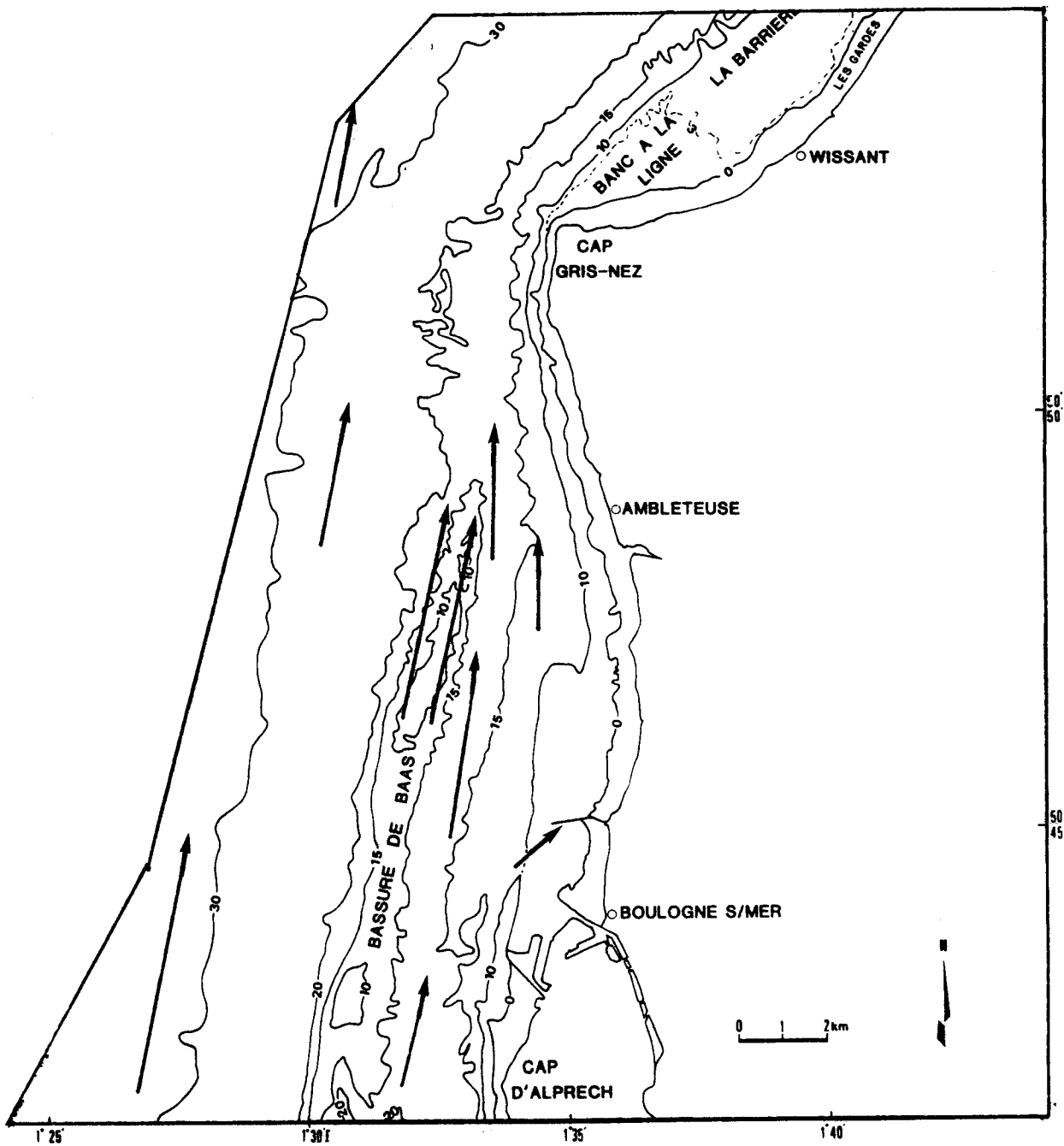


Fig. 77 : Orientation du transit sédimentaire résultant entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez.

C) AU NIVEAU DU CAP GRIS-NEZ.

Les mesures courantologiques, les structures sédimentaires et le traçage radioactif indiquent un transit général des sédiments de la Bassure de Baas vers le Nord.

Au niveau du Cap Gris-Nez, les rubans sableux sont interrompus par les crêtes rocheuses. La présence de sable, piégé localement entre ces crêtes rocheuses, ou déposé en minces placages sur les bancs rocheux inclinés, semble indiquer une continuité des structures sédimentaires et une poursuite du transit sédimentaire au-delà du Cap Gris-Nez.

L'observation de fortes quantités de sable en suspension, en surface, et par temps calme, au niveau de ces crêtes, suggère également un transit sédimentaire au niveau du Cap. Ces arguments indirects sont toutefois insuffisants pour définir avec précision les phénomènes hydro-sédimentaires au niveau de cette zone très accidentée et à hydrodynamisme très élevé. Ces phénomènes seront principalement définis d'après les caractéristiques dynamiques différentes mises en évidence de part et d'autre du Cap Gris-Nez.

D) DU CAP GRIS-NEZ AU CAP BLANC-NEZ.

1) LE DOMAINE DU LARGE.

Le domaine du large s'étend de l'isobathe 20m à la limite du rail de navigation. Son extension correspond à celle des cailloutis du large (carte h.t.).

1.1 : Les courants de surface.

Les 3 sites de mesures du SHOM, indexés 859, 857 et F (c.f. fig.63 et tab.11), se répartissent, à une profondeur de 25m environ, selon une direction SW-NE, parallèle à la côte. Sur chacun de ces sites, les courants sont alternatifs, de direction générale SW-NE. Le flot porte au N040-050°. La vitesse des courants décroît à mesure qu'on s'éloigne du Cap Gris-Nez. En marée de vive-eau (coefficient 95), la

vitesse maximale du flot est de 1,7 m/s au site 859, pour seulement 1,5 m/s au site F. On note par contre peu de différence en marée de vive-eau moyenne entre les vitesses mesurées au large du Cap Gris-nez et face à Vissant (site 859) Sur les sites 859 et 857, les vitesses maximales des courants de flot comme de jusant sont sensiblement identiques, pour un coefficient de marée donné (fig.78). Par contre, au site E, le plus oriental, la vitesse du jusant est supérieure de 6 % environ à celle du flot (fig.79). Comme la durée du jusant est supérieure de 1 heure à celle du flot, le transit résultant de la masse d'eau est orienté vers le SW, dans le sens du jusant.

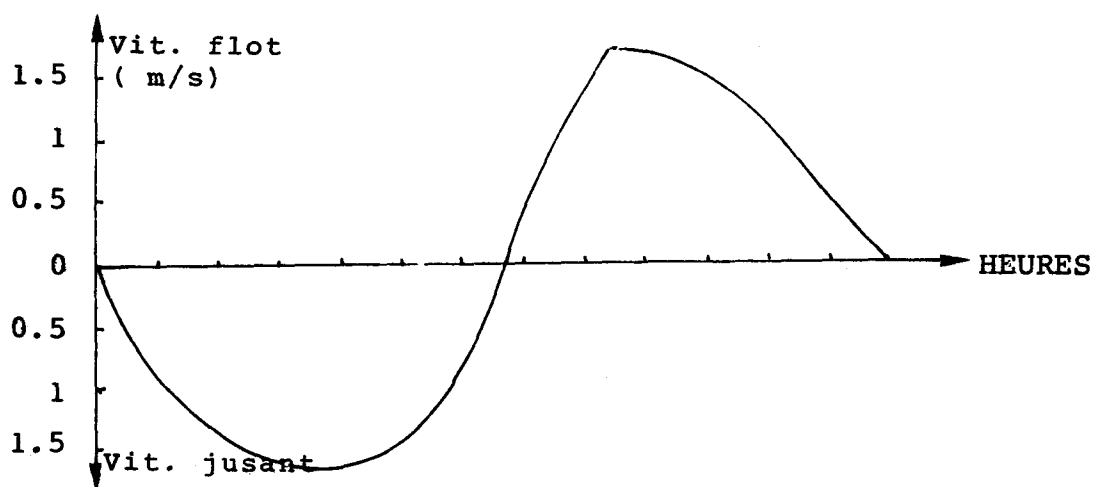


Fig. 78 Variation de la vitesse du flot et du jusant en marée de vive-eau moyenne au large de Vissant (site 857).

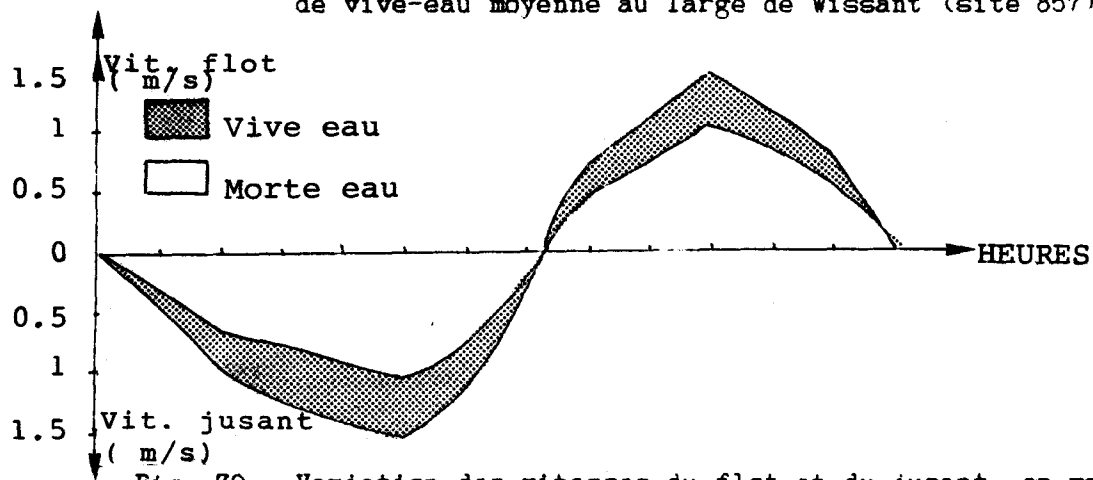


Fig. 79 : Variation des vitesses du flot et du jusant, en marées de vive-eau et de morte-eau moyenne, au large du Cap Blanc-Nez (site E).

Au site 859, le tracé des vecteurs cumulés sur une période de 8 jours montre un transit résultant d'une molécule d'eau de surface de 110 km environ vers le SW.

En résumé, les courants de surface diffèrent, au large de la Baie de Wissant, de ceux mesurés entre Boulogne et le Cap Gris-Nez par leur orientation SW-NE, identique à celle de la côte. La vitesse des courants varie peu, à coefficient égal, du large du Cap Gris-Nez au large de Wissant (site 859) ; elle décroît ensuite rapidement vers le NE (site E). Au large du Cap Blanc-Nez, le courant de jusant devient supérieur, en vitesse et en durée, au courant de flot dans les eaux superficielles.

1.2 : Les déplacements sédimentaires.

Les cailloutis de silex, largement dominants au large de la Baie de Wissant (carte h.t. et chap. III) ont fait l'objet de dragages. Certains galets récoltés présentent une épifaune importante (c.f. chap. IV) qui témoigne de leur stabilité, alors que d'autres en sont totalement dépourvus. Le degré d'usure des cortex, très variable, est maximal pour les galets dépourvus d'épifaune. Ceci semble traduire, localement, un faible mouvement des silex, suffisant pour provoquer des chocs répétés entre les galets et l'usure mécanique de leur cortex, plus tendre que le silex lui-même. Des débris de silex de taille millimétrique sont d'ailleurs abondants dans certains échantillons. .

Ce déplacement des galets de silex est très limité dans l'espace, au moins à des profondeurs voisines de 20m. En effet, les traces d'exploitation de granulats détectées entre le Cap Gris-Nez et Wissant, à l'aide du sonar latéral, montrent clairement que ces sillons peu profonds n'ont pas été comblés par les cailloutis environnants entre 1981, date de l'arrêt de l'exploitation, et 1985 (Augris et al., 1987).

1.3 : Les structures sédimentaires.

Le panache sableux édifié en arrière de l'épave du cargo "Abbeville" (carte h.t. et chap. III), indique, par son orientation SW-NE, une direction de transit sédimentaire identique à celle des courants de surface. Ce type de structure permet aussi de définir le sens de ce transit (Caston, 1979) : le panache s'étend en aval de l'épave par rapport au courant dominant. Dans notre cas, le panache majeur, d'une

longueur de 3 km, est édifié au NE de l'épave, sous l'action du courant de flot, alors que la longueur du panache "de jusant" n'excède pas 100m. Cette dissymétrie traduit bien le sens NE du transit résultant sur le fond. Cette orientation du transit sédimentaire vers le NE sur le fond, opposée à la résultante vers le SW du transit de la masse d'eau, montre la difficulté de prédiction du sens des transits sédimentaires, quand les vitesses maximales du flot et du jusant sont très peu différentes. Il faut cependant souligner le caractère ponctuel des mesures de courant (quelques jours), par rapport à l'édification d'une structure sédimentaire de cette taille.

1.4 : Granularité des sédiments.

Les analyses granulométriques montrent (chap. IV) que ce panache est constitué de sables moyens de type 2, en tout point identiques à ceux du flanc externe de la Bassure de Baas par exemple.

En raison des vitesses élevées des courants au large de la Baie de Wissant et du Cap Gris-Nez, les sédiments issus de la zone Boulogne - Audresselles ne peuvent se déposer durablement que dans des zones particulières, abritées du courant de flot dominant. L'épave du cargo constitue ici un obstacle suffisant pour atténuer notablement le courant de flot et permettre le dépôt de sable en aval.

En résumé, le transit sédimentaire est, au large de la Baie, nettement orienté vers le NE, alors que le transit des eaux de surface semble orienté vers le SW. Les vitesses élevées du courant ne permettent l'édification de structures sédimentaires que dans les zones abritées.

2) LE PIED DE BANC DE WISSANT.

Ce domaine, limité par les isobathes 15m et 20m, correspond à la zone des rubans sableux, définie au chapitre III.

2.1 : Les courants de surface.

Le site 858, proche du Cap gris-Nez, a fait l'objet d'un cycle de mesures de 32 heures, par le SHOM. Les courants y sont alternatifs, de direction SW-NE. Le flot, qui porte au NE, est plus court que le jusant qui porte au SW. La vitesse des courants, calculée pour des

coefficients de marée de 95 (vive-eau moyenne) et 45 (morte-eau moyenne) est élevée (fig.80) ; en marée de vive-eau moyenne, la vitesse du flot atteint 1,95 m/s, celle du jusant 1,3 m/s. Cette prédominance nette du courant de flot détermine un sens résultant de transit des eaux de surface vers le NE.

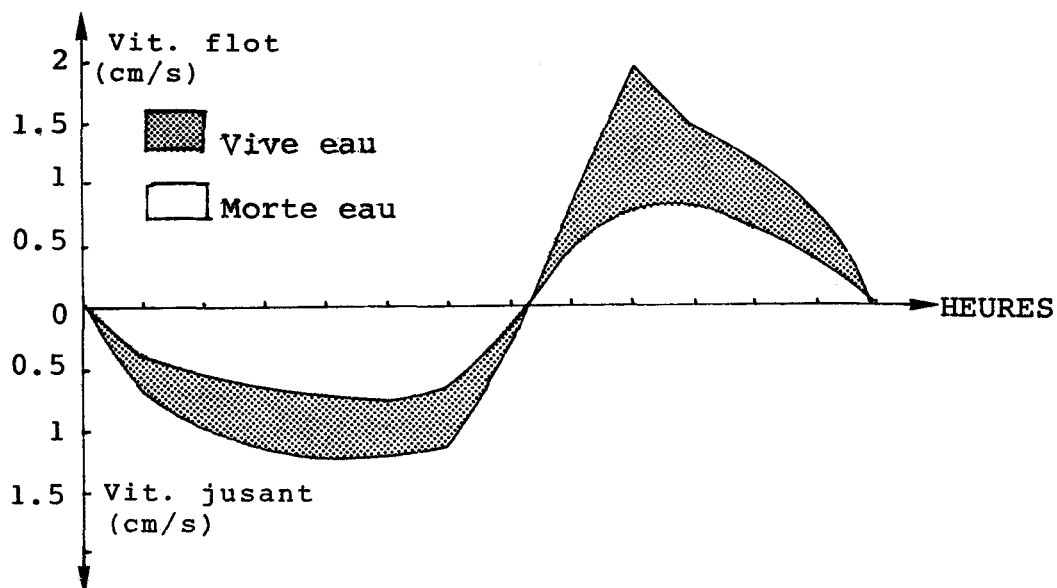


Fig. 80 : Vitesse des courants de surface en marées de vive-eau et morte-eau moyennes au pied du Banc à la Ligne (site 858).

2.2 : Les courants de fond.

Nous avons procédé, en ce même site 858, à des enregistrements de courant près du fond à l'aide d'un courantomètre enregistreur Aanderaa. Ceux-ci, d'une durée de 4 jours, montrent une orientation SW-NE des courants, identique à celle mesurée en surface. Par contre, le jusant est supérieur en durée, mais aussi en vitesse, au flot (fig.81) : Les vitesses maximales, pour des coefficients de marée compris entre 77 et 92, sont de 112 à 122 cm/s pour le jusant, et seulement de 91 à 100 cm/s pour le flot.

De plus, les pics de flot et de jusant présentent, sur un diagramme de la vitesse du courant par rapport au temps une allure très différente (fig.82) : le pic de flot est très étroit, car la durée pendant laquelle sa vitesse excède 75 cm/s (par exemple) est seulement de 1 heure. Le

pic de jusant est au contraire très large, sa vitesse étant supérieure à cette même valeur de 75 cm/s pendant 4 à 5 heures.

Cette nette prédominance du courant de jusant se traduit par un transit cumulé des eaux de fond de 55 km environ vers le SW pendant la durée des mesures.

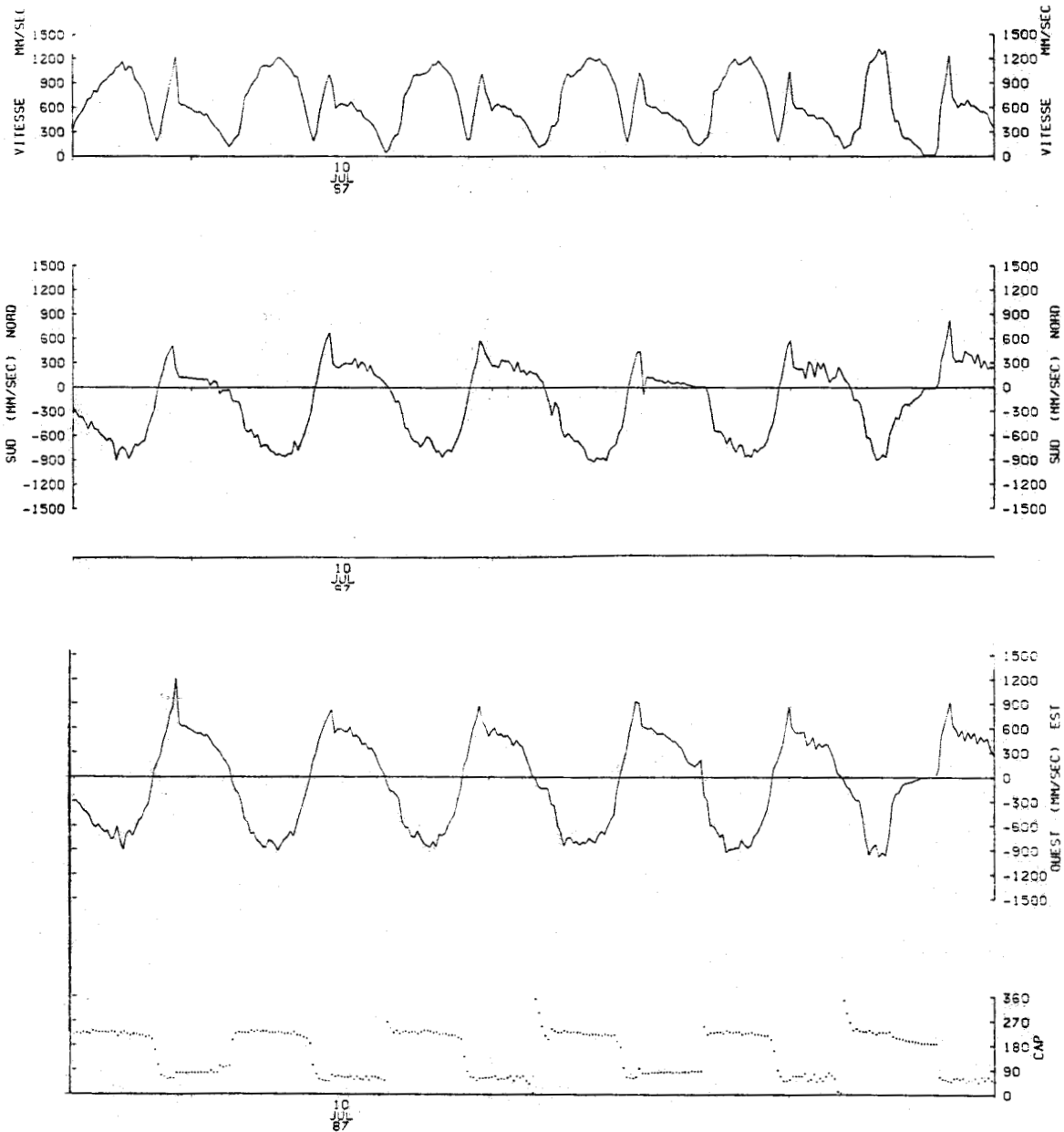


Fig. 81 : Vitesse et direction des courants, à 1m du fond, au pied du Banc à la Ligne (site 858), pour des coefficients de marée compris entre 77 et 92.

La comparaison des intervalles de variation des vitesses du flot et du jusant en surface (pour des coefficients de marée compris entre 70 et 95) et au fond (pour des coefficients de 77 à 92) montre (fig.82) :

- que l'augmentation du coefficient de marée se traduit surtout par une vitesse supérieure du flot en surface.

- que la forme générale des courbes de jusant, en surface et au fond, est assez voisine (à l'exclusion du dernier cycle de mesures, c.f. fig.81). La différence entre les vitesses maximales du jusant en surface et au fond, très faible, est conforme à l'évolution verticale des courants dans des fonds de 20m (SHOM, 1968).

- Les courbes de flot montrent, en surface comme au fond, un "pic" très marqué. La différence entre les vitesses maximales du flot, en surface et au fond, est importante (0,7 m/s).

Une telle atténuation paraît anormale. Elle pourrait résulter de l'influence des "barrières rocheuses" qui prolongent le Cap Gris-Nez (carte h.t.) : celles-ci, situées en amont du point de mesure exercent un freinage intense sur le flot au niveau du fond, alors qu'elles ne perturbent pas le jusant qui porte au SW.

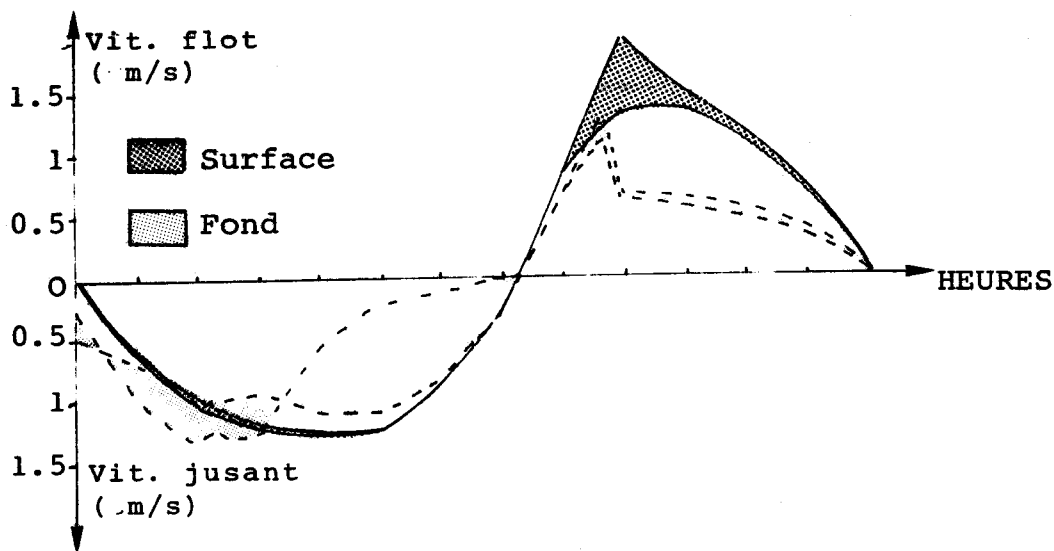


Fig. 82 : Comparaison des vitesses des courants en surface et au fond, au pied du Banc à la Ligne (site 858).

2.3 : Les structures sédimentaires.

L'orientation SW-NE des différents types de structures sédimentaires longitudinales (rubans sableux, sillons graveleux et marques d'obstacles), est conforme à celle des courants, mesurés en surface et au fond. Du SW vers le NE, différents types de structures s'enchainent (chap. III, fig.48). Les rubans sableux, étroits au SW, convergent vers le NE en une structure de plusieurs centaines de mètres de largeur, pourvue de mégarides. Cette convergence traduit une diminution de la vitesse du courant vers le NE et une orientation identique du transit sédimentaire résultant (Kenyon, 1970). Latéralement, sur le bord sud-oriental du complexe, le passage des rubans sableux aux mégarides puis aux vagues de sable isolées de type barkhane, localement disposées en échelon et séparées par de petits rubans sableux, est typique des zones à faible stock sédimentaire mobilisable (Belderson et al., 1982 ; fig.66). Cet enchainement classique, décrit par Kenyon (1970), est fréquemment observé à l'approche des zones à couverture sédimentaire continue (Auffret et al., 1984). La nette dissymétrie des barkhanes à flanc abrupt orienté vers le NE, et la concavité de leur crête dans cette direction indiquent le sens du transport sédimentaire résultant. De plus, la disposition en échelon de ces barkhanes et la présence de rubans sableux issus de leurs extrémités montre l'interdépendance de ces structures (Belderson et Kenyon, 1969). Les structures sédimentaires observées au pied du Banc de Wissant traduisent une diminution des courants vers le NE, et un transit sédimentaire de même sens, sur une distance longitudinale de 6 km. Parallèlement à la diminution des courants, on observe une évolution vers une couverture sédimentaire continue, au NE de la zone. Les mesures courantologiques effectuées près de l'extrémité SW du complexe de rubans indiquent quant à elles un transit orienté vers le SW. Ces mesures n'ont donc qu'une valeur locale, limitée à la zone la plus proche du Cap gris-Nez. Cette inversion locale du sens du transit sédimentaire est liée à l'amortissement du courant de flot par les crêtes rocheuses qui prolongent ce cap. Dans ce cas précis, seules les mesures courantologiques indiquent cette perturbation locale des courants, les structures sédimentaires (les rubans sableux en l'occurrence) ne permettent pas de mettre en évidence une inversion du sens du transit sédimentaire.

2.4 : Apports des analyses granulométriques.

Les rubans sableux sont composés de sables moyens 315-500 μm , de type 3 (c.f. chap. IV), dans lesquels la fraction 200-315 μm est très peu abondante.

Les barkhanes aussi constituées de sable de type 3, ne semblent pas contenir de sable de type 2 en quantité significative.

Afin de connaître le devenir de ces sédiments, nous avons décidé d'introduire et de suivre, au pied du Banc de Wissant, un sédiment activé de granularité voisine de 250 μm , inférieure à celle des sédiments naturels des rubans sableux.

2.5 : Traçage radioactif.

a : Résultats.

Le traceur radioactif, de taille 200-250 μm , a été immergé le 10 septembre 1986 au pied du Banc de Wissant (au point 2, de coordonnées 1°37'43"E, 50°54'35"N (cf. fig. 23)).

Le 3 novembre, soit 54 jours après son immersion, la tache de traceur a une longueur de 1000m pour une largeur de 500m. Son centre de gravité, situé à 166m au NE du point d'immersion, indique un net déplacement du sédiment vers le NE. Cependant, la répartition du traceur au sein de la tache est très différente de celle observée sur la Bassure de Baas : il est concentré en 3 îlots, séparés par des zones de moindre concentration (fig.83). Notons que les 3 zones à forte concentration ne correspondent pas aux vagues de sable en "barkhanes".

Le 21 novembre, soit 74 jours après l'immersion, la longueur de la tache de traceur est de 2800m, pour une largeur de 500m. Son centre de gravité s'est déplacé de 821m vers le NE, par rapport au point d'immersion.

La vitesse de déplacement est de l'ordre de 11 m/jour. le traceur se répartit en 5 "îlots" principaux (fig.83 & 84).

b : Interprétation.

La répartition du traceur en paquets indépendants des structures sédimentaires majeures est interprétée comme la conséquence d'un transport mixte, par charriage sur le fond et en suspension (Hoslin, 1987).

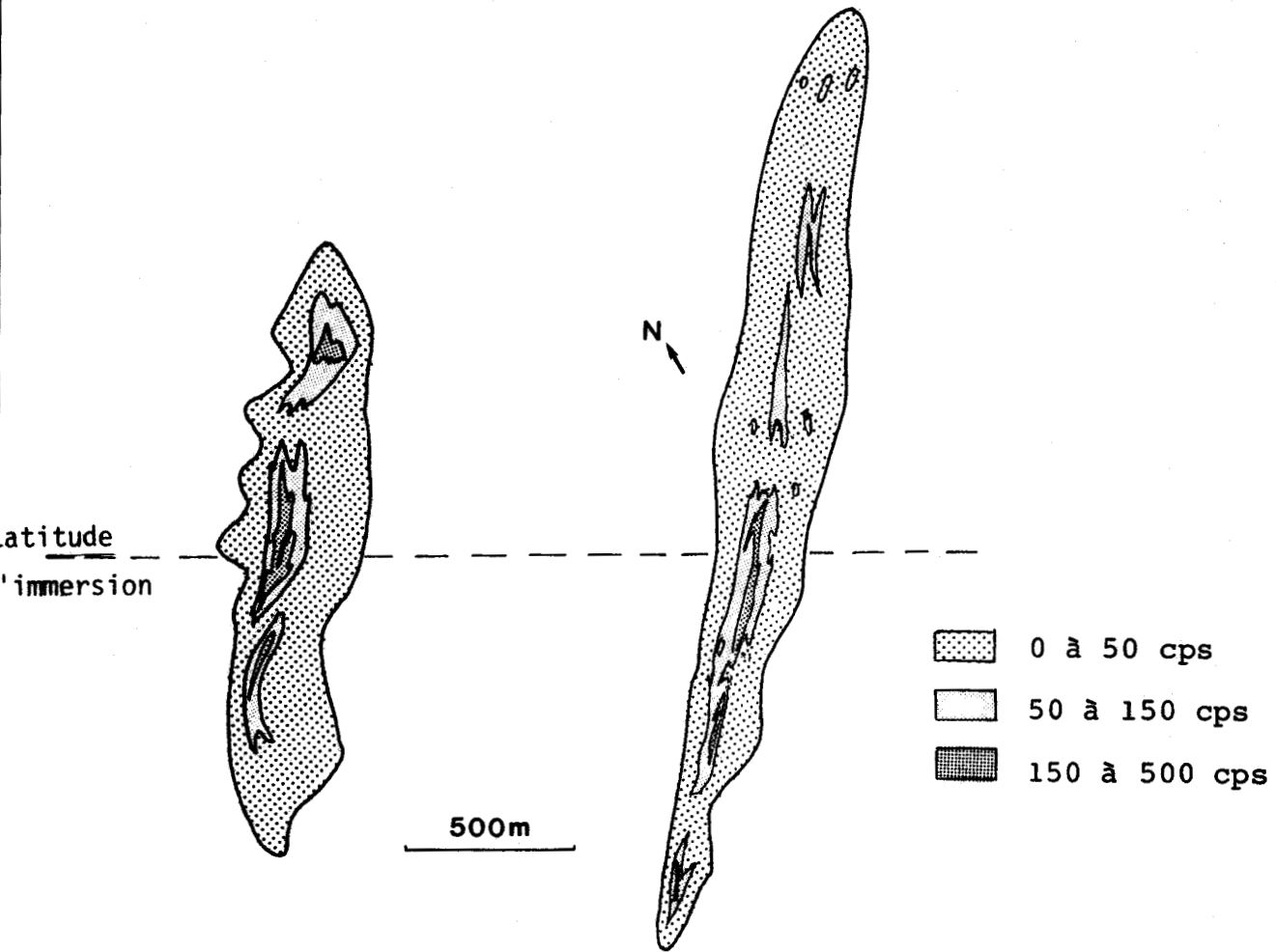


Fig. 83 : Répartition du traceur radioactif au pied du Banc à la Ligne, le 3/11 et le 28/11/86.

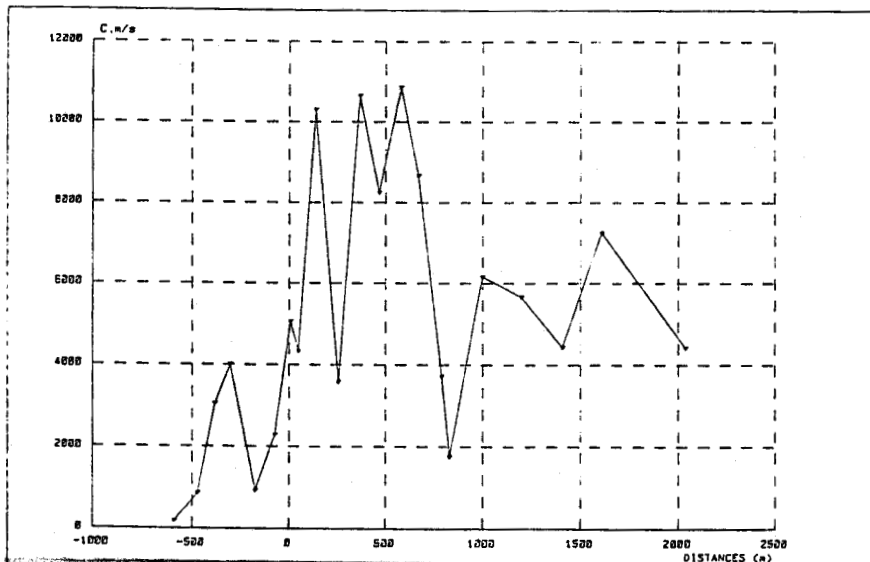


Fig. 84 : Diagramme de répartition du traceur le 28/11/86.

Ce mode de transport mixte permet d'expliquer la taille importante de la tache de traceur (3 fois supérieure à celles mesurées sur la Bassure de Baas), la répartition discontinue du traceur au sein de la tache et la faible activité détectée (40-50 %), due à une dispersion plus importante lors de la mise en suspension.

Le mode de transport des sables de taille 200-250 μm mis en évidence ici est analogue à celui décrit par Mc Cave (1971), sur les vagues de sable situées près des côtes hollandaises : Mc Cave observe en effet qu'un sable de taille inférieure à 170 μm est transporté en suspension seule ; ce mode de transport est encore dominant pour un sable de taille 230 μm . La mise en suspension du sédiment a lieu principalement au niveau de la crête de vague de sable.

c : Conclusion.

Le déplacement du traceur radioactif confirme l'orientation du transit résultant indiquée par les structures sédimentaires. Le sable transite vers le NE, parallèlement au Banc de Wissant, au pied de celui-ci. Son débit, estimé à 0,1 $\text{m}^3/\text{m}/\text{jour}$, est inférieur à celui calculé sur la Bassure de Baas, probablement en raison d'un stock sédimentaire disponible moins important. Un traceur de granulométrie 200-250 μm , inférieure à celle du sédiment naturel (315-500 μm) est transporté à parts égales, en charriage et en suspension.

Cette mise en suspension de la fraction 200-250 μm du sédiment, liée à la présence de vagues de sable au pied du Banc à la Ligne, pourrait également se produire, pour les sables provenant de la Bassure de Baas, au niveau des crêtes rocheuses qui prolongent le Cap Gris-Nez.

Un tel processus permettrait d'expliquer l'absence de sables de type 2 au large de la Baie de Wissant, alors que le suivi de traceur radioactif et les structures sédimentaires, relativement continues entre la terminaison de la Bassure de Baas et les rubans du pied de Banc à la Ligne (c.f. carte h.t.), suggèrent un transit du sable modifié, mais pas interrompu entre les deux domaines. Dans ce cas, la fraction 200-250 μm du sédiment, mise en suspension au niveau du cap Gris-Nez transiterait rapidement vers le NNE ou le NE, et irait se déposer à l'Est de la zone d'étude, au niveau des bancs de Calais et Dunkerque. La fraction plus grossière (315-500 μm) se déposerait plus rapidement et transiterait par charriage au pied du Banc à la Ligne.

3) EN BAIE DE WISSANT.

3.1 : Mesures courantologiques.

Trois sites de la Baie de Wissant ont fait l'objet de mesures courantologiques près du fond.

Ils sont situés (fig. 85) :

- à l'extrémité orientale du Banc à la Ligne (site C) ;
- sur le flanc interne du banc, face à Wissant (sites A et B).

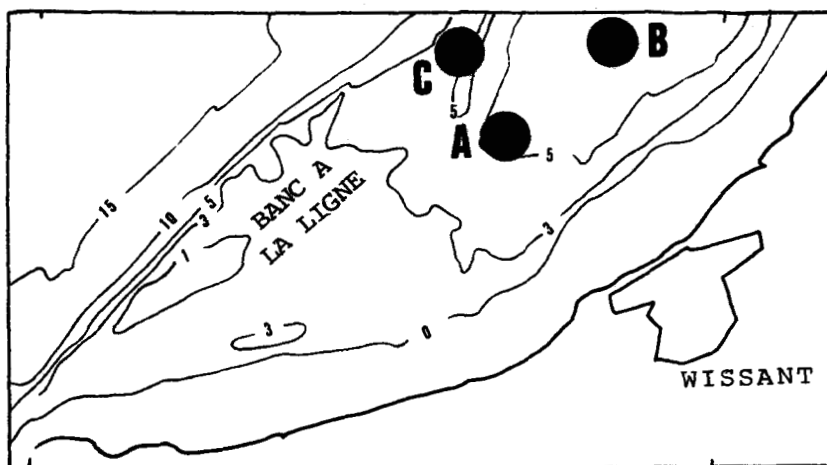


Fig. 85 : Localisation des sites de mesure des courants en Baie de Wissant.

a : Sur le flanc interne du Banc de Wissant.

Les 5 cycles de mesures consécutifs, effectués alternativement aux sites A et B montrent le caractère alternatif des courants dans la dépression entre le banc et la côte, et la faible différence de vitesse entre les points A et B, distants de 1,5 km. Le courant de flot, qui porte au N60°-N70°E, est plus rapide, et nettement plus court que le courant de jusant : sa durée est comprise entre 4h30 et 5h, celle du flot variant de 7h30 à 8h. La vitesse du flot est nettement supérieure à celle du jusant pour des coefficients de marée compris entre 77 et 92. Lors des mesures, la vitesse maximale du flot (à PM), à 1m du fond, est comprise entre 62 et 80 cm/s, celle du jusant (à BM) variant de 48 à 62 cm/s (fig.86). La durée "efficace" des courants, pendant laquelle leur vitesse est supérieure à la vitesse critique d'entraînement des sédiments calculée à 1m du fond (environ 30 cm/s ici) est en moyenne de 3h pour le flot, et de 6h pour le jusant.

Dans ce cas, où la vitesse supérieure du flot suggère plutôt un transit sédimentaire vers le NE, et où la durée plus importante du jusant tend à provoquer un transit vers le SW, il est nécessaire de se référer à la polarité des structures sédimentaires pour définir le sens du transit résultant (c.f. 3.2).

b : A l'extrémité orientale du Banc à la Ligne (site C).

Au site C, un seul cycle de mesures, d'une durée de 13h, a été réalisé. Les résultats obtenus en marée de morte-eau (coefficient 41) montrent, à l'inverse des autres sites de mesure, des courants non alternatifs :

le pic de flot porte au N60°-N80°E, avec une vitesse de 60 cm/s ; le pic de jusant porte au N280°-N290°, avec une vitesse de 45 cm/s. Ces deux directions ne sont pas diamétralement opposées, leur différence angulaire est de 210° environ. En fin de flot comme en fin de jusant, les directions de courant sont grossièrement perpendiculaires à ces directions principales (N180° ou N0°). Ces mesures, de courte durée (13h) et effectuées en marée de morte-eau, ne sont pas significatives du régime des courants moyen sur le Banc à la Ligne. Elles indiquent toutefois une nette modification des courants par rapport au pied externe du banc (site 858) et à l'intérieur de la baie (sites A et B).

3.2 : Structures sédimentaires.

Aux abords immédiats des sites de mesure, c'est à dire à l'extrémité orientale du Banc à la Ligne et sur la Barrière, les crêtes de vagues de sable sont orientées NE-SW à NNE-SSW (c.f. carte h.t.). Cette direction, conforme à celle des courants de marée aux points B et C est différente de celle des vagues de sable isolées du pied de Banc à la Ligne (NW-SE), (c.f. chap. III). Les vitesses des courants, et du flot en particulier, (60-80 cm/s) sont compatibles avec la présence de ces vagues de sable sur le Banc de Wissant. Ces structures sont, à l'extrémité du Banc à la Ligne et sur la Barrière, soit symétriques, soit dissymétriques ; dans ce second cas, leur flanc abrupt orienté vers l'Est, indique un transit sédimentaire orienté dans ce sens et l'influence dominante du courant de flot.

Ainsi, le courant de flot, plus rapide que le jusant, détermine l'orientation du transit sédimentaire résultant, malgré une durée nettement inférieure.

3.3 : Comparaison des courants mesurés au large du Banc à la Ligne et à l'intérieur de la Baie de Wissant.

La comparaison des mesures effectuées de manière synchrone au pied du Banc à la Ligne (site 858) et à l'intérieur de la Baie de Wissant (sites A et B), à 1m du fond, montre des variations importantes de la vitesse, de la direction et de la durée des courants (fig.85).

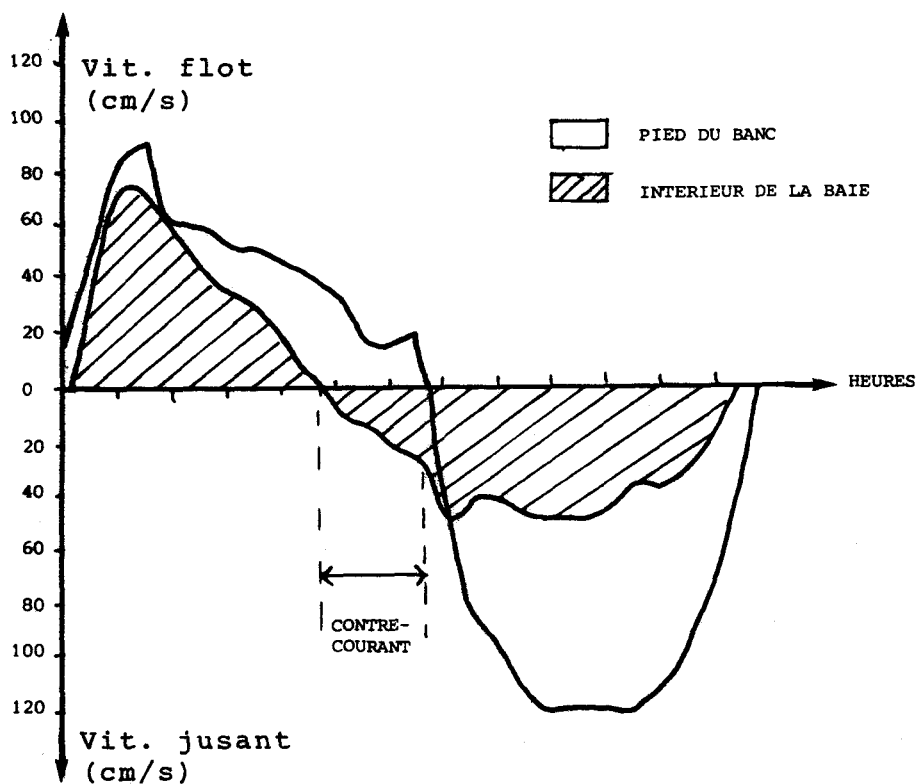


Fig. 85 . Comparaison des courants de marée dans la Baie de Wissant (site A) et au large (site 858) en marée de vive-eau.

Pour des coefficients de marée compris entre 77 et 92, la vitesse maximale du flot varie de 91 à 104 cm/s au large du Banc à la Ligne, contre 60 à 80 cm/s à l'intérieur de la baie (sites A et B). La diminution moyenne du flot est de 30 cm/s.

E.b : Cette atténuation du flot dans la baie ne prend pas en compte l'influence probable des crêtes rocheuses sur l'intensité du flot au point 858 (c.f. 2.2).

La vitesse du courant de jusant varie de 113-125 cm/s au site 858, à 48-63 cm/s aux sites A et B. Ceci représente une diminution moyenne de 60 cm/s dans la baie par rapport au pied de banc. La direction des courants varie légèrement entre les deux zones de mesures ; le pic de flot, en particulier, porte au N50°E au site 858 et au N70°E aux sites A et B. Cette modification de direction du flot est conforme à l'orientation respective des structures sédimentaires en chacun des sites. La figure 85 montre également un net déphasage des courants entre le large et l'intérieur de la baie. On note en particulier une inversion du sens du courant, dans la baie, par rapport au large, à la fin du flot. Pendant environ 2h, on a un courant de flot au large portant au NE et un courant portant dans le sens du jusant, vers le SW, dans la baie, en face de Wissant. Ce contre-courant s'installe quand la vitesse du flot est inférieure à 40 cm/s au large (à 1m du fond).

En résumé, les mesures de courants effectuées de manière synchrone à 1m du fond et en marée de vive-eau indiquent une modification de la direction des courants et une atténuation de leur vitesse en Baie de Wissant par rapport au pied externe du Banc à la Ligne. L'affinement progressif des sédiments du flanc du banc en direction de la côte, observé en face de Wissant (c.f. chap. IV) est une conséquence de cette modification de l'hydrodynamisme. L'orientation des courants peut être corrélée à celle des vagues de sable, dans chaque zone. Le courant de flot, dominant au large comme à l'intérieur de la baie, détermine une orientation du transit sédimentaire résultant vers le NE au large et vers l'Est sur la Barrière et l'extrémité orientale du Banc à la Ligne.

3.4 : Orientation du transit sédimentaire sur le sommet et le flanc interne du Banc à la Ligne.

Le Banc à la Ligne est, dans sa partie sommitale et son flanc interne, trop élevé pour permettre des mesures de courant à poste fixe. De plus, il semble dépourvu de structures sédimentaires susceptibles d'indiquer le sens du transit sédimentaire résultant. Ceci est notamment dû à la faible granularité des sables du flanc interne du banc (c.f. chap. III).

Toutefois, la présence de sables fins gris (de type 1) au pied externe du Banc à la Ligne, et plus précisément à l'aplomb de la dépression qui sépare l'extrémité ouest du banc des roches du Cap Gris-Nez, peut être interprétée en termes de transit sédimentaire.

En effet, ces sables de type 1, qui constituent uniquement le flanc interne du Banc à la Ligne, en Baie de Wissant et divers secteurs de la zone Cap d'Alprech - Cap Gris-Nez (c.f. chap. IV), peuvent être considérés comme des marqueurs de ces zones. Leur présence en forte proportion au pied du Banc à la Ligne paraît anormale, dans la mesure où on ne rencontre normalement dans cette zone que des sables plus grossiers, de taille supérieure à 315 μm (type 3). La forte proportion de sable fin rencontrée à l'aplomb de l'extrémité du Banc à la Ligne, et la diminution nette de sa concentration vers le NE suggèrent un apport direct venant du flanc interne du Banc à la Ligne.

Remarque : Une concentration aussi forte et aussi localisée ne semble pas compatible avec un transit des sables fins depuis le zone Cap d'Alprech - Cap Gris-Nez.

Ce sable transiterait donc d'Est en Ouest sur le flanc interne du Banc à la Ligne, et "sortirait" de la baie à proximité du Cap Gris-Nez, pour s'accumuler au pied du banc, à proximité des rubans (fig.87). Un tel transit nécessite l'influence d'un courant dominant orienté vers l'Ouest sur le flanc interne du Banc à la Ligne.

Deux hypothèses peuvent être envisagées :

- un jusant plus rapide que le flot ;
- un flot portant à l'Ouest sur le flanc interne du Banc à la Ligne.

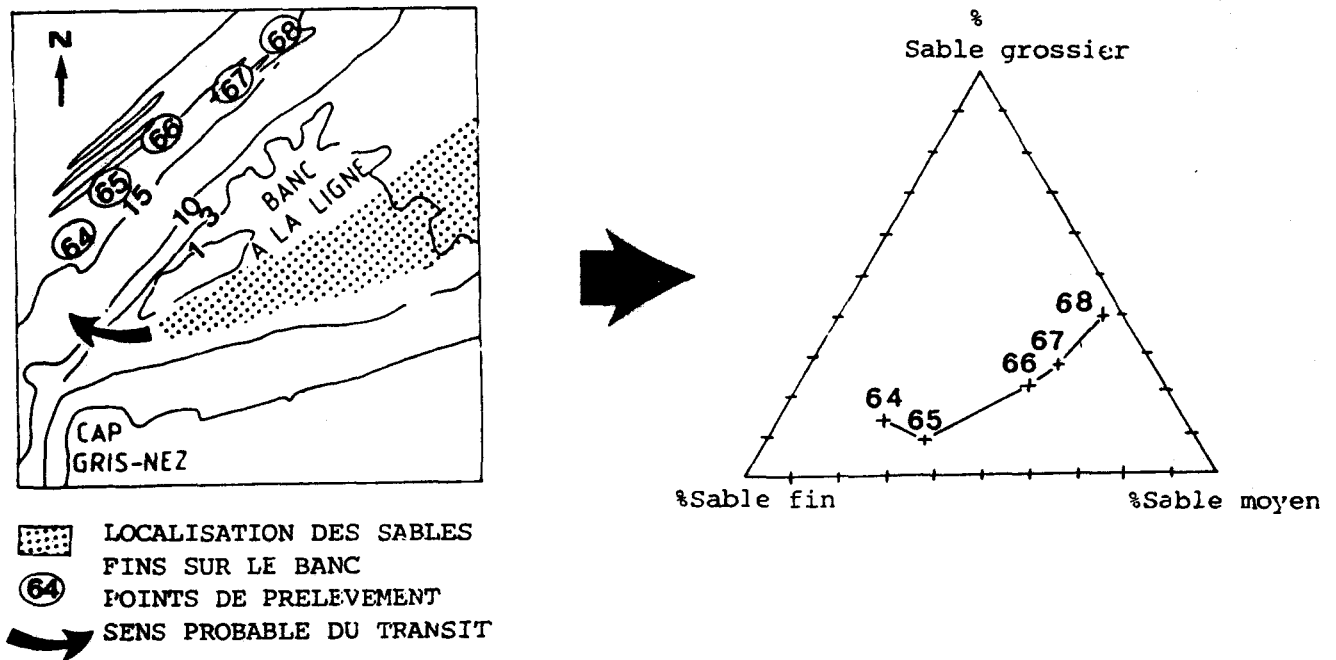


Fig. 87 : Variation des teneurs en sable fin au pied du Banc à la Ligne et origine probable de ces sédiments.

La prédominance du courant de flot sur le jusant aux 3 sites de mesures (A,B,C), la modification du courant de flot entre la Barrière et la côte et le caractère tournant des courants à l'extrémité est du banc (site C) sont plutôt en faveur de la seconde hypothèse. Le courant de flot serait de type "tourbillonnaire", centré sur le sommet du Banc à la Ligne, en aval du Cap Gris-Nez (c.f. fig.88). Une telle orientation des courants a déjà été vérifiée sur plusieurs bancs comparables (Skerries Bank, Warts Bank...), soudés aux côtes anglaises (Acton, Dyer, 1975 ; Jones, Kain et Stride, 1965).

Remarque : Le caractère saisonnier des accumulations de sables gris au pied du Banc à la Ligne peut être expliqué simplement par un processus de fixation biologique. Des vers tubicoles (Lanice) en grand nombre colonisent ce sédiment fin en période estivale, quand le recrutement benthique de l'espèce a lieu, (Davoult, Clabaut, présentation orale, 1988). Par contre, en hiver, la densité de vers, nettement moins importante, est insuffisante pour fixer ce sable fin, qui est dispersé par les courants.

3.5 : Suivi de traceurs radioactifs.

a : *Résultat.*

Une immersion de traceur radioactif a été effectuée sur une vague de sable de l'extrémité orientale du Banc à la Ligne (point 1), le 10 septembre.

A la première détection, le 3 novembre, le traceur de granularité 160-200 μm s'est réparti sur une longueur de 1000m et une largeur de 25m (fig.89). Le centre de gravité de la tache se situe alors à 38m au NE du point d'immersion. La faible activité détectée suggère une faible dispersion du traceur.

Le 28 novembre, le longueur de la tache de traceur est de 1500m, sa largeur de 250m (fig.87). Son centre de gravité s'est déplacé de 109m vers le NE. La vitesse moyenne du déplacement est ici de 1,4 m/jour.

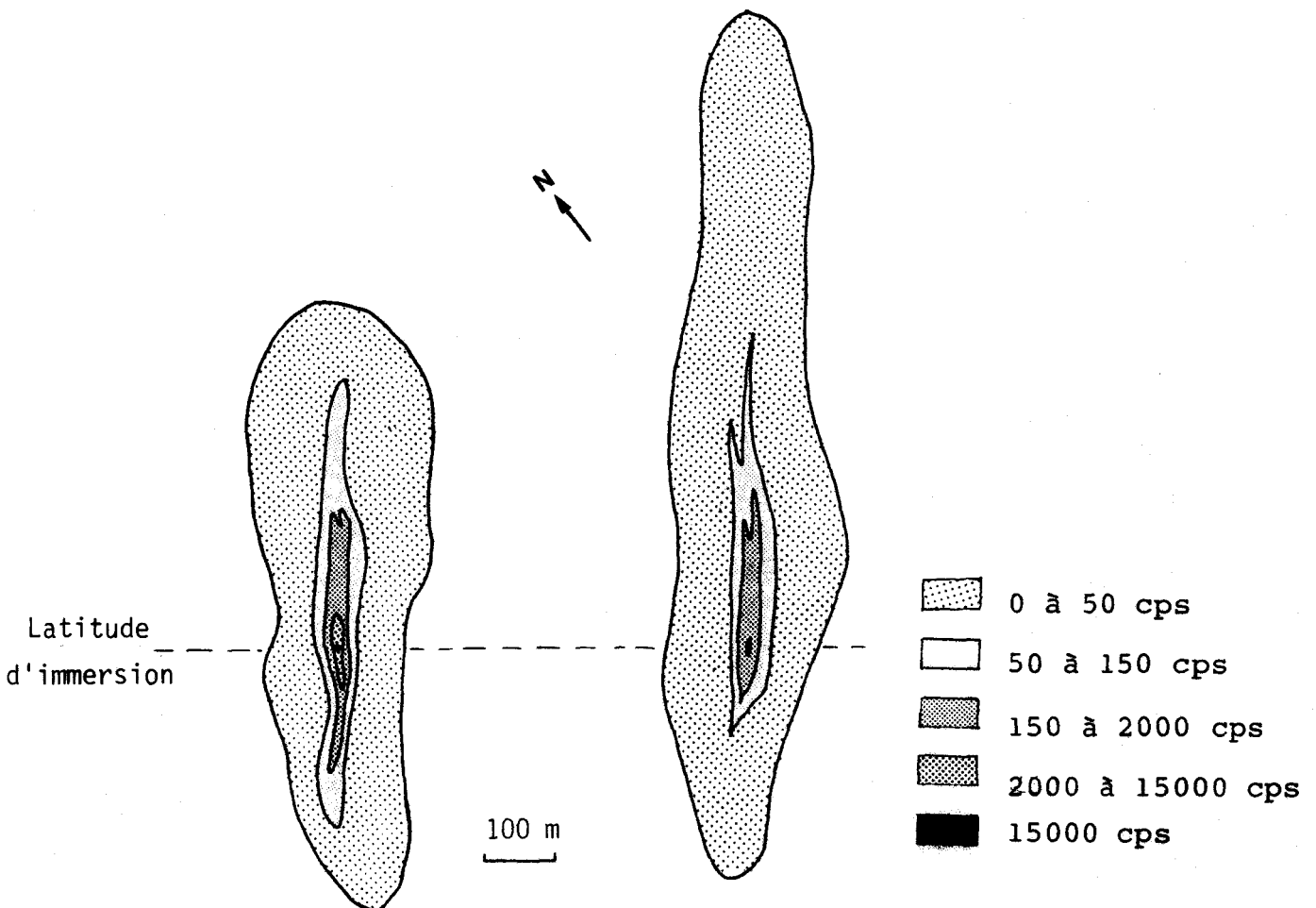


Fig. 87 : Répartition du traceur radioactif sur le Banc à la Ligne (point 1), les 3/11 (A) et 28/11/86 (B).

b : Interprétation.

L'allongement des taches et le déplacement de leur centre de gravité vers le NE exprime l'action dominante du courant de flot à l'extrémité du Banc à la Ligne, à une profondeur de 5m. Ceci est en accord avec les mesures de courant, effectuées au site C et avec la polarité des vagues de sable de la terminaison du banc (carte h.t. & chap. III).

La vitesse de déplacement assez faible (1,4 m/j) est en accord avec les vitesses moins importantes des courants en Baie de Wissant par rapport aux autres sites.

Le débit du transit par charriage, estimé à $0,34 \text{ m}^3/\text{m}/\text{jour}$, est supérieur à celui mesuré sur la Bassure de Baas ($0,23\text{m}^3/\text{m}/\text{jour}$). L'épaisseur de remaniement calculée d'après cette valeur est également plus importante qu'aux autres points de traçage : elle atteint 24 cm.

Les petites vagues de sable du Banc à la Ligne (1,5 à 2m) semblent donc plus remaniées que celles du pied du banc ou de la Bassure de Baas, de plus forte amplitude (3 à 8m). L'influence des houles, et en particulier des houles de tempête du mois d'octobre, peut être supposée (Hoslin, 1987), mais elle influe moins sur les transits sédimentaires au point 1 que les courants de marée.

Résumé : L'extrémité orientale du Banc à la Ligne, est soumise principalement à l'action des courants de marée. A une profondeur de 5m, l'action des houles de tempête sur le transit sédimentaire demeure faible. Le sédiment est transporté par charriage sur le fond, avec un débit assez élevé : $0,34\text{m}^3/\text{m}/\text{jour}$, soit $120\text{m}^3/\text{m}/\text{an}$ environ. La vitesse de déplacement du traceur est faible (1,4m/jour), mais l'épaisseur de remaniement est plus importante (24 cm). Sur le flanc interne du Banc à la Ligne, la direction du courant de flot est nettement modifiée : un mouvement tourbillonnaire du flot centré sur le sommet du banc, provoque un transit sédimentaire portant à l'Est. La figure 89 montre l'orientation du courant de flot, déduite de la polarité des structures sédimentaires, du suivi de traceur radioactif et des analyses sédimentologiques à l'Est du Cap Gris-Nez.

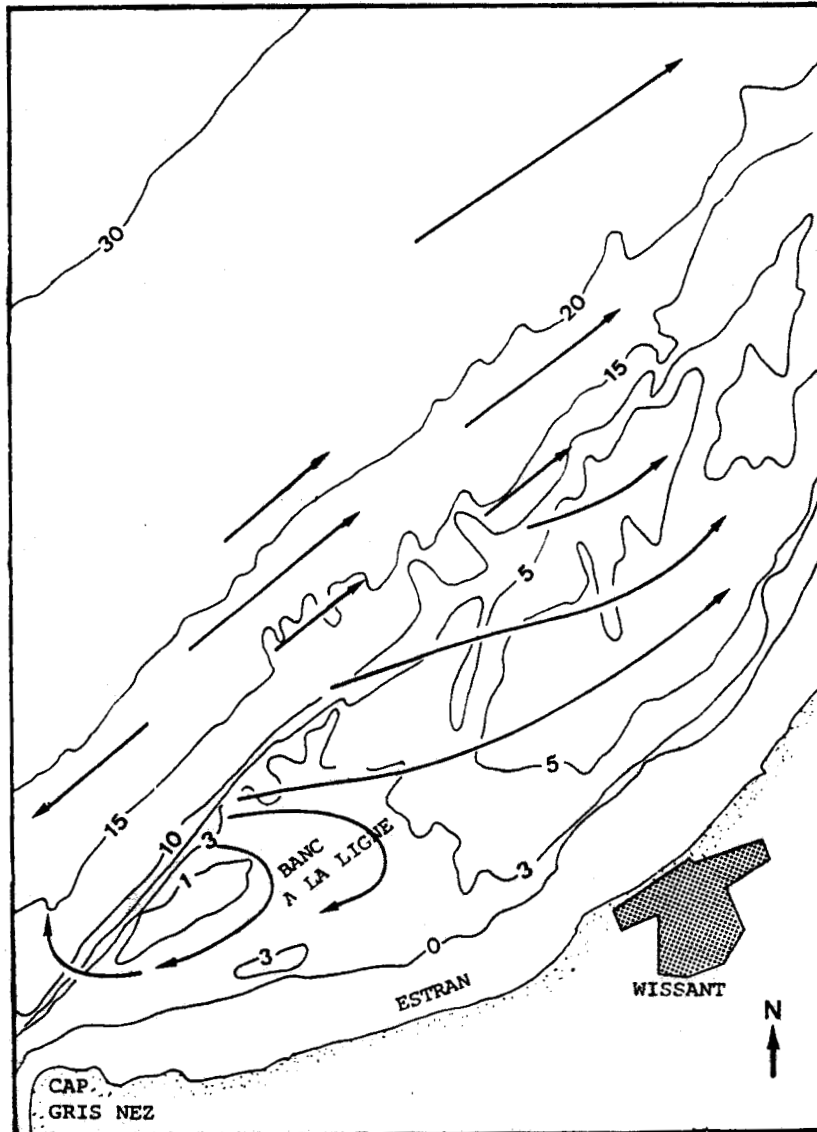


Fig. 89 : Orientation des transits sédimentaires liés aux courants de marée entre les Caps Gris-Nez et Blanc-Nez

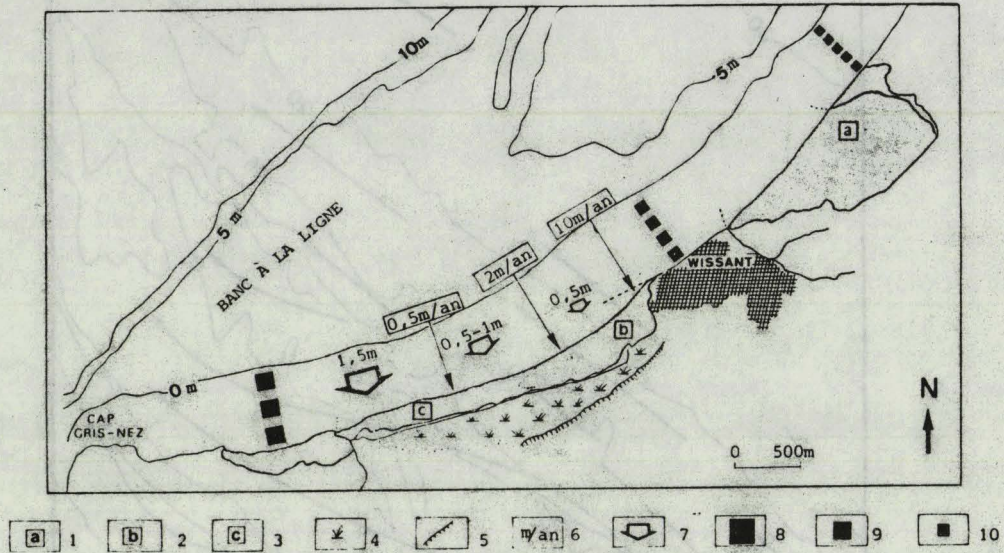
4) RELATIONS HYDROSEDIMENTAIRES ENTRE LE BANC A LA LIGNE ET LE LITTORAL.

4.1 : Variations granulométriques saisonnières.

a : Description.

Les études menées sur le littoral de Wissant en 1983 et 1984 ont montré l'importance des phénomènes d'érosion entre Wissant et le Cap Gris-Nez (Clabaut, 1984 ; Clabaut et Chamley, 1986). L'érosion marine affecte à la fois le cordon dunaire et l'estran (fig.90). Sur l'estran, l'évolution saisonnière se traduit par un abaissement important du

profil hivernal, et une érosion des sables moyens de taille 250-315 μm (type 2). Cette érosion provoque une mise à l'affleurement d'un horizon inférieur de l'estran constitué de sables fins gris identique au type 1, défini en domaine marin.



1, Dune d'Amont. — 2, Dune d'Aval. — 3, Dune du Châtelet. — 4, Marais de Tardinghen. — 5, Falaise fossile. — 6, Valeurs du recul de côte. — 7, Erosion de l'estran. — 8, Variations granulométriques fortes. — 9, Variations granulométriques moyennes. — 10, Variations granulométriques faibles.

Fig. 90 : Morphologie et dynamique littorale de la Baie de Wissant ; hiver 1983-1984.

Des modifications granulométriques saisonnières comparables sont mises en évidence sur le flanc interne et le sommet du Banc à la Ligne, ainsi que dans la dépression entre la Barrière et le littoral de Wissant, lors des échantillonnages de mars 1985 et février 1986 d'une part, et de juillet 1985 et juillet 1986 d'autre part.

La comparaison des cartes de répartition estivale (fig.91) et hivernale (fig.92) des sédiments de l'ensemble de la Baie de Wissant montre d'importantes variations saisonnières. Celles-ci concernent essentiellement les sables de type 1 et 2. Elles affectent trois secteurs principaux de la baie :

- le sommet du Banc à la Ligne, constitué de sable de type 1 en été et de type 2 en hiver ;

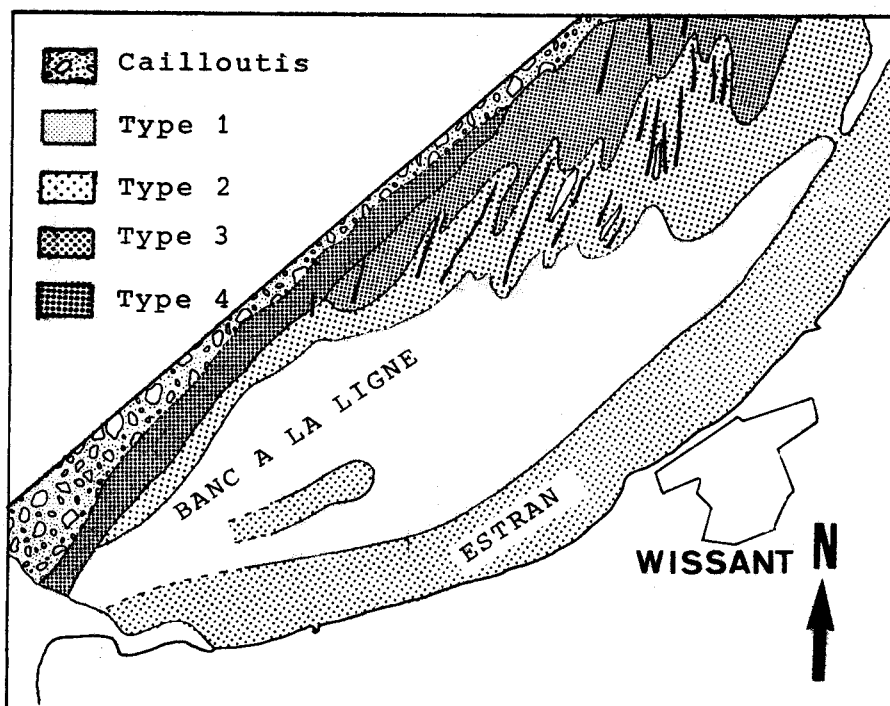


Fig. 91 : Répartition estivale des sédiments de la Baie de Wissant.

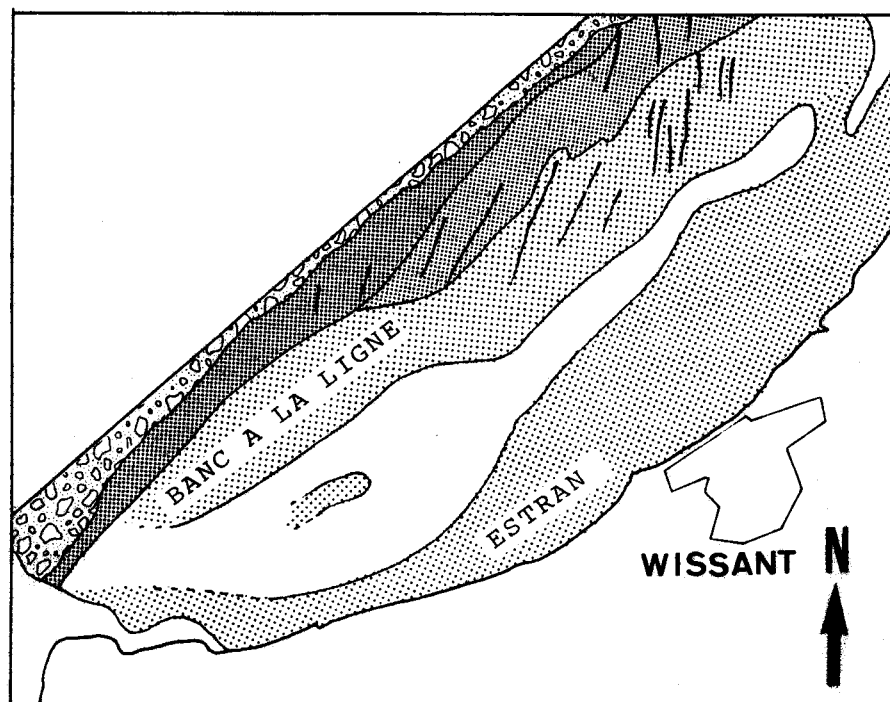


Fig. 92 : Répartition hivernale des sédiments de la Baie de Wissant. (légende, cf fig.90)

- les niveaux inférieurs de l'estran, à l'Ouest de Wissant, où les sables de type 2 sont remplacés en hiver par des sables plus fins de type 1 ;

- la dépression entre la Barrière et l'estran, où, au contraire, les sables moyens sont plus étendus en hiver.

Si on considère que les sables fins gris (type 1) constituent, comme sur l'estran, un horizon inférieur de l'ensemble de la Baie, ces variations granulométriques peuvent être interprétées en termes d'érosion :

- la mise à l'affleurement des sables fins de type 1 en hiver, à l'Ouest de la baie correspondrait à une érosion des sables de type 2 sus-jacents ;

- à l'inverse, le passage de sables de type 1 aux sables moyens de type 2 en hiver, à l'Est de Wissant, traduirait un apport de sable moyen.

Il n'est toutefois pas possible, en domaine marin, de mettre en évidence des variations bathymétriques inférieures à 1m, en raison de la précision du sondeur et de l'incertitude liée au positionnement utilisé (la précision du système DECCA est de l'ordre de 50m).

En raison de la périodicité du phénomène et du niveau bathymétrique élevé des zones concernées par ces variations, celles-ci peuvent être attribuées à l'action des houles de tempête. Les houles les plus fortes, responsables de l'érosion de l'estran et des dunes, sont associées aux tempêtes de secteur SW à W. Leur direction de propagation, donné en figure 93, se modifie au niveau du Cap Gris-Nez par réfraction. Dans la baie, elles se propagent selon une direction NW-SE, et atteignent la partie ouest du littoral de Wissant avec une incidence oblique (10° environ). On peut donc supposer, dans les secteurs proches de l'estran, un phénomène de dérive littorale, identique à celui observé sur l'estran lui-même. Cette dérive littorale induirait un transit des sédiments vers le NE.

Sur le sommet de banc, les affinités faunistiques avec les zones intertidales, et la présence d'espèces très mobiles, adaptées aux zones très exposées aux houles, indiquent également une action dominante des houles (Clabaut, Davoult, 1988).

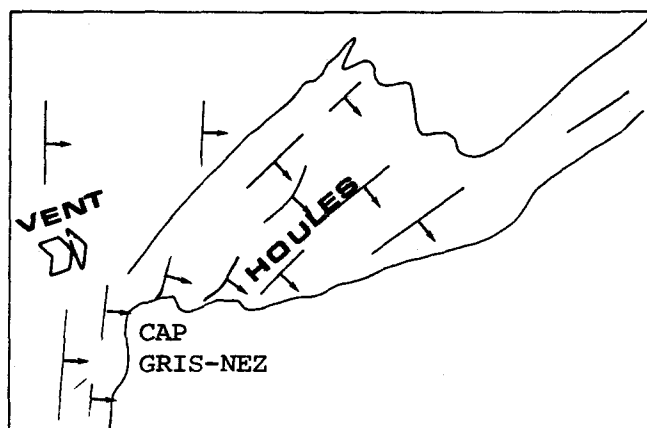


Fig. 93 : Modification de l'orientation des vagues autour du Cap Gris-Nez.

Afin de définir l'influence respective des houles et des courants, les modalités et l'importance du transit sédimentaire, un suivi de traceur radioactif a été effectué sur l'estran.

4.2 : Suivi de traceur radioactif sur l'estran.

a : Description.

Un traceur de granularité identique à celle du sable naturel (250-315 μm) a été immergé sur l'estran de Wissant, à un point de coordonnées 1°38'41"E; 50°42'55"N. L'évolution de ce traceur au cours du temps s'est avérée très particulière :

- du 16 septembre (date d'immersion) au 20 octobre, le traceur est resté immobile au point d'immersion ;
- à partir du 19 octobre, il a subi d'intenses remaniements et des déplacements importants vers le NE (tab.14).

b : Interprétation.

Les déplacements du traceur sont ici directement corrélables aux conditions météorologiques :

- Du 16 septembre au 19 octobre, les vents sont de secteur NE à N ; les vagues sont trop faibles pour remanier et déplacer le traceur. Cette immobilité du sédiment exprime également l'absence totale d'influence des courants de marée au point d'immersion du traceur, situé à 300m de la côte.

- A partir du 20 octobre, les vents s'orientent au SW. Leur vitesse atteint 30 m/s. Des vagues de 2m de hauteur environ, obliques par rapport au littoral, remanient et déplacent le traceur vers le NE.

Au cours de cette tempête, l'épaisseur du remaniement est très importante : elle atteint rapidement 50 cm (tab.15). Le déplacement du centre de gravité de la tache est de 83m, vers l'ENE, en 9 jours, soit 9m/jour environ.

En période de tempête, le débit total, c'est à dire le transport résultant sous l'action des houles et du vent, est de $1,6\text{m}^3/\text{m}/\text{jour}$, c'est à dire 5 à 10 fois plus que le débit par charriage ou charriage et suspension aux points d'immersion situés en mer.

Le transit dominant est orienté vers l'ENE (vers le Cap Blanc-Nez) : (fig.94). Cependant, la présence de grains isolés, à la limite inférieure de l'estran suggère un transit mineur, selon la ligne de plus grande pente de l'estran. Ce transit est en accord avec les marques de ruissellement fréquemment remarquées sur l'estran en période de mauvais temps.

	23.10.86	28.10.86	29.10.86	30.10.86
ACTIVITE INITIALE	0,49 C1	0,47	0,46	
ACTIVITE RETROUVEE	0,16 C1	0,044	0,04	forages
% ACTIVITE	32	9	8	
EPAISSEUR DE REMANIEMENT	21,5 cm (1)	79 cm (1)	97 cm (1)	50 cm (2)
DEPLACEMENT DU CENTRE DE GRAVITE	24 m ENE	71 m ENE	83 m ENE	

(1) E. calculée

(2) E. mesurée avec une valeur max. à 20 cm

Tab. 15 : Synthèse des déplacements du traceur radioactif sur l'estran de Wissant.

4.3 : Conclusion.

Les variations granulométriques saisonnières observées dans les petits fonds de la Baie de Wissant suggèrent une érosion du domaine infratidal dans la partie occidentale (avec mise à l'affleurement des

sables sous-jacents, de type 1) et au contraire une accumulation dans la partie nord-orientale (où des sables moyens semblent se déposer). Le suivi de traceur radioactif effectué sur l'estran permet de corréler l'évolution inverse des deux zones (fig.53). En effet, en période de tempête, l'action conjuguée des houles et du vent a pour effet de transporter le sable vers le NE, en quantité importante. Il est donc probable que l'érosion du domaine occidental alimente le domaine oriental. Sur le sommet de Banc à la Ligne, la présence, en hiver, de sable de type 2 suggère soit une alimentation directe par des sables moyens prélevés sur l'estran, soit une mise en suspension de la fraction granulométrique inférieure à $200 \mu\text{m}$ par les vagues. La première hypothèse semble en accord avec une composante mineure du transit sédimentaire, orientée perpendiculairement à l'estran.

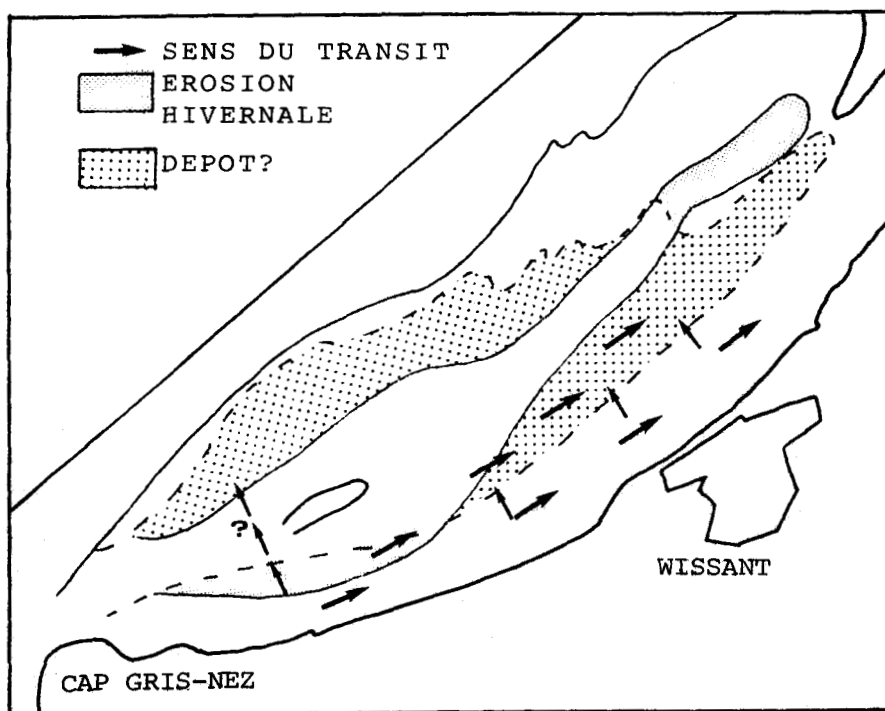


Fig. 94 . Interprétation des variations granulométriques saisonnières sur le Banc à la Ligne.

Résumé : La dynamique sédimentaire de la zone Cap Gris-Nez - Cap Blanc-Nez est complexe :

Au large de la Baie de Wissant, le transit sédimentaire résultant, parallèle à la côte, est orienté vers le NE. Les sédiments sont, selon leur granularité, transportés soit par charriage, soit par charriage et suspension.

En Baie de Wissant, les courants sont déviés vers l'Est. Cette déviation, faible à l'extrémité du Banc à la Ligne et sur la Barrière, se traduit par une modification de l'orientation des structures.

Sur le Banc à la Ligne, plus proche du Cap Gris-Nez, et plus élevé, cette modification des courants s'accroît en un tourbillon centré sur le sommet du banc. L'action des houles de tempête est dominante sur le sommet du Banc à la Ligne, proche de l'isobathe 0m et sur les niveaux inférieurs de l'estran. Elle provoque, par son incidence oblique à la côte, une dérive littorale des sédiments vers le NE.

Les volumes mis en jeu, très importants, déterminent une érosion de la partie occidentale de la Baie de Wissant, et un engraissement dans la partie orientale.

Un transit sédimentaire dans le profil est également mis en évidence. Il témoigne d'échanges sédimentaires entre le littoral et les petits fonds de la Baie de Wissant.

E) CONCLUSION.

Les forts courants de marée (plus de 3 noeuds) qui affectent le domaine étudié déterminent un transit sédimentaire, orienté du Sud vers le Nord jusqu'au Cap gris-Nez, puis de Sud-Ouest vers le Nord-Est au delà. Ce transit sédimentaire est surtout important à des profondeurs comprises entre 15m et 30-35m. Sur la Bassure de Baas, il atteint une centaine de milliers de m³ par an. Dans cette zone de transit, le Cap Gris-Nez détermine un changement d'orientation des transports, mais aussi une mise en suspension du sédiment fin par ses prolongements marins.

Au large, à des profondeurs supérieures à 35m, le transit résultant de la masse d'eau plus faible ne semble pas déterminer de transit sédimentaire important.

Vers la côte, au contraire, l'influence littorale se traduit par une modification nette des courants, en arrière des obstacles constitués par le Port de Boulogne et le Cap Gris-Nez. En aval du Cap Gris-Nez, les courants sont déviés vers la côte, et déterminent même un tourbillon à sens horaire de rotation à proximité immédiate du Cap.

L'action des houles de tempête, de secteur SW à W, est mise en évidence à une profondeur de 10m au Sud du Cap Gris-Nez, et à une profondeur inférieure à 5m en Baie de Wissant. Ces valeurs, très faibles, diffèrent nettement du Golfe de Gascogne par exemple, où on note une influence des houles à des profondeurs de 20 à 60m (Turcq, 1983).

Malgré l'obstacle constitué par le Cap Gris-Nez, ces houles de tempête déterminent, en Baie de Wissant, une dérive littorale importante des sédiments de l'estran vers le NE, et des échanges sédimentaires entre le Banc à la Ligne et l'estran. La conséquence de ces phénomènes est une érosion littorale importante entre Wissant et le Cap Gris-Nez.

QUATRIEME PARTIE

EVOLUTION QUATERNAIRE

CHAPITRE VI

EVOLUTION HISTORIQUE

DES BANCS SABLEUX

La comparaison des documents anciens, en particulier des cartes bathymétriques anciennes du SHOM, aux cartes actuelles permet de définir, dans le cas des bancs à morphologie simple, les principales caractéristiques de l'évolution. Deux bancs sableux ont fait l'objet d'une analyse détaillée : le Banc à la Ligne en Baie de Wissant et le Banc côtier, au Nord de la digue de Boulogne.

A) LE BANC A LA LIGNE.

1) DOCUMENTS DISPONIBLES.

Deux levés bathymétriques complets du Banc à la Ligne ont été effectués par le SHOM en 1911 et 1975. Les minutes bathymétriques correspondantes, établies à l'échelle du 1/10 000e, constituent le support de cette étude.

Sur chaque document, 28 profils transversaux, parallèles et régulièrement espacés de 2 cm sur la carte, soit 200m sur le terrain, sont tracés. La superposition, à chaque profil de 1975, de son homologue de 1911 permet d'évaluer les variations verticales et les déplacements latéraux du banc. Les volumes sédimentaires érodés, ou au contraire déposés, sont évalués en considérant que les variations observées sur le profil sont homogènes sur une largeur de 200m.

Dans le cas du Banc à la Ligne, une interpolation entre profils est effectuée, afin de dresser une carte des isopaques de l'érosion. La vitesse moyenne d'évolution du banc est ensuite comparée à celle du littoral.

2) MORPHOLOGIE GENERALE DU BANC A LA LIGNE (1911 et 1975).

2.1 : Morphologie du Banc à la Ligne en 1911.

Le Banc à la Ligne est, en 1911, soudé à la côte sur une distance de 2 km environ (fig.95). Son sommet est accolé à la plage, dans la partie ouest de la baie, au point de n'en paraître qu'une simple extension (Briquet, 1930). En face de Wissant, il est séparé par une dépression de profondeur voisine de 5m, et d'orientation parallèle à la côte. Sur le flanc externe du banc, les isobathes suggèrent la présence de nombreuses vagues de sable, de direction N-S.

2.2 : Morphologie du Banc à la Ligne en 1975 (fig.96).

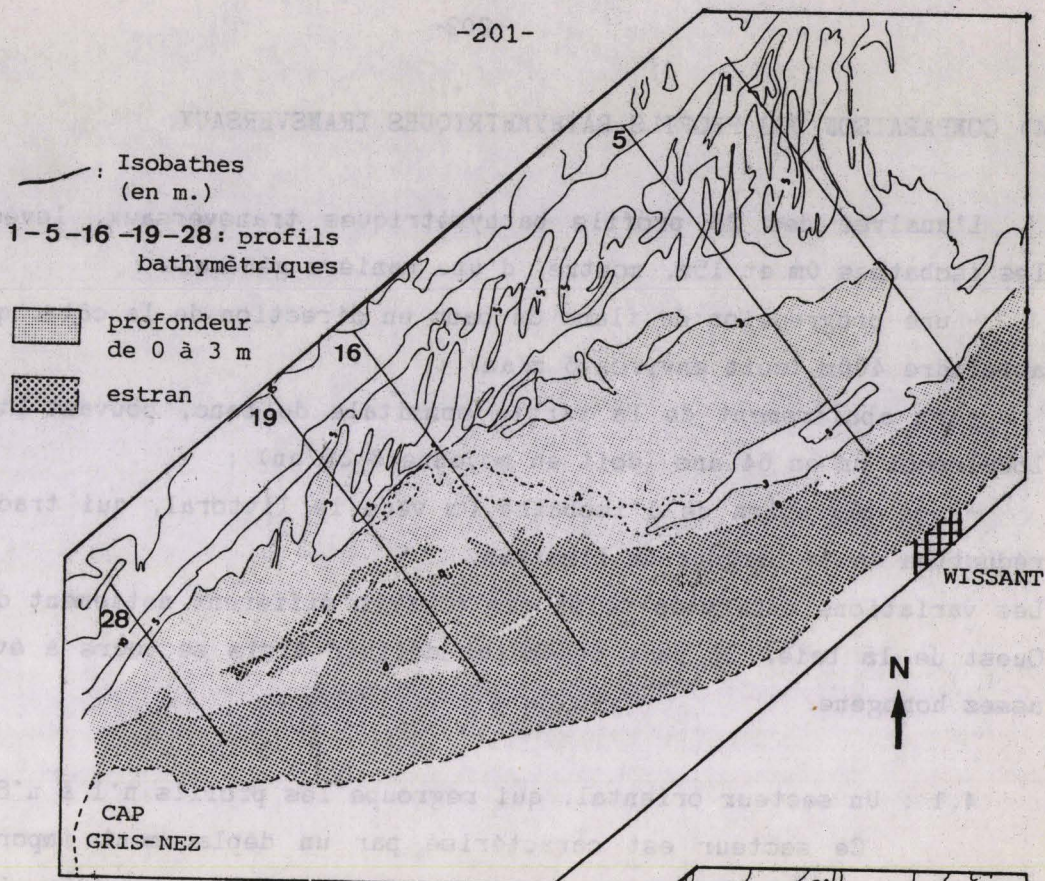
Aucun levé bathymétrique n'ayant été effectué dans cette zone depuis 1975, c'est en fait la bathymétrie figurée sur les cartes marines actuelles et décrite dans le chapitre III.

3) EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE 1911 A 1975.

La comparaison des deux cartes montre d'importantes variations morphologiques. L'évolution affecte l'ensemble de la Baie de Wissant :

- sur le flanc externe du Banc à la Ligne, les vagues de sable sont, en 1975, nettement moins nombreuses qu'en 1911 ;
- la partie orientale du banc, limitée, en face de Wissant, par l'isobathe 3m, s'est considérablement amaigrie ;
- le sommet du banc, qui affleurerait lors des basses mers en 1911, est aujourd'hui faiblement immergé ;
- le flanc interne du banc s'est creusé en une dépression dont la profondeur atteint 3m ;
- l'estran, dont la largeur atteignait localement 1600m en 1911, s'est énormément réduit entre Wissant et le Cap Gris-Nez.

Cette évolution montre une tendance générale à l'érosion et à la réduction du volume du Banc à la Ligne. L'analyse de l'évolution des profils bathymétriques permet de préciser et de quantifier cette érosion.



BU
LILLE

Fig. 95 : Morphologie du Banc à la Ligne en 1911

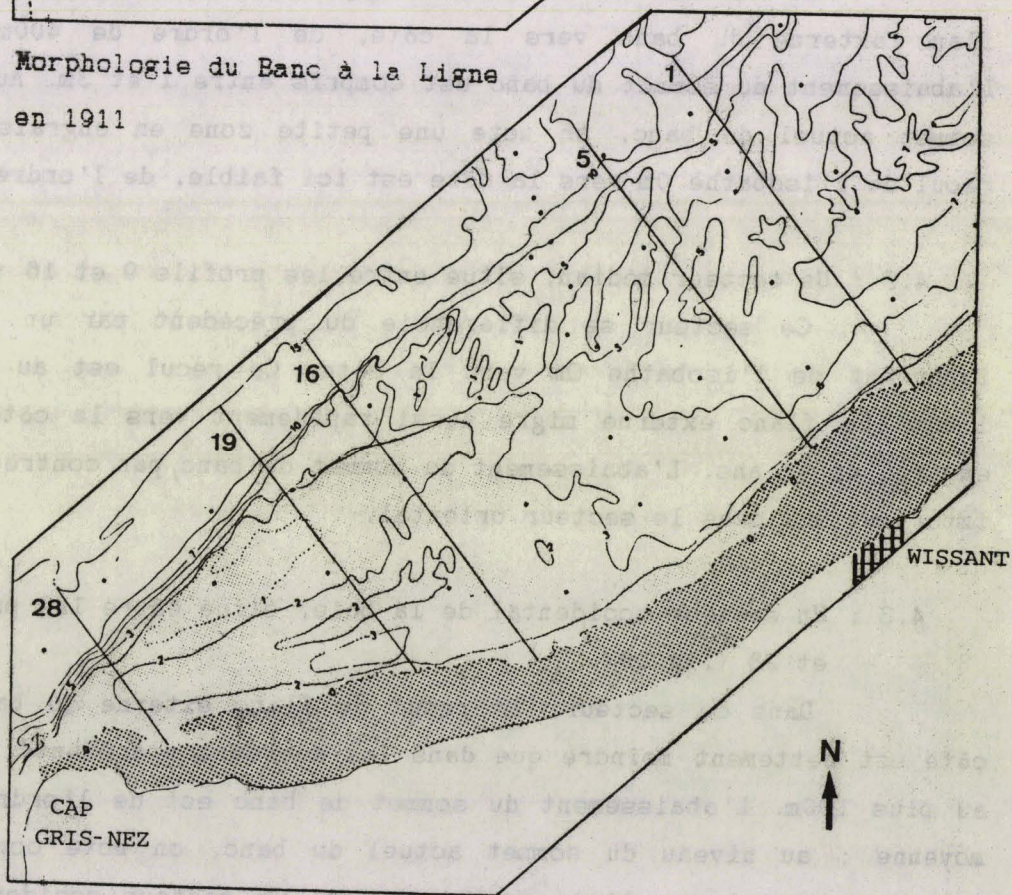


Fig. 96 : Morphologie du Banc à la Ligne en 1975.

4) COMPARAISON DES PROFILS BATHYMETRIQUES TRANSVERSAUX.

L'analyse des 28 profils bathymétriques transversaux, levés entre les isobathes 0m et 15m, montre, d'une manière générale :

- une progression du flanc du banc en direction de la côte, qui peut atteindre 400m (soit environ 6 m/an) ;
- un abaissement de la partie sommitale du banc, pouvant atteindre localement 5m en 64 ans (soit en moyenne 8 cm/an) ;
- une migration de l'isobathe 0m vers le littoral, qui traduit une réduction de la largeur de l'estran.

Les variations observées selon ces profils diffèrent nettement d'Est en Ouest de la baie. On peut cependant définir trois secteurs à évolution assez homogène.

4.1 : Un secteur oriental, qui regroupe les profils n°1 à n°8.

Ce secteur est caractérisé par un déplacement important du flanc externe du banc vers la côte, de l'ordre de 400m (fig.97). L'abaissement du sommet du banc est compris entre 1 et 3m. Au niveau du sommet actuel du banc, on note une petite zone en engraissement. Le recul de l'isobathe 0m vers la côte est ici faible, de l'ordre de 150m.

4.2 : Un secteur médian, situé entre les profils 9 et 16 (fig.98).

Ce secteur se différencie du précédent par un recul très important de l'isobathe 0m vers la côte. Ce recul est au maximum de 1100m. Le flanc externe migre aussi rapidement vers la côte, de 300m environ en 64 ans. L'abaissement du sommet de banc, par contre, est moins important que dans le secteur oriental.

4.3 : Un secteur occidental de la baie, situé entre les profils n°17 et 28 (fig.99).

Dans ce secteur, le recul du flanc externe du banc vers la côte est nettement moindre que dans les secteurs précédents. Il atteint au plus 100m. L'abaissement du sommet de banc est de l'ordre de 2m en moyenne ; au niveau du sommet actuel du banc, on note comme dans le secteur oriental, un léger engraissement. Ce secteur occidental est le moins touché par l'érosion.

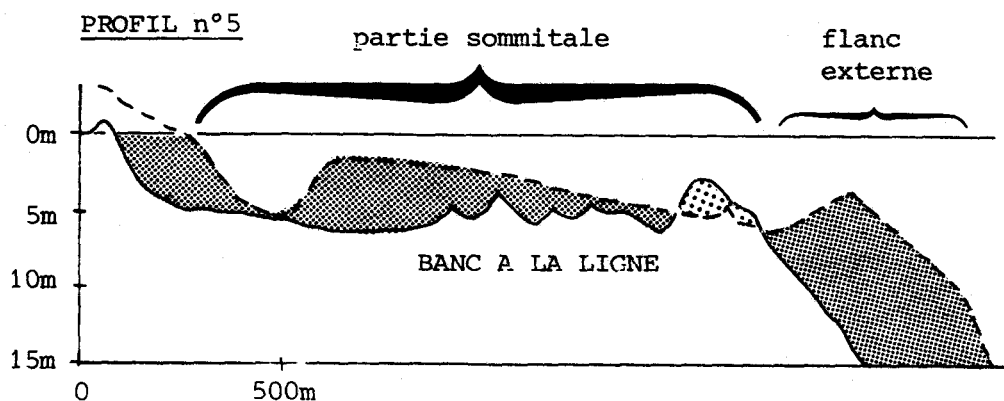


Fig. 97 Evolution bathymétrique du secteur oriental du Banc à Ligne, de 1911 à 1975 (profil n°5).

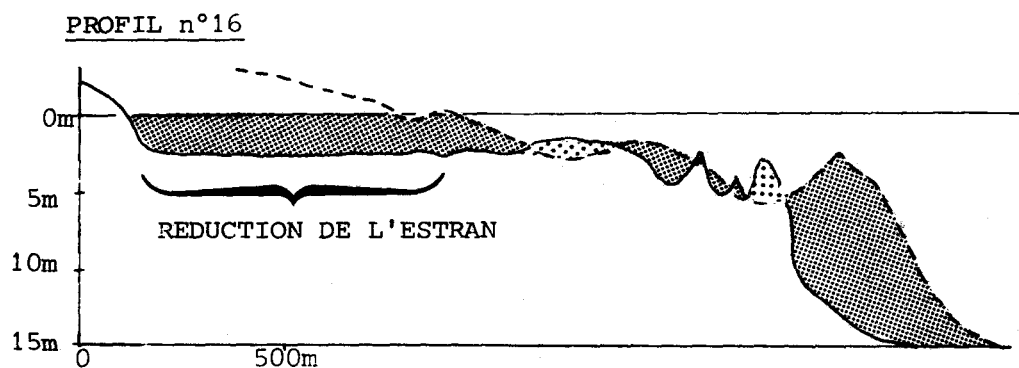


Fig. 98 Evolution bathymétrique du secteur médian du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975 (profil n°16).

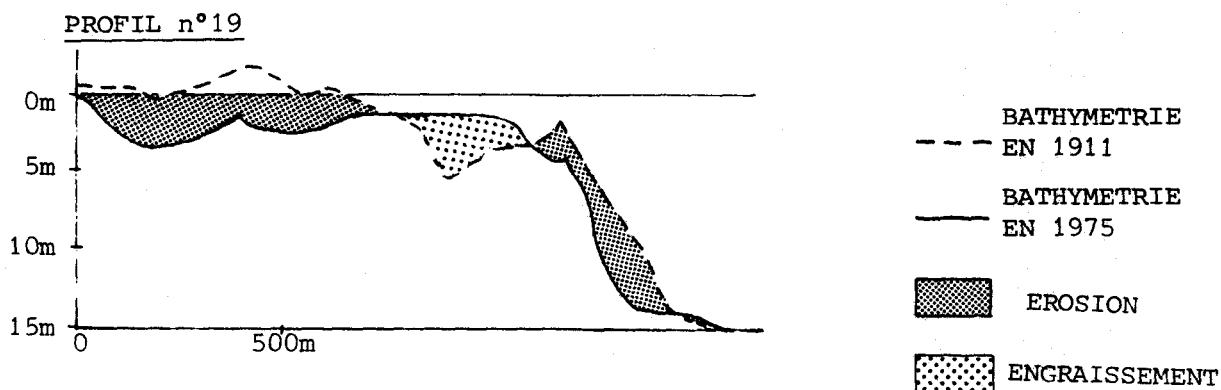


Fig. 99 Evolution bathymétrique du secteur occidental du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975 (profil n°19).

4.4 : Précision des mesures.

Avant de tenter de quantifier l'évolution du banc, il est important de connaître la précision de ces levés bathymétriques, et en particulier des levés anciens. Les profils bathymétriques de 1911 sont levés à l'aide d'un théodolithe implanté sur l'estran. Ce type de positionnement est assez précis à proximité de la côte ; l'erreur est seulement de quelques mètres (Le Gouic, comm. pers.). En revanche, les sondes indiquées sur les minutes bathymétriques anciennes sont mesurées à l'aide d'un plomb. Une erreur de l'ordre de 1m est possible sur un tel sondage (Le Gouic, comm. pers.). De plus, il existe un décalage entre les systèmes géodésiques utilisés lors des deux levés. En tenant compte de ces différentes imprécisions, la surestimation des résultats exposés ci-après peut atteindre au maximum un facteur 2.

5) QUANTIFICATION DES VOLUMES DEPLACES.

Les volumes déplacés de 1911 à 1975 sont évalués dans un premier temps pour le flanc externe, puis pour la partie sommitale du banc. le recul de l'isobathe 0m sera ensuite décrit, pour chacun des profils.

5.1 : Volumes érodés sur le flanc externe du Banc à la Ligne.

Les volumes érodés sur le flanc externe du banc sont calculés pour chaque profil, représentatif d'une zone de 200m de largeur. La figure 100 donne, pour chaque profil, le volume total érodé et la moyenne annuelle de cette valeur. Cette dernière est approximative car elle suppose une évolution continue et régulière. La figure 102 montre l'importance de l'érosion et les disparités entre les secteurs orientaux et médians d'une part, occidental d'autre part :

- Entre les profils n°1 et n°16, les volumes érodés en 64 ans sont de 400 à 800 000 m³, soit une moyenne annuelle de 5 000 à 12 000 m³.

- Selon les profils n°16 à 28, dans le secteur occidental du banc, l'érosion est beaucoup plus faible, de l'ordre de 200 000 m³ par profil et en 64 ans, soit environ 3 000 m³ par an.

5.2 : Volumes érodés sur le sommet du Banc à la Ligne.

La partie sommitale s.l. du banc, limitée au large par l'isobathe 5m et à la côte par l'isobathe 0m a évolué plus rapidement dans le secteur occidental du banc que dans son secteur oriental (fig.101).

Les volumes érodés selon chaque profil, de 1911 à 1975, sont de l'ordre de 500 000 m³ en moyenne à l'Ouest (entre les profils n°1 et 17) et "seulement" de 200 000 m³ à l'Est (entre les profils n°17 et 28).

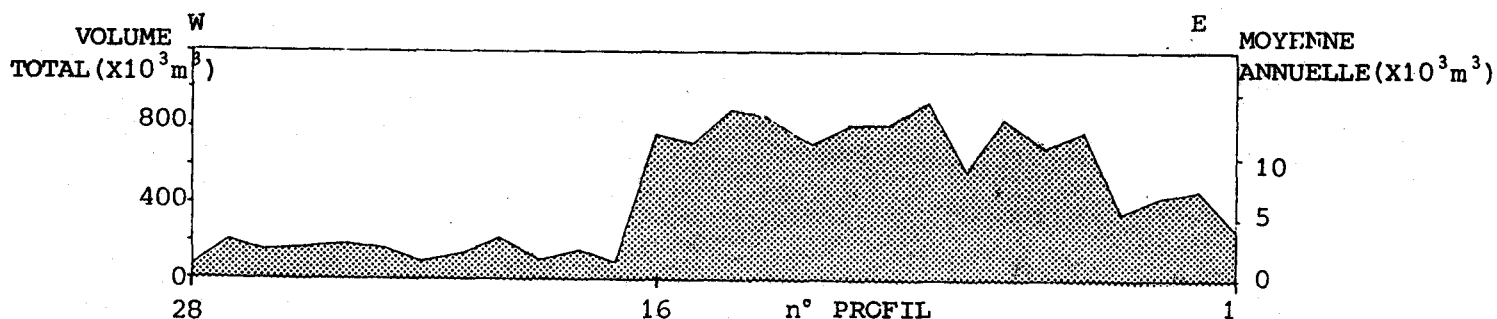


Fig. 100 : Volumes sédimentaires érodés sur le flanc externe du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975.

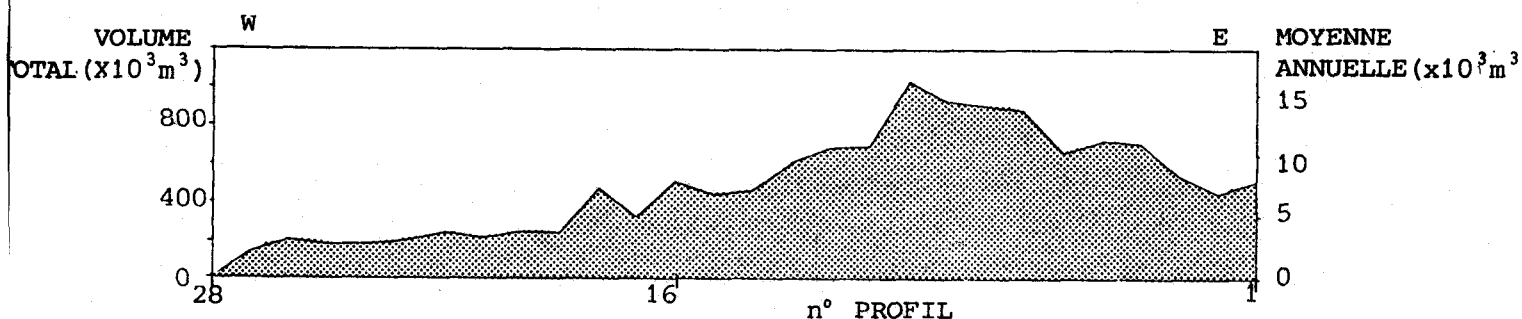


Fig. 101 : Volumes sédimentaires érodés sur le sommet du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975.

Le flanc externe et le sommet du Banc à la Ligne montrent une évolution comparable, plus rapide dans la partie est que dans la partie ouest.

Deux types d'explications peuvent être proposées :

- un hydrodynamisme plus élevé à l'Est qu'à l'Ouest du Banc à la Ligne ;

- une mobilité moins importante des sédiments de la partie ouest du Banc à la Ligne, proche du Cap Gris-Nez.

Les conditions hydrodynamiques actuelles montrent en effet des courants de marée atténués sur le Banc à la Ligne. Plusieurs arguments suggèrent également un contrôle sédimentaire de l'érosion et la présence de sédiments grossiers, caillouteux, sous la partie orientale du Banc à la Ligne :

- des arguments morphologiques, tels que la pente forte du flanc externe du Banc à la Ligne, à proximité du Cap Gris-Nez, ou l'absence d'érosion au niveau de certains points bas des profils bathymétriques du banc, entre 1911 et 1975 ;

- des arguments sédimentologiques, tels que la présence de cailloutis à un niveau élevé (5-7m) sur la partie la plus déclive du flanc externe du Banc à la Ligne (c.f. chap. IV) ; ou l'observation de cailloutis dans les niveaux inférieurs de l'estran, sous les horizons sableux.

Le bilan global de cette érosion de la partie supérieure du Banc à la Ligne est de 13 millions de m³, pour une superficie de 10 km² et en 64 ans. Ceci détermine un abaissement moyen du Banc à la Ligne de 2 cm/an.

On peut, en tenant compte des fourchettes d'erreur, ramener cette valeur à environ 1 cm/an. Le bilan annuel de l'érosion de la partie supérieure du Banc à la Ligne serait de l'ordre de 100 à 200 000 m³, c'est à dire un volume équivalent au volume transporté annuellement sur la Bassure de Baas.

5.3 : Carte des isopaques de l'érosion du sommet du Banc à la Ligne.

La carte des isopaques de l'érosion (fig.102) est établie par la corrélation des épaisseurs de sédiment érodées selon les 28 profils bathymétriques transversaux. Elle permet de définir, à l'échelle du banc, les variations locales de la vitesse d'érosion.

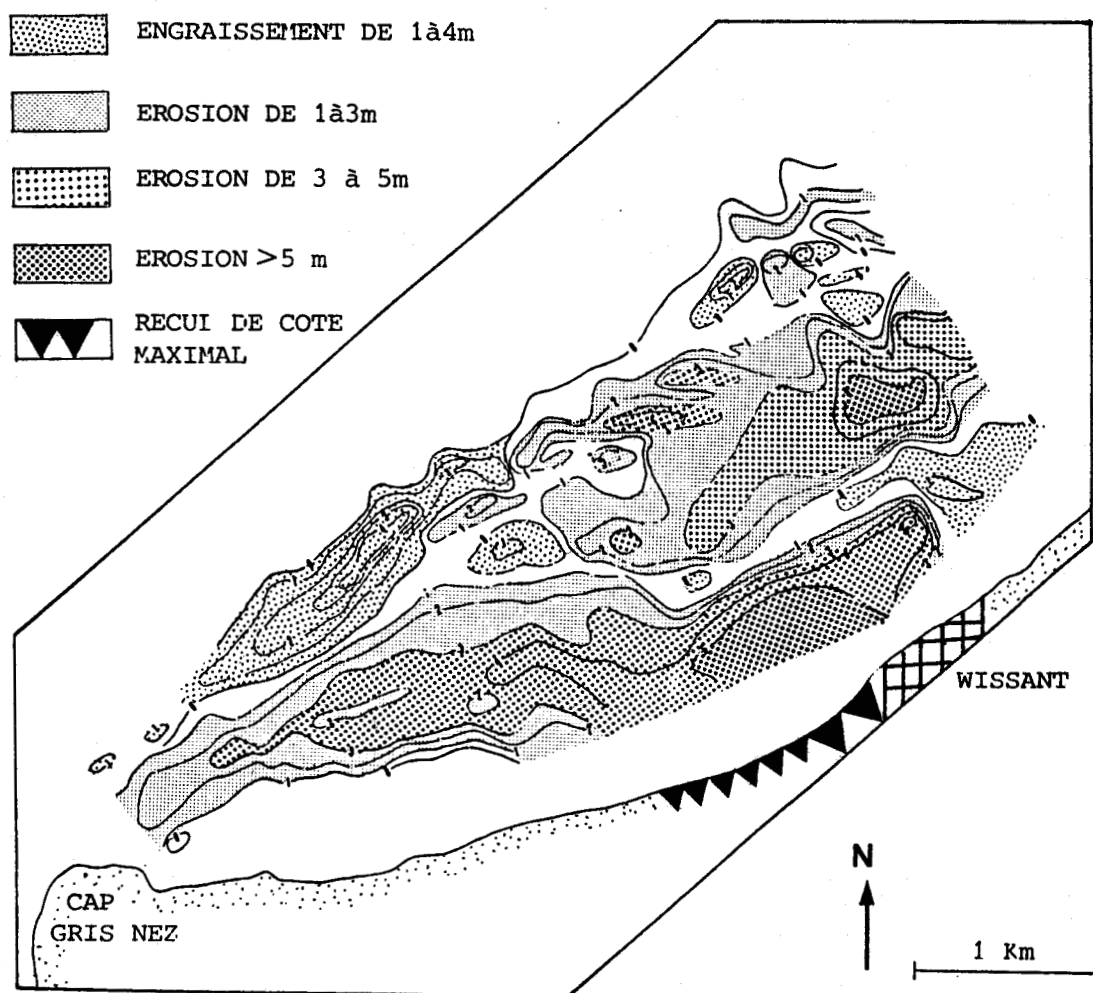


Fig. 102 : Carte des isopaques de l'érosion du banc à la Ligne entre 1911 et 1975.

Cette carte montre deux secteurs principaux soumis à l'érosion :

- Le flanc interne actuel du banc à la Ligne, où la direction des isopaques est parallèle à celle du littoral. La vitesse moyenne d'érosion, maximale à l'extrémité ouest de l'agglomération de Wissant, atteint 8 cm/an (soit plus de 5m en 64 ans). Elle décroît brutalement vers Wissant, et plus doucement vers le Cap Gris-Nez, à l'Ouest.

- En face de Wissant, dans l'actuelle dépression entre l'extrémité du banc à la Ligne et le littoral. Dans ce secteur, la vitesse de l'érosion atteint également 8 cm/an.

A l'inverse, on note un engraissement pouvant atteindre 6 cm/an en moyenne, au niveau de l'actuel sommet du banc à la Ligne.

5.4 : Relations entre érosion du Banc à la Ligne et érosion du littoral

a : Recul vers la côte de l'isobathe 0m.

La figure 103 montre, selon chacun des 28 profils, le recul de l'isobathe 0m. Ce recul maximal dans la partie médiane de la baie (c.f.fig.96), atteint 1100m, soit 15 m/an environ. De part et d'autre du secteur médian, il décroît rapidement.

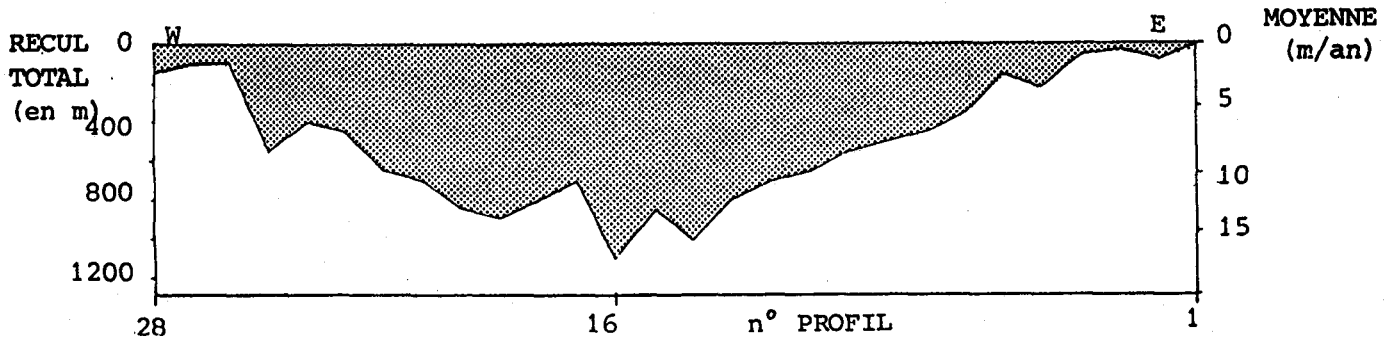


Fig. 103 Recul de l'isobathe 0m en Baie de Wissant, de 1911 à 1975.

b : Recul du trait de côte.

Le recul maximal du trait de côte est observé, en Baie de Wissant, à l'extrémité Ouest de l'agglomération de Wissant, au niveau de la Dune d'Aval (Clabaut, Chamley, 1986) ; (c.f. fig.90, p.188). Les valeurs moyennes du recul de cette zone, de 1947 à 1983, calculées par le Service Maritime du Port de Boulogne, sont de l'ordre de 5 m/an (fig.104). Les valeurs maximales du recul de la Dune d'Aval peuvent atteindre 17 m/an (Clabaut, Chamley, 1986).

De part et d'autre de cette zone, la vitesse du recul de côte décroît rapidement.

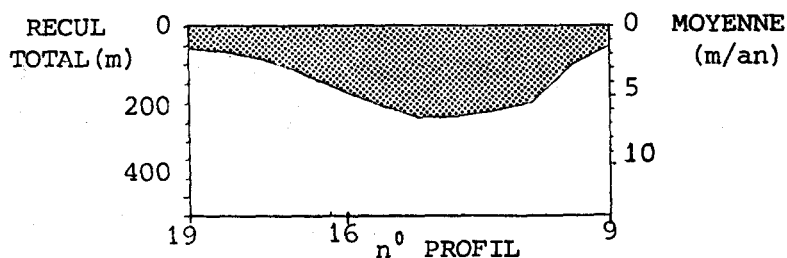


Fig. 104 Vitesse moyenne de recul du trait de côte, de 1947 à 1983 (Service Maritime du Port de Boulogne).

6) CONCLUSION.

Parallèlement à l'érosion du littoral de Wissant, on observe une évolution rapide du banc à la Ligne. Dans le détail, les cartes des isopaques (fig.102) et du recul de côte (fig.90 & 104), montrent que les zones marines proches des secteurs littoraux les plus touchés évoluent également très rapidement.

Ces résultats montrent les relations étroites entre l'évolution du littoral et du domaine sous-marin (Banc à la Ligne).

Contrairement aux hypothèses proposées (Clabaut, Chamley, 1986), on n'observe pas d'engraissement du Banc à la Ligne dans son ensemble, corrélativement à l'érosion du littoral.

Au contraire, le bilan sédimentaire de l'ensemble Banc à la Ligne, littoral apparaît très négatif ($\approx 100\ 000\ m^3/an$) Ceci est probablement dû à un approvisionnement insuffisant en sédiment de la baie de Wissant. Ces résultats sont établis par comparaison de deux levés bathymétriques, effectués à plus de soixante ans d'intervalle. Un troisième levé bathymétrique, effectué dans les prochaines années, permettrait de préciser les volumes sédimentaires mis en jeu.

B) LE BANC COTIER.

Une analyse comparable est effectuée sur le Banc côtier, situé au Nord du Port de Boulogne, d'après les minutes bathymétriques du SHOM, levées en 1934 et 1975.

1) EVOLUTION BATHYMETRIQUE DU BANC COTIER ENTRE 1934 ET 1975.

Elle consiste ici en un engraissement du banc. Celui-ci s'exprime sur les cartes (fig.105) par un déplacement des isobathes 5 et 10m vers le Nord.

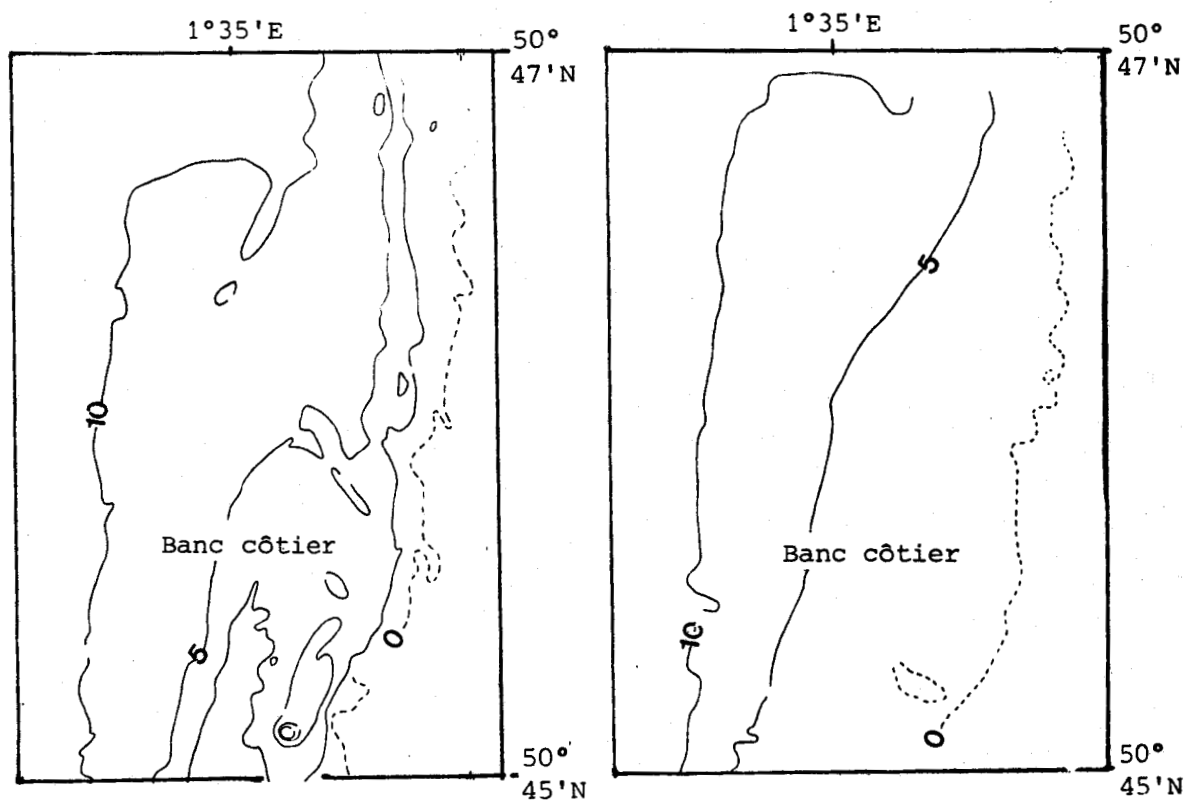


Fig. 105 Cartes bathymétriques du Banc côtier en 1934 et 1975, à l'échelle du 1/43400.

2) COMPARAISON DE PROFILS BATHYMETRIQUES DE 1934 ET 1975.

Les 18 profils bathymétriques transversaux, de direction W-E, montrent une élévation du niveau du banc entre 1934 et 1975.

Cette élévation, maximale près de la digue nord du Port de Boulogne, décroît progressivement vers le Nord (fig.106).

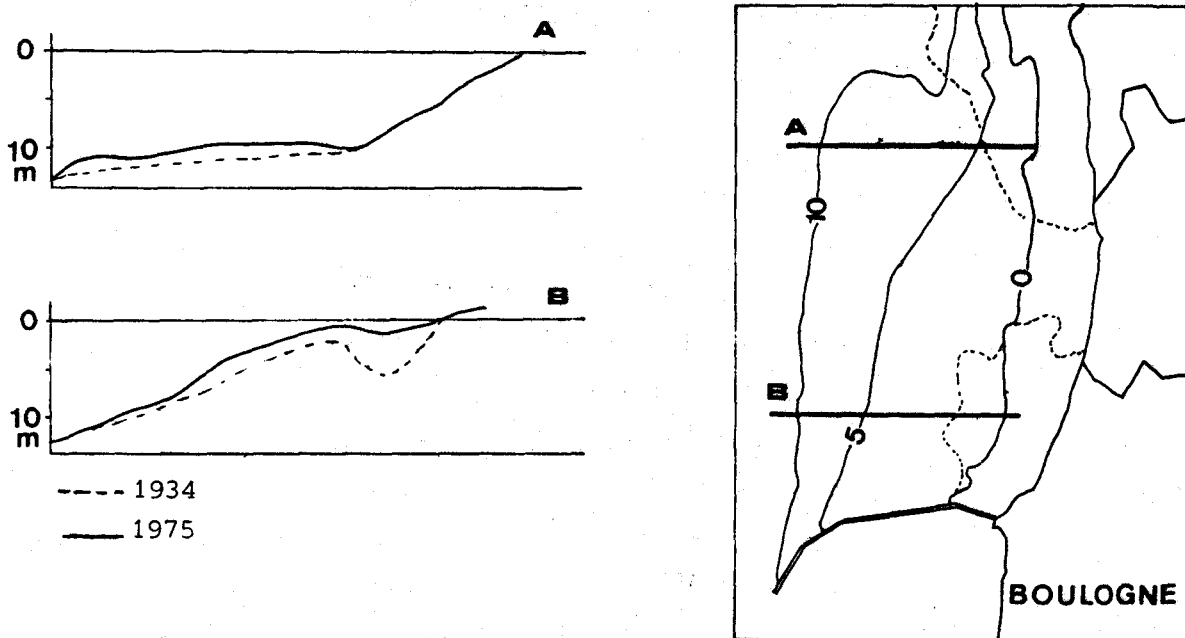


Fig. 106 : Evolution bathymétrique du Banc côtier de 1934 à 1975.

3) QUANTIFICATION DE L'ENGRAISSEMENT.

L'estimation des volumes, identique à celle des volumes érodés à Wissant, indique une accumulation de 5,4 millions de m³ de sédiment en 40 ans, sur une superficie de 8 km². Compte tenu de l'imprécision du calcul, ceci aboutit à un engraissement moyen de 1 cm/an. Cette quantification des volumes est incomplète, elle ne prend pas en compte les sédiments accumulés à l'intérieur du Port, pendant la même période.

C) BASSURE DE BAAS.

La morphologie complexe de la Bassure de Baas, et en particulier la présence de vagues de sable, ne permet pas d'y appliquer la technique décrite ci-dessus. La comparaison de points caractéristiques des isobathes du banc, sur les cartes dressées en 1934 (à 1/20000e) et 1975 (à 1/100000e) par le SHOM permet cependant de montrer l'absence de

déplacement de la Bassure de Baas, à la fois vers le Nord et vers la côte. Ce résultat est confirmé par la comparaison des minutes bathymétriques du SHOM avec la carte de Thoulet (1910) et les descriptions de Gaussin (1850).

D) CONCLUSION.

L'analyse de documents cartographiques anciens complète l'étude des phénomènes hydrosédimentaires actuels sur les bancs sableux. Elle montre, en particulier, l'évolution parallèle du littoral et du Banc à la Ligne, entre Wissant et le Cap Gris-Nez. L'érosion, maximale à proximité immédiate de Wissant, se traduit à la fois par un recul du cordon dunaire (2 à 5 m/an en moyenne), une réduction de la largeur de l'estran (15 m/an au maximum), un abaissement du Banc à la Ligne et des petits fonds (de 1 à 8 cm/an) et un déplacement vers la côte du flanc du banc. Ces phénomènes sont rapides : on peut estimer à 100 000 m³ le volume sédimentaire érodé chaque année en domaine sous-marin, sur le seul sommet du Banc à la Ligne. L'évolution probable de ce banc, si elle se poursuivait, consisterait en l'isolement du sommet de la dépression qui le sépare du littoral. La profondeur de cette dépression semble toutefois limitée par la présence de cailloutis sous-jacents, à l'Ouest du banc.

Le Banc côtier montre, quant à lui, une tendance à l'engraissement. L'évaluation des apports sédimentaires est difficile, car les cartes ne prennent pas en compte les volumes accumulés à l'intérieur du Port de Boulogne. Cet engraissement détermine une accrétion du banc, à la fois verticalement et vers le Nord.

Les deux bancs sableux (Banc à la Ligne et Banc côtier) situés à une profondeur inférieure à 15m connaissent une évolution inverse. leur situation, de part et d'autre du Cap Gris-Nez, et la distance importante qui les sépare (20 km environ) ne permettent pas de corréliser ces évolutions différentes. Une connaissance plus précise des transits sédimentaires entre la côte et l'isobathe 10m, parallèle à la côte au delà de cette isobathe permettrait d'établir les relations exactes entre les deux bancs.

La Bassure de Baas semble stable entre Boulogne et Audresselles, bien que les documents utilisés ne permettent pas de mettre en évidence une migration des vagues de sable sur ce banc.

CHAPITRE VII

APPORT DE L'ETUDE A LA CONNAISSANCE DE L'HISTOIRE QUATERNAIRE

A) HISTOIRE PLEISTOCENE.

1) ENTRE BOULOGNE SUR MER ET LE CAP GRIS-NEZ.

1.1 : Morphologie du substratum.

Entre la côte et le bord oriental du chenal du Lobourg, matérialisé par l'isobathe 25m, le substratum présente une pente faible et régulière vers le large (fig.107). Entre les isobathes 25 et 45m, la pente s'accroît, au niveau du flanc oriental du Lobourg. Le plateau supérieur, faiblement incliné, est seulement entaillé par les paléovallées de la Liane et de la Slack (Geotechnip, 1971), également mentionnées par Alduc (1979).

Le paléochenal de la Liane se marque dans la morphologie actuelle à proximité immédiate de la côte, au niveau des digues de Boulogne. Dès la sortie du Port, il est orienté SN, parallèlement à la digue ; il décrit ensuite un coude et s'oriente E-W. Son tracé se poursuit sous l'emplacement de la Bassure de Baas. Au large de ce banc il devient complexe, méandrique. Cette morphologie évoque un système estuarien ou témoigne de cours différents empruntés par la Liane lors des phases glaciaires successives. Actuellement déblayé de ses sédiments, le cours supérieur de la paléo-liane a dû se creuser entre les nombreux affleurements rocheux (carte h.t.).

Le cours ancien de la Slack se marque, sur la carte des isobathes du toit du substratum, uniquement au large de la Bassure de Baas, à une profondeur supérieure à 20m (fig.107). Son tracé s'inscrit au niveau d'une faille longitudinale de direction E-W (géotechnip.1971). Ce paléochenal de direction E-W vient s'ouvrir dans le chenal du Lobourg, au niveau de l'isobathe 30m. Entre l'embouchure actuelle de la Slack et

la Bassure de Baas, une zone légèrement surcreusée de direction grossièrement E-W, pourrait constituer un autre élément du cours ancien de la Slack. Ce paléochenal semble interrompu sous la Bassure de Baas.

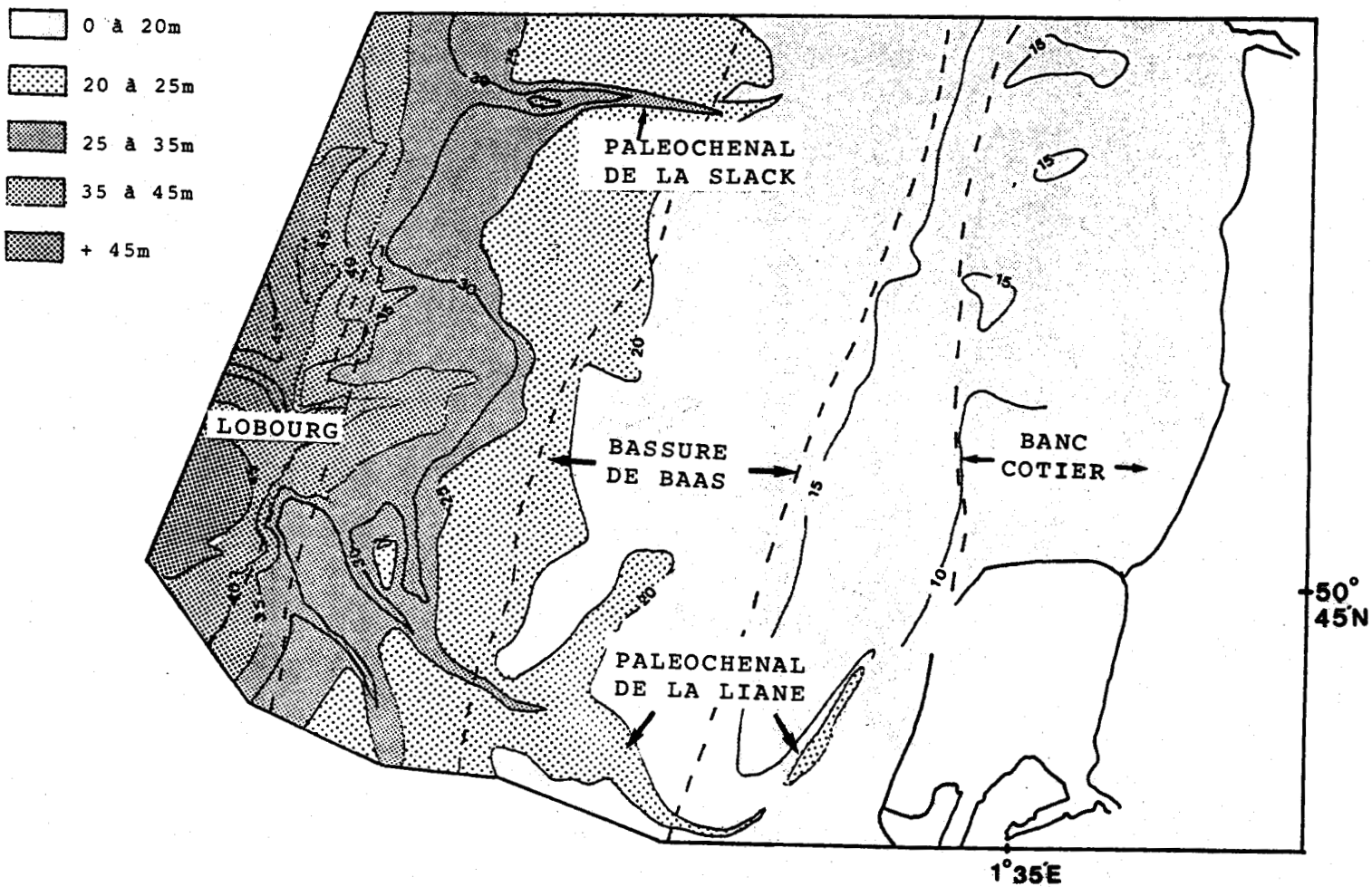


Fig. 107 : Carte des isobathes du toit du substratum, entre Boulogne et le Cap Gris-Nez (Géotechnip, 1971).

1.2 : La couverture quaternaire ancienne (antérieure à l'édification des bancs).

Entre le bord externe de la Bassure de Baas et le rail de navigation, une formation d'une dizaine de mètres d'épaisseur a été mise en évidence à l'aide de la sismique réflexion (Géotechnip, 1971). Cette formation, qui s'étend de la latitude de Boulogne à celle d'Ambleteuse, repose sur des terrains d'âge crétacé inférieur. Elle a d'abord été interprétée comme une terrasse fluviale complexe, méandrique, en relation directe avec le paléochenal de la Liane (Géotechnip, 1971).

Alduc (1979) décrit, entre les chenaux anciens de la Liane et de la Slack, deux lambeaux étagés de nappes alluviales, situés respectivement à des profondeurs de 35 et 50m (c.f. chap. I ; fig.12). Notons que le cours supérieur du paléochenal de la Liane est totalement déblayé. Les formations anciennes ont été étudiées en sismique-réflexion et par carottage lors des missions du programme GRANOR, menées par IFREMER en avril 1984 et août 1985. Le substratum rocheux d'âge jurassique supérieur ou crétacé inférieur est recouvert par des dépôts meubles, d'épaisseur inférieure à 8m. La carte des isopaques de cette formation indique deux ensembles principaux, d'épaisseur supérieure à 4m (Augris, 1986). Ils sont situés face à Boulogne et à Ambleteuse (fig.108).

Avant de décrire le contenu des carottes prélevées dans cette zone, il est nécessaire de présenter les relations morphologiques entre le substratum et la couverture sédimentaire quaternaire.

a : Relations morphologiques entre couverture quaternaire et substratum.

Les profils de sismique réflexion levés dans la zone d'étude (c.f. chap. II) montrent la présence de deux ensembles principaux de sédiments quaternaires anciens. L'ensemble supérieur situé à une profondeur de 20 à 30-32m, se présente :

- soit comme un remplissage de creux topographiques "isoles" (fig.109), au pied externe de la Bassure de Baas ;
- soit comme une terrasse continue entre le pied externe de la Bassure de Baas et le bord oriental du chenal du Lobourg (fig.110 a & b).

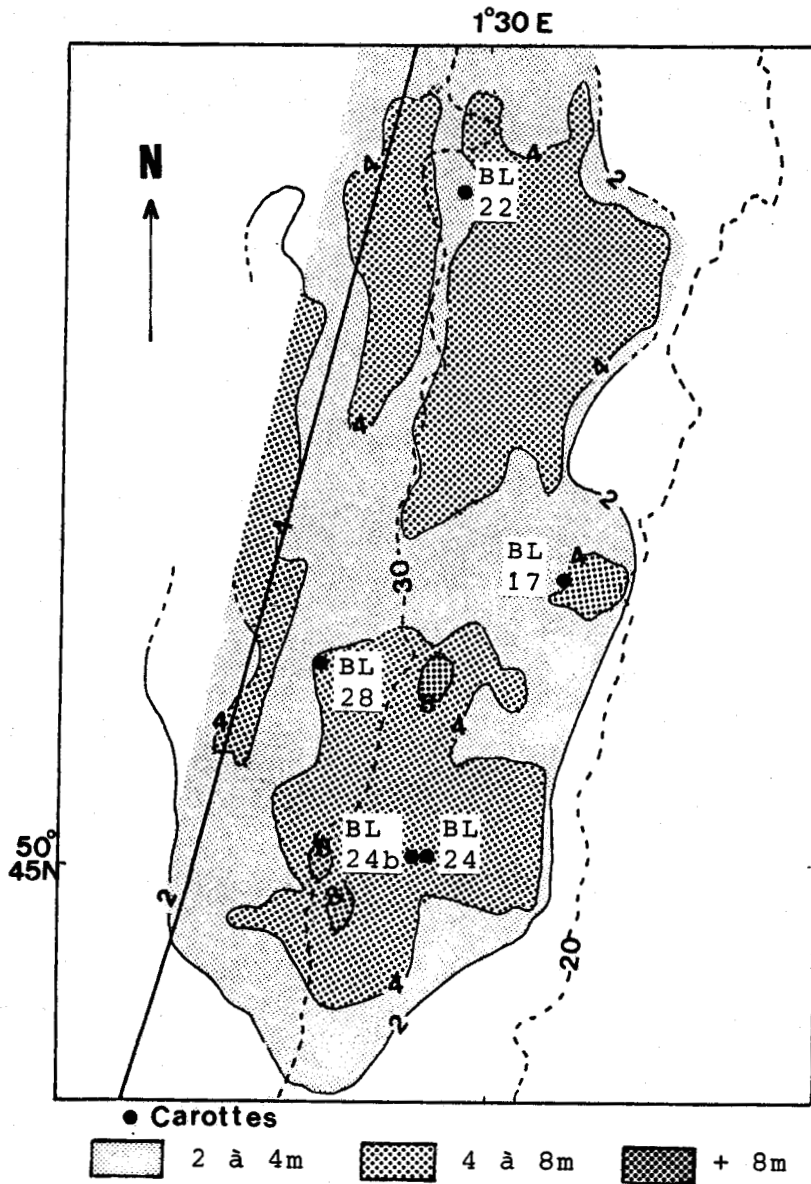


Fig. 108 Carte des isopaques des sédiments au large de Boulogne (Augris, 1986).

L'ensemble inférieur, qui occupe la base du flanc oriental du chenal du Lobourg, à une profondeur de l'ordre de 40m, se différencie mal du substratum wealdien (fig.111). Les deux ensembles définis ici correspondent respectivement aux terrasses "A" et "PII" de Alduc (1979) ; (c.f. chap. I, fig.12)

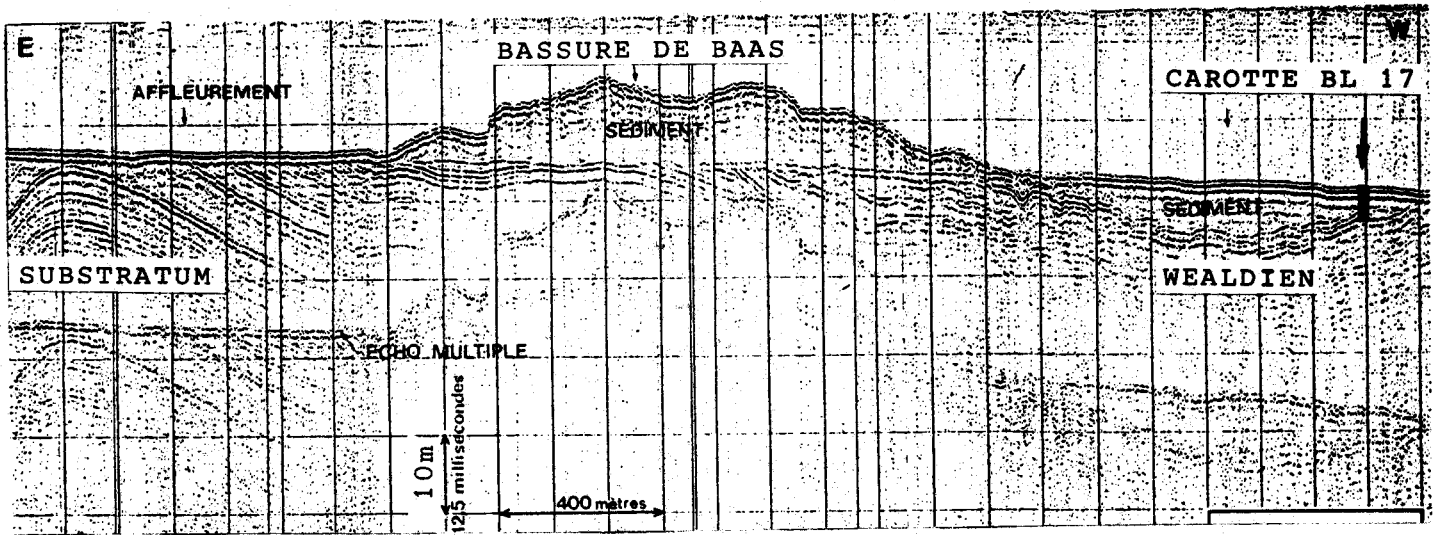


Fig. 109 : Observation en sismique réflexion de sédiments quaternaires anciens isolés au pied de la Bassure de Baas et localisation de la carotte Bl 17.

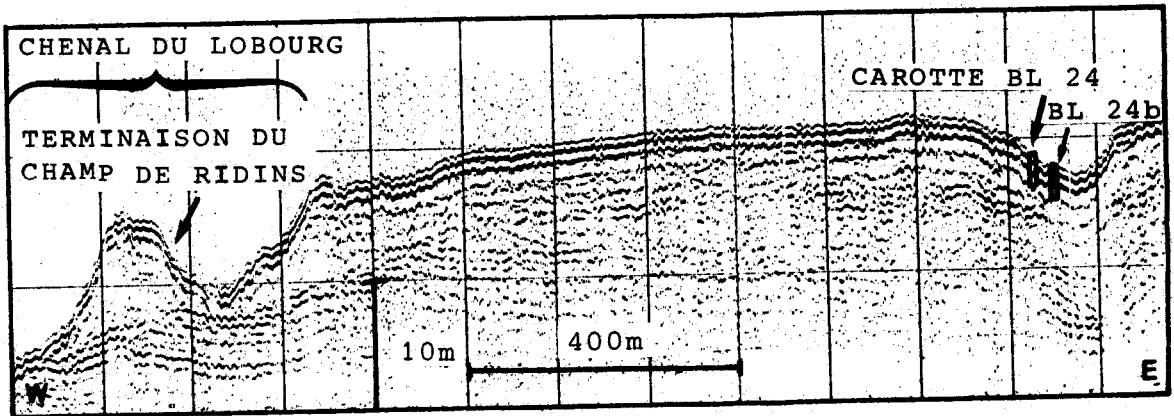
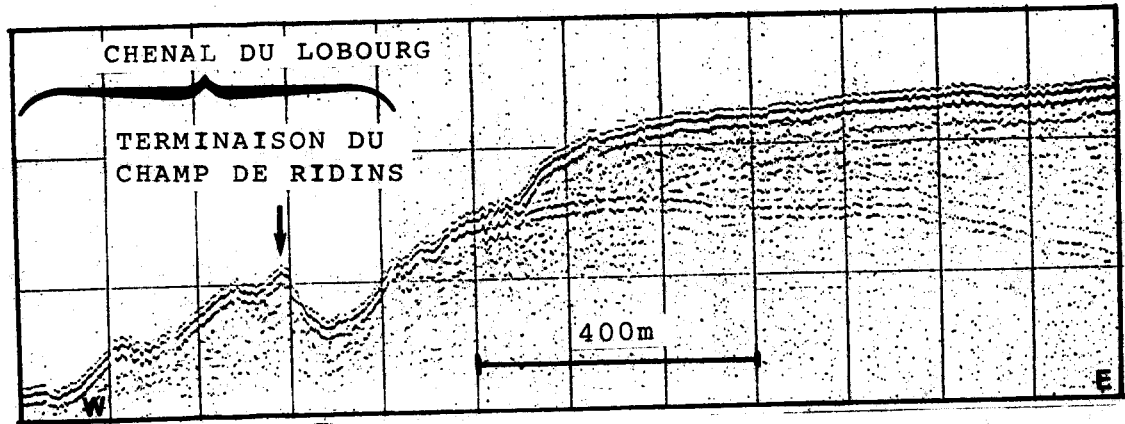


Fig. 110 (a & b) : Observation en sismique réflexion d'un ensemble sédimentaire ancien continu entre le pied externe de la Bassure de Baas et le chenal du Lobourg, et localisation des carottes Bl 24 et Bl 24b.

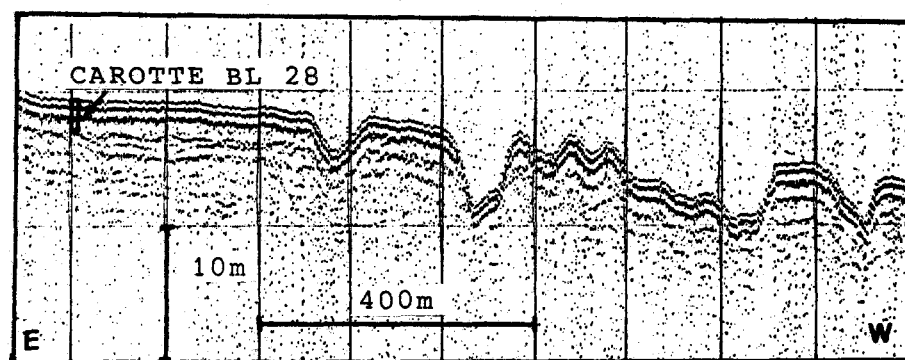


Fig. 111 Observation en sismique réflexion, de la terrasse inférieure du Lobourg et localisation de la carotte Bl 28.

b : Description des carottes.

Les 15 carottages effectués lors de la mission GRANOR ont recoupé les dépôts quaternaires sur des épaisseurs souvent comprises entre 0,5 et 1,5m. Les 5 carottes, décrites succinctement ci-dessous, montrent la grande variété de ces sédiments.

La carotte Bl 17, d'une longueur totale de 0,8m, montre, de la base vers le sommet :

- Un sable graveleux et argileux, de couleur grise, séparé du niveau précédent par un contact net, qui laisse supposer une lacune. Ce sable contient également des foraminifères, des pollens et des débris végétaux. Il indique un remaniement de sédiments en milieu continental.

- 40 cm de cailloutis lithoclastique, enrobé par une matrice argilo-sableuse à la base. Ce cailloutis représente le niveau de base de la transgression flandrienne.

La carotte Bl 22, d'une longueur totale de 1,3m est également prélevée sur l'ensemble quaternaire supérieur (fig.108). Elle montre à la base un sédiment argileux contenant des débris ligneux et une fraction graveleuse. L'absence de microfossiles marins et la présence de pollens de gymnospermes abondants suggèrent un âge wealdien. Au-dessus, on observe un cailloutis de silex de 1,1m d'épaisseur, enrobé dans une matrice argilo-sableuse de couleur rouille. La fraction fine (< 63 μ m) de cette matrice est riche en oxydes de fer (goethite, limonite). Ces dépôts d'origine continentale, mélangés au cailloutis (fluvial),

témoignent soit de la présence d'une terrasse alluviale, soit d'un faible remaniement de dépôts continentaux.

Les carottes Bl 24 et Bl 24b montrent également la présence de sédiments de couleur rouille, sous une séquence sédimentaire marine, caillouteuse et sableuse, de 1m d'épaisseur environ.

L'ensemble quaternaire supérieur témoigne donc, par la variété des sédiments prélevés, d'une évolution complexe, polyphasée du domaine. On peut y reconnaître, sous le cailloutis de base de la transgression flandrienne, des dépôts marins ou des dépôts d'origine continentale.

La carotte Bl 28, prélevée à une profondeur de 43m, dans l'ensemble inférieur (fig. 108 et 111) montre au contraire un sable moyen (200-400 μ m), bien classé, peu calcaire (2-4 %) et peu argileux. Ce sable, homogène sur une épaisseur de 1,5m, contient plusieurs niveaux de débris ligneux noirâtres. A sa base (1,5m à 2m), on observe également quelques galets de silex.

Le classement élevé de ces sédiments et son homogénéité contrastent avec l'ensemble précédent, et suggèrent un vannage important de dépôts d'origine continentale par de forts courants de marée.

2) ENTRE LES CAPS GRIS-NEZ ET BLANC-NEZ.

2.1 : Au large de la baie.

Les profils de sismique-réflexion levés au large du Banc de Wissant lors de la mission Géotechnip de 1971 montrent une couverture sédimentaire très mince, d'épaisseur inférieure à 1m. Elle est constituée de galets de silex assez peu usés, surmontés de quelques centimètres de sable coquillier. Au pied du banc à la Ligne, une paléovallée de direction SW-NE entaille les fonds de 20m (Géotechnip, 1971). Cette paléovallée, déblayée de ses sédiments, s'ouvre vers l'ouest.

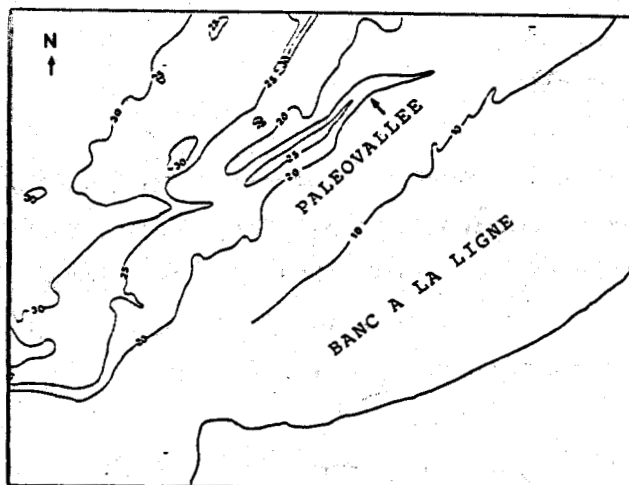


Fig. 112 : Localisation de la paléovallée de Wissant
(Géotechnip. 1971).

2.2 : A l'aplomb du banc à la Ligne.

Divers arguments permettent de proposer l'existence d'un sédiment grossier, caillouteux sous les sables fins du Banc à la Ligne (c.f. chap. VI). L'épaisseur maximale de ces cailloutis pourrait atteindre 5 à 7m. Par analogie aux formations pléistocènes connues à terre dans les carrières du Fart (Briquet, 1930 ; Sommé et Tuffreau, 1976) et le long de l'escarpement qui limite la plaine maritime holocène de Wissant (Mortier, Boels, 1980), (c.f. fig.89). Il est possible d'envisager un âge pléistocène pour ces cailloutis. Ainsi, le cailloutis pléistocène de Wissant s'étendrait de la falaise fossile au pied du Banc à la Ligne. Il constituerait un second escarpement pléistocène, synchrone ou antérieur à la falaise fossile.

B) HISTOIRE HOLOCENE.

A l'Holocène, la dernière phase de morphogenèse des fonds sous-marins consiste principalement en l'édification des bancs sableux. Si on se réfère aux courbes de reconstitution des niveaux marins établis par Jelgersma (1979), on peut supposer que la mise en place de la Bassure de Baas, située à une profondeur actuelle de 15 à 20m, a débuté vers 7800 B.P.

Les barrières littorales qui sont présumées être à l'origine de ces bancs sont constituées de sables fins, correspondant à l'assise de Calais (c.f. S. Dewez, 1988). La dernière phase de formation de ces bancs a lieu entre 2000 et 500 B.P. Les sables beiges qui constituent la couverture sédimentaire actuelle se déposent à cette période.

Parmi les résultats présentés dans cette étude, le seul indice d'une mise en place ancienne de la partie superficielle de la Bassure de Baas est le gradient granulométrique transversal. En effet, ce gradient transversal (W-E), dans une zone où le transit sédimentaire actuel est nettement orienté vers le Nord (c.f. chap. V) peut être considéré comme un héritage d'une époque ancienne. Les taches de sable granoclassées (c.f. chap. IV), observées au large de la Bassure de Baas, pourraient aussi être considérées comme des vestiges d'une période ancienne. Leur granoclassement décroissant vers le haut exprimerait alors une diminution de l'énergie des courants, lors d'une remontée du niveau marin par exemple.

Le Banc à la Ligne, dont la migration du large vers la côte est décrite par Briquet (1930) a pu également se former à des profondeurs de 15 à 20m. Sa mise en place pourrait, comme celle de la Bassure de Baas, être assez ancienne. Par contre, sa seconde phase d'évolution, postérieure à sa soudure à la côte, est très récente (c.f. chap. VI). Elle peut être comparée au schéma théorique de formation des "banner banks" proposé par Stride (1982) ; (fig.113), dans lequel le banc, initialement soudé à la côte (a) en est progressivement isolé par l'action de courants tourbillonnaires (b, & b2). Un tel processus semble en accord avec les paramètres hydrosédimentaires du Banc à la Ligne, décrits au chapitre V.

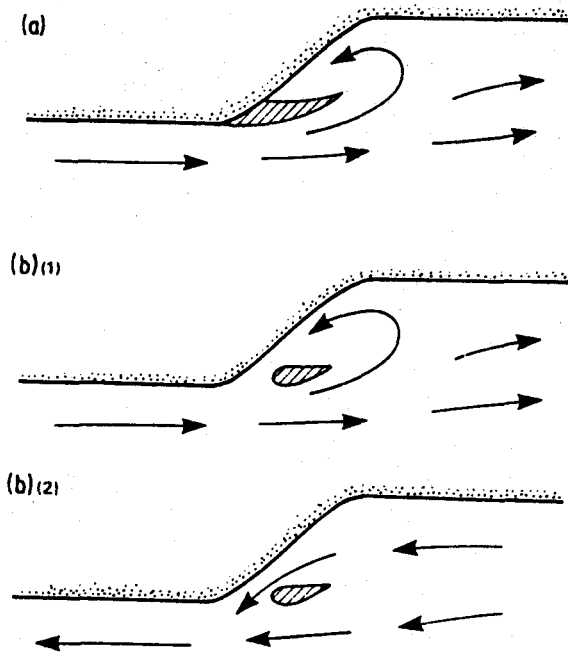
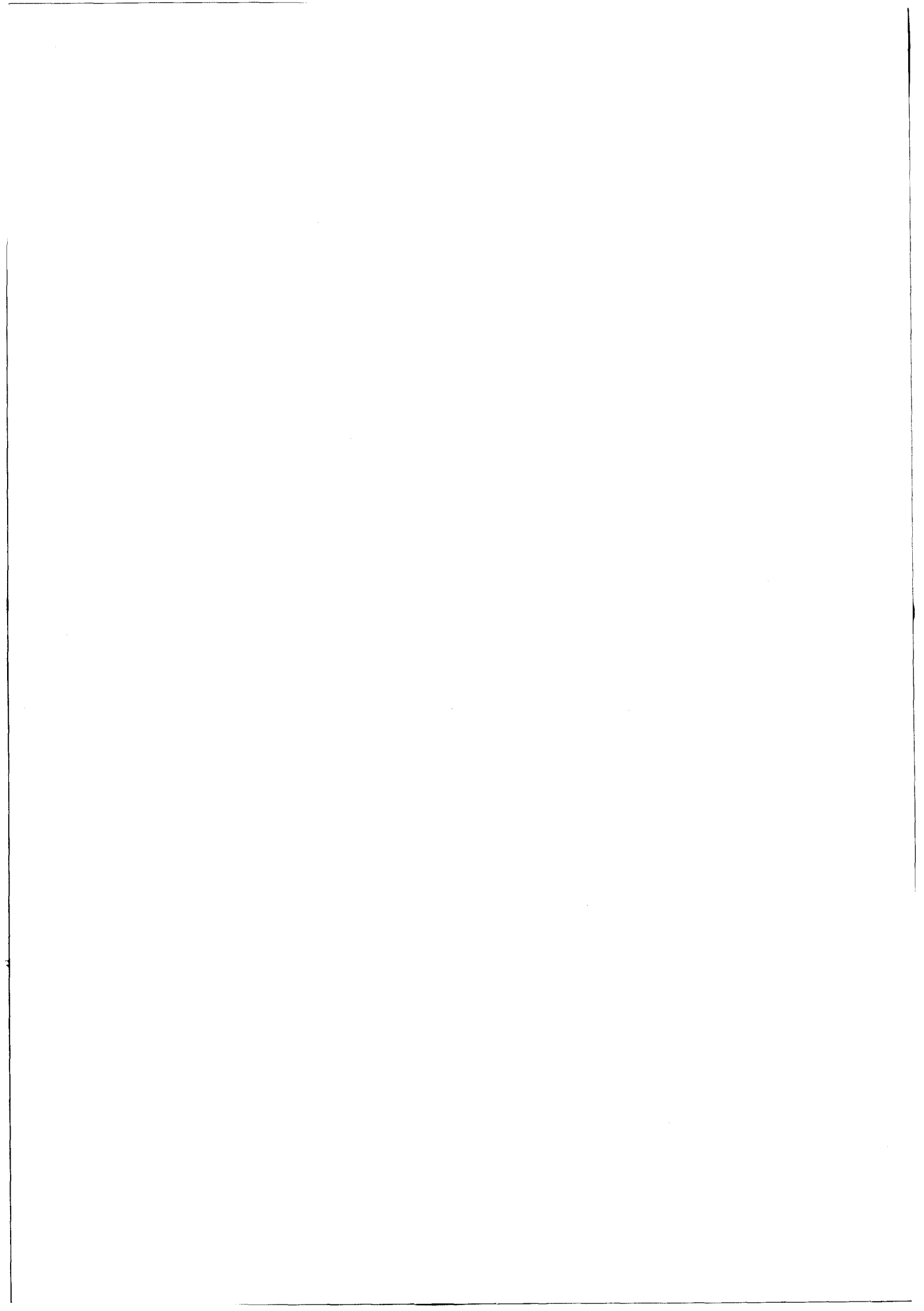


Fig 113 Hypothèse d'explication de la formation des banner banks. (Stride, 1982).

La mise en place du Banc côtier, édifié au Nord des digues de Boulogne, semble corrélable à l'aménagement progressif du Port de Boulogne (Bouvier, 1968) Son édification serait donc très récente.



CONCLUSION GENERALE

La morphologie de la partie française du détroit du Pas-de-Calais est dominée, entre le Cap d'Alprech et le Cap Blanc-Nez, par la présence de bancs sableux (Bassure de Baas, Banc à la Ligne et "Banc côtier"), ainsi que par des affleurements du substratum rocheux, en particulier dans le prolongement du Cap Gris-Nez.

Les 3 bancs sableux se distinguent par leur situation, par les structures sédimentaires associées et par la granularité des sédiments qui les constituent :

- La partie septentrionale de la Bassure de Baas, parallèle à la côte entre le Cap d'Alprech et Audresselles, est surmontée de trois types de structures transversales de courants. Ce sont, par ordre de taille décroissante, les vagues de sable, réparties en 3 familles, les mégarides et les rides.

Les sédiments de cette partie du banc sont des sables moyens (200-500 μm), assez pauvres en carbonates, plus grossiers sur le flanc interne (315-500 μm) que sur le sommet et le flanc externe (200-315 μm).

- Le Banc à la Ligne, soudé à la côte au niveau du Cap Gris-Nez, prolonge le littoral de Wissant. Il est dépourvu, dans sa partie supérieure, de vagues de sable et de mégarides. Les vagues de sable sont reconnues à une profondeur supérieure à 5m. Les sédiments du Banc à la Ligne sont des sables fins ($< 200 \mu\text{m}$), gris, pauvres en calcaire, dans la partie externe, des sables moyens au sommet et sur une partie du flanc externe, et des sables grossiers, graveleux et caillouteux, dans la partie la plus déclive du flanc externe. Son prolongement, appelé "la Barrière" est constitué de sables moyens (315-500 μm).

- Le "Banc côtier", soudé à la côte et à la digue nord du Port de Boulogne, est lui aussi dépourvu de vagues de sable. Des mégarides de courant et de houle sont observées dans sa partie externe. Ce banc est également constitué de sables fins dans sa partie supérieure et de sables moyens (200-315 μm) dans sa partie externe.

Entre les bancs, la couverture sédimentaire meuble est composée de cailloutis peu épais, qui laissent affleurer en de nombreux endroits le substratum rocheux d'âge jurassique supérieur ou crétacé.

Au large du Cap Gris-Nez, ces affleurements rocheux constituent des reliefs importants, de direction WNW-ESE.

A la périphérie et en terminaison des bancs, plusieurs types de structures longitudinales de courant surmontent les cailloutis ou la roche :

- Les rubans sableux, très abondants, montrent des caractéristiques différentes selon leur localisation.

Entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez, ils sont peu épais (quelques centimètres) et constitués d'un sédiment fréquemment bimodal. Par contre, à la terminaison du champ de ridins nord, ils sont plus épais (30 cm à plus de 1m) et présentent un granoclassement décroissant vers le haut.

Entre les Caps Gris-Nez et Blanc-Nez, les rubans sont constitués de sable moyen, de granularité 315-500 μm .

- Des taches sableuses sont observées entre la Bassure de Baas et la terminaison du champ de ridins nord. Constituées en surface de sable fin à grossier, elles présentent également un granoclassement décroissant vers le haut.

- Les marques d'obstacle sont localisées en arrière des épaves ou des blocs.

L'ensemble des structures sédimentaires, à l'exclusion des taches sableuses, est caractéristique des zones à forts courants de marée.

La confrontation des mesures courantologiques aux informations fournies par les structures sédimentaires, et au suivi de traceurs radioactifs indique un transit général des sédiments vers le Nord, entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez. Les volumes transportés sont de l'ordre de 100 000 m^3/an sur la Bassure de Baas. Sur ce banc, les sédiments sont essentiellement transportés par charriage, sous l'action du courant de flot. L'épaisseur de la couche mobile de sédiments est seulement de quelques centimètres.

Entre le pied interne de la Bassure de Baas et la côte, l'influence de la morphologie littorale se traduit par une légère modification de l'orientation des structures sédimentaires et par une accélération locale des courants. L'action des houles de tempête est mise en évidence à une profondeur de 10m environ.

Du Cap Gris-Nez au Cap Blanc-Nez, la dynamique sédimentaire est plus complexe. L'influence du Cap Gris-Nez et des crêtes rocheuses qui le prolongent se traduit par un changement d'orientation des structures sédimentaires et une mise en suspension des sédiments.

Au large de la Baie, le transit sédimentaire est orienté vers le NE, parallèlement au Banc à la Ligne. Il s'effectue essentiellement en suspension pour les sédiments de taille inférieure à 250 μm , surtout par charriage pour les sédiments plus grossiers. Une telle orientation du transit sédimentaire traduit l'isolement de la partie interne de la Baie de Wissant par rapport au domaine du large.

A l'intérieur de la Baie, les courants sont déviés vers la côte. Près du Cap Gris-Nez, cette déviation s'accroît en un tourbillon, centré sur le sommet du Banc à la Ligne. L'action des houles de tempête est ici limitée aux zones de profondeur inférieure à 5m. Elle provoque un phénomène de dérive littorale des sédiments vers le NE, et un transit sédimentaire dans le profil. Elle a pour conséquence une érosion littorale importante, amplifiée par un transport éolien des sédiments littoraux vers le NE.

La zone d'étude peut donc être considérée, à l'échelle régionale, comme une zone de transit sédimentaire important vers le Nord puis le Nord-Est. Ce transit semble atténué au large, à des profondeurs supérieures à 35m. Entre la côte et l'isobathe 15m, il est modifié par la morphologie littorale et par l'action des houles.

L'analyse de documents cartographiques anciens complète l'étude des phénomènes hydrosédimentaires actuels sur les bancs sableux. Elle montre, en particulier, l'évolution parallèle du littoral et du Banc à la Ligne, entre Wissant et la Cap Gris-Nez. L'érosion, maximale à proximité immédiate du Wissant, se traduit à la fois par un recul du cordon dunaire (2 à 5 m/an en moyenne), une réduction de la largeur de l'estran (15 m/an au maximum), un abaissement du Banc à la Ligne et des petits fonds (de 1 à 8 cm/an) et un déplacement vers la côte du flanc du banc. Ces phénomènes sont rapides : on peut estimer à 100 000 m^3 le volume sédimentaire érodé chaque année en domaine sous-marin, sur le seul sommet du Banc à la Ligne.

L'évolution probable de ce banc, si elle se poursuivait consisterait en l'isolement du sommet actuel du Banc à la Ligne, et l'accentuation de la

dépression qui le sépare du littoral. La profondeur de cette dépression semble toutefois limitée par la présence de cailloutis sous-jacents, à l'Ouest du banc.

Le Banc côtier montre, quant à lui, une tendance à l'engraissement. L'évaluation des apports sédimentaires est difficile, car les cartes ne prennent pas en compte les volumes accumulés à l'intérieur du Port de Boulogne. Cet engraissement détermine une accrétion du banc, à la fois verticalement et vers le Nord.

L'évolution des deux bancs sableux (Banc à la Ligne et Banc côtier), soudés à la côte ne peut, en l'état actuel des recherches, être corrélée, en raison de la distance importante qui les sépare et de leur situation, de part et d'autre du Cap Gris-Nez.

La Bassure de Baas montre une apparente stabilité : aucun déplacement vers la côte ou vers le Nord n'a pu être mis en évidence au cours des quarante dernières années. Il faut donc supposer que les volumes sédimentaires déplacés vers le Nord sont compensés par des apports venant du Sud. Ceci rejoint les résultats de S. Dewez (1988) qui a calculé un transport sédimentaire équivalent dans la partie méridionale de la Bassure de Baas. Les documents utilisés ne permettent toutefois pas de mettre en évidence une variation verticale du niveau du banc, ni une migration des vagues de sable.

BIBLIOGRAPHIE

- ACTON J., DYER C., 1975.- Mapping of tidal currents near the skerries bank. Journ. Geol. Soc., 131 : 63-67.
- ALDUC D., 1979.- La Manche orientale. Etude géomorphologique du réseau de paléovallées. Thèse 3ème cycle, Caen, 146 p.
- ALLEN J.R.L., 1980.- Sand-wave immobility and the internal master bedding of sand-wave deposits. Geol. Mag., 117 : 437-446.
- 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. Mar. Geol., 48 : 321-336.
- AMAR R., 1971.- Notice de la carte géologique de la marge continentale française. Feuille Boulogne-sur-Mer - Rouen, Caen - Wight à 1/250 000, B.R.G.M.
- AMINOT A. & CHAUSSEPIED M., 1983.- Manuel des analyses chimiques en milieu marin. C.N.E.X.O. édit.
- AMOS C.L. & KING E.L., 1984.- Bedforms on the canadian eastern seaboard : a comparison with global occurrences. Mar. Geol., 57 : 167-208.
- ANGUENOT F., GOURLEZ P. & MIGNIOT C., 1972.- Déplacement des ridins au large du Havre. Etude de leur dynamique par traceurs radioactifs. Rapp. C.E.A.-S.A.R., 72-08, 31 p.
- A.S.C.E., 1966.- American Society of Civil Engineers, Task Force on bed forms in alluvial channels. Nomenclature for bed forms in alluvial channels. Journ. Hydraulics Div., Amer. Soc. Civil. Eng., 92 : 51-64.
- AUFFRET J.P. & ALDUC D., 1977.- Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. Bull. A.F.E.Q., 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. Ann. Inst. océanogr., 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. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 169-176.
- AUFFRET J.P. & COLBEAUX J.P., 1977.- Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. Bull. Soc. géol. France, (7), XIX, 5 : 1047-1055.
- 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. 18ème journée de l'hydraulique, Marseille, 1, 14 : 1-7..
- AUGRIS C., 1986.- Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la région Nord-Pas-de-Calais. Rapp. IFREMER, DERO, 86-01, 50 p. + ann.
- AUGRIS C., CLABAUT P., DEWEZ S. & AUFFRET J.P., 1987.- Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer. 1/43 500, 5 couleurs. IFREMER/Région Nord - Pas-de-Calais édit.
- AVOINE J., LARSONNEUR C., CAILLOT A., 1984.- Mise en évidence des mouvements sédimentaires en baie de Seine à l'aide des traceurs radio-actifs : contribution à l'étude du comblement de l'estuaire de la Seine. Soc. hydrotechn. France, XVIIIème Journ. Hydraulique, Marseille, sept. 1984.

- BARUSSEAU J.-P., JAGO C.F., 1980.- Les houles et la sédimentation détritique de plate-forme. Exemples du golfe de Gascogne et du golfe du Lion (France). Ann. Inst. Océanogr., 56 : 37-46.
- BEAUCHESNE P., COURTOIS G., 1967.- Etude du mouvement des galets le long de la côte des bas-champs de la Somme. Utilisation de traceurs radioactifs. Cahiers Océanogr., XIX : 613-625.
- BELDERSON R.H. & STRIDE A.H., 1966.- Tidal current fashioning of a basal bed. Mar. Geol., 4 : 237-257.
- BELDERSON R.H., KENYON N.H., 1969.- Direct illustration of one way sand transport by tidal currents. Journ. Sediment. Petrol., 39 : 1249-1250.
- BELDERSON R.H. et al., 1972.- Sonographs of the sea floor. Elsevier, Amsterdam, 185 p.
- BELLESSERT B., 1983.- Facteurs dynamiques intervenant sur l'évolution du littoral et des fonds marins. Coll. A.S.T.E.O.
- 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. Bull. Soc. géol. France, (8),II : 437-446.
- BOERSMA J.R., 1970.- Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Doctoral Thesis, Utrecht : 65 p.
- BOILLOT G., 1964.- Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Ann. Inst. Océanogr., 42 : 1-220.
- BOILLOT G. & LEFORT J.P., 1974.- Carte géologique de la Manche. B.R.G.M. édit., Orléans, France.
- BOILLOT G. & RIOULT M., 1974.- Notice explicative de la carte géologique à 1/1 000 000. B.R.G.M. édit., Orléans, France.
- BONTE A., 1969.- Le Boulonnais. In Géologie du Nord de la France, Ann. Soc. géol. Nord, 89 : 23-46.
- BOUVIER J.A., 1968.- Le port en eau profonde de Boulogne-sur-Mer. Ann. Inst. Techn. Bâtiment et Travaux Publics, 245. Sér. Trav. Publ. (119) : 710-764.
- BOUYSE P., LE LANN F., SCOLARI G., 1976.- Les sédiments superficiels des approches occidentales de la Manche. Mar. Geol., 29 : 107-135.
- BRAUD F., 1986.- La dynamique sédimentaire à l'embouchure d'un estuaire. Intérêt du sonar latéral à l'étude de la passe sud-Gironde. Thèse 3ème cycle, Bordeaux, 278 p.
- BRIQUET A., 1930.- Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Thèse Sci. nat., Orléans : 439 p.
- CASTON G.F., 1979.- Wreck marks : indicators of net sand transport. Mar. Geol., 33 : 193-204.
- 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.
- 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.

- CHESTERMAN W.D., CLYNICK P.R. & STRIDE A.H., 1958.- An acoustic aid to sea bed survey. Acustica, 8, 5 : 285-290.
- CLABAUT P., 1984.- Dynamique sédimentaire du littoral de Wissant et de ses abords. D.E.A., Lille, 51 p. ronéot.
- CLABAUT P. & CHAMLEY H., 1986.- Observations sédimentologiques sur le littoral de Wissant (Site des Caps, Boulonnais). Ann. Soc. géol. Nord, CV : 169-178.
- CLIQUE P.M., 1986.- Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche. A. De la frontière belge à la baie de Somme. Coll. Dir. Etudes et Recherches d'Electricité de France. L.N.H.-L.C.H.F., 133 p.
- COLBEAUX J.P., 1974.- Mise en évidence d'une zone de cisaillement nord-artois. C. R. Ac. Sc., Paris, D, 278 : 1159-1161.
- COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F., SOMME J., 1977.- Tectonique des blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. Ann. Soc. géol. Nord, 97 : 191-222.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P., SOMME J., 1980.- Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. Bull. Inf. Géologues du Bassin de Paris, 17 : 41-54.
- COURTOIS G., SAUZAY G., 1966.- Les méthodes de bilan des taux de comptage de traceurs radioactifs appliquées à la mesure des débits massiques de charriage. Houille blanche, 3 : 279-284.
- CURRY D. & SMITH A.J., 1975.- New discoveries concerning the geology of the central and eastern parts of the English Channel. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 155-167.
- DALRYMPLE R.W., KNIGHT R.J. & LAMBIASE J.J., 1978.- Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. Nature, 275 : 100-104.
- DANGEARD L., 1929.- Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. Ann. Inst. Océan., Paris, 6 : 296 p.
- DE HEINZELIN J., 1964.- Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove. Bull. Soc. belge Géol., 73 : 146-161.
- DELANOE Y., PINOT J.P., 1980.- Aperçus sur la dynamique sédimentaire du précontinent Atlantique breton. II : La mobilité des sables, son influence sur la morphologie actuelle et les structures sédimentaires. Ann. Inst. Océanogr., 56 : 61-72.
- DESTOMBES J.P. et P., 1963.- L'anticlinal des Quénocs au Cap Blanc-Nez, (Pas-de-Calais). Ann. Soc. géol. Nord, 83 : 47-56.
- DESTOMBES J.P., SHEPARD-THORN E., 1972.- Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche, (1964-1965). Mém. Bur. Rech. géol. min., 79 : 101-114.
- DESTOMBES J.P., SHEPARD-THORN E.R. & REDDING R.H., 1975.- A buried valley system in the Strait of Dover. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 243-256.
- DEWEZ S., 1985.- Dynamique sédimentaire et rejets de dragages au large de Boulogne-sur-Mer. D.E.A., Lille, 51 p. ronéot.
- DUBOIS G., 1924.- Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. Mém. Soc. géol. Nord, 1, (8) : 357 p.

- DUJON S.C., 1969.- Sur la genèse des bancs de la Mer du Nord méridionale. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., XI, 5 : 503-510.
- DUPLESSY J.C., VERGNAUD-GRAZZINI C., DELIBRIAS G., LALOU C., LETOLLE R., 1976.- Paléoclimatologie des temps quaternaires à l'aide des méthodes nucléaires. In La Préhistoire française, I, C.N.R.S. : 352-361.
- DYER K.R., 1980.- Velocity profiles over a rippled bed and the threshold of movement of sand. Estuarine and Coastal Marine Science, 10 : 181-199.
- EISMA D., JANSEN J.H.F., WEERING T.C.E. van, 1977.- Sea-floor morphology and recent sediment movement in the North Sea. In Oele E., Schüttenhelm R.T.E., Wiggers, Ed. The Quaternary history of the North Sea, Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis, Uppsala, 2 : 217-231.
- EISMA D. MOOK W.G. & LABAN C., 1981.- An early Holocene tidal flat in the Southern Bight. In S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), Holocene marine sedimentation in the North Sea basin : 229-238.
- FIELD M.E., NELSON C.H., CACCHIONE D.A. & DRAKE D.E., 1981.- Sand waves on an epicontinental shelf : northern Bering Sea. Mar. Geol., 42 : 233-258.
- FLEMMING N.C., STRIDE A.H., 1967.- Basal sand and gravel patches with separate indications of tidal current and storm-wave paths near Plymouth. Journ. mar. biol. Ass. U.K., 47 : 433-444.
- FLEMMING B.W., 1976.- Guide pratique du sonar latéral. Rev. Hydro. Inter., Monaco, LIII, 1 : 73-101.
- FLEMMING B.W., 1980.- Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (south-east African continental margin). Sedimentary Geol., 26 : 179-205.
- FLOOD R.D., 1983.- Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. Geol. Soc. Amer. Bull., 94 : 630-639.
- FUNNEL B.M., 1972.- The history of the North Sea. Bull. Geol. Soc. Norfolk, 22 : 2-10.
- GAUSSIN M.L., 1855.- Rapport sur la reconnaissance hydrographique exécutée en 1855 dans les parages de Boulogne. Recherches hydrographiques sur le régime des côtes, premier cahier : 66-85 (dépôt des cartes et plans de la Marine, E.P.S.H.O.M., Brest).
- GEOTECHNIP, 1971.- Recherche de graviers au large de Boulogne et Wissant. 23 p. + ann.
- GOULLIART M., 1967.- Le complexe faillé côtier d'Audresselles Sud. Ann. Soc. géol. Nord, 87 : 179-185.
- 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., 1970.- Pleistocene and Holocene ; sea-level changes. Earth Science Rev., 5 : 69-97.

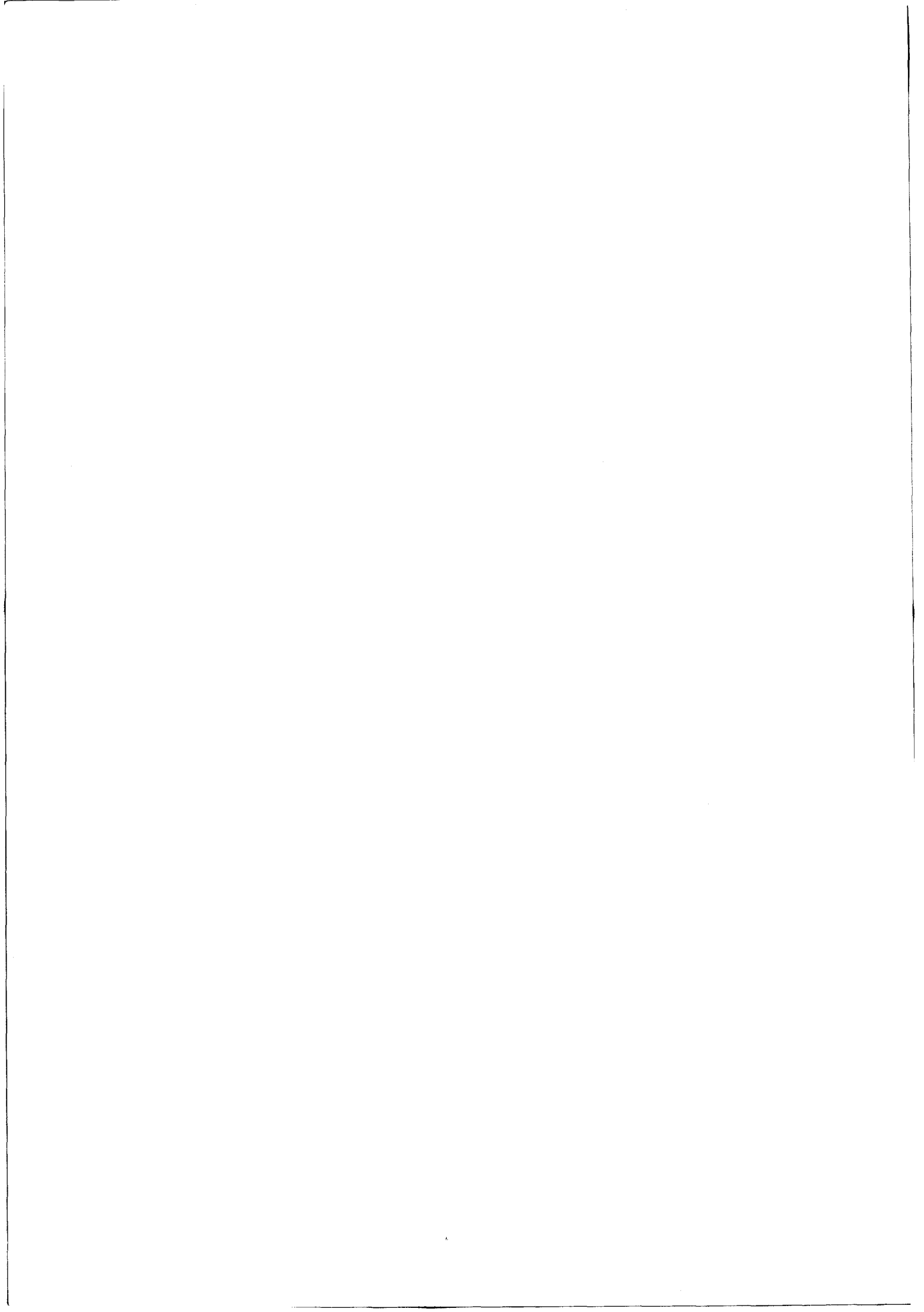
- GUILCHER A., 1977.- Considérations sur les niveaux marins quaternaires. Bull. A.F.E.Q., 53 : 63-69.
- GUILCHER A., 1979.- Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson, Paris, 344 p.
- GUILCHER A., 1980.- Quelques orientations actuelles de la géodynamique et de la géomorphologie sous-marine. Ann. Inst. Océanogr., 56, (5) : 5-16.
- HAILS J.R., 1975a.- Sediment distribution and quaternary history of Start Bay. Journ. Geol. Soc., 131 : 19-35.
- HAILS J.R., 1975b.- Offshore morphology and sediment distribution, Start Bay, Devon. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A 279 : 221-228.
- HEATHERSHAW A.D., 1981.- Comparisons of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. Mar. Geol., 42 : 75-104.
- HEINZELIN J. de, 1964.- Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove. Bull. Soc. Belge Géologie, 23 : 146-161.
- HOLTZAPFFEL T., 1985.- Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. Publ. S.G.N., 12 : 135 p.
- HOSLIN R., 1987.- Mesure, par traceurs radioactifs, des déplacements sédimentaires aux abords du Cap Gris-Nez. C.E.A., 50 p + ann.
- HOUBOLT J.J.H.C., 1968.- Recent sediments in the southern bight of the North Sea. Geol. en Mijnbouw, 47, 4 : 245-273.
- JANSEN J.H.F., VAN WEERING T.C.E. & EISMA D., 1979.- Late Quaternary sedimentation in the North Sea. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), The Quaternary history of the North Sea : 175-187.
- JELGERSMA S., 1961.- Holocene sea level changes in the Netherlands. Meded. Geol. Sticht., 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, Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups Annum Quingentesimum Celebrantis, Uppsala, 2 : 233-248.
- JOHNSON M.A., KENYON N.H., BELDERSON R.H. & STRIDE A.H., 1982.- Sand transport. In A.H. Stride (editor), Offshore tidal sands. Processes and deposits, Chapman and Hall, London : 58-94.
- JONES L., 1956.- Pesanteur. In Atlas de Belgique, Comité nat. Géogr. : 16 p.
- JONES N.S., KAIN J.M. & STRIDE A.H., 1965.- The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man. Mar. Geol., 3, 5 : 324-336.
- 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., 1970.- Sand ribbons of european tidal seas. Mar. Geol., 9 : 25-39.
- KENYON N.H. & STRIDE A.H., 1968.- The crest length and sinuosity of some marine sand waves. J. Sed. Petr., 38 : 255-258.

- KENYON N.H. & STRIDE A.H., 1970.- The tide-swept continental shelf sediments between the Shetlands Isles and France. Sedimentology, 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. In S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. Van Weering (editors), Holocene marine sedimentation in the North Sea basin : 257-268.
- LABAN C., SCHUTTENHELM R.T.E., 1981.- Some new evidence on the origin of zeeland ridges. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 5 : 239-245.
- LANGHORNE D.N., 1978.- Offshore engineering and navigational problems : the relevance of sandwave research. Soc. for Underwater Technology, Londres.
- LANGHORNE D.N., 1982.- A study of the dynamics of a marine sandwave. Sedimentology, 29 : 571-594.
- LALOU C., DUPLESSY J.C., NGUYEN HUU VAN, 1971.- Données géochronologiques actuelles sur les niveaux des mers et la paléoclimatologie de l'interglaciaire Riss-Würm. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 13 : 447-462.
- LAPIERRE F., 1975.- Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la Manche orientale. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 177-187.
- LARSONNEUR C., 1971.- Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse Etat, Caen, 394 p.
- LARSONNEUR C., BOUYASSE P., AUFFRET J.P., 1982.- The superficial sediments of the english Channel and its Western approaches. Sedimentology, 29 : 851-864.
- MAUPAS A., 1977.- Courants de marée (13 cartes heure par heure). Edit. cartographiques maritimes, 14 p.
- McCAVE I.N., 1971.- Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. Mar. Geol., 10 : 199-225.
- McLEAN S.R., 1981.- The role of non uniform roughness in the formation of sand ribbons. Mar. Geol., 42 : 49-74.
- MIGNIOT C., 1982.- Etude de la dynamique sédimentaire marine, fluviale et estuarienne. Thèse Sci. nat., Paris Sud.
- MIGNOT C., VIGUIER J., 1979.- Influence de l'extraction des granulats en mer sur l'équilibre du littoral. Rap. Lab. Centr. Hydraul. France : 25 p.
- MILLER M.C., McCAVE I.N. & KOMAR P.D., 1977.- Threshold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology, 24 : 507-527.
- MINISTRY OF AGRICULTURE, FISHERIES AND FOOD, 1981.- Atlas of the Seas around British Isles.
- MORTIER R., BOELS M., 1980.- The morphological evolution of the littoral region in Wissant (N. France) during the Holocene. Bull. Ass. Franç. Etude Quat., I : 41-45.
- NIO S.D., 1976.- Marine transgressions as a factor in the formation of sand-wave complexes. Geol. Mijnbouw, 55 : 18-40.

- OELE E., 1971.- The Quaternary geology of the southern area of the Dutch part of the North Sea. Geol. Mijnbouw, 50 : 461-474.
- OELE E. & SCHUTTENHELM R.T.E., 1979.- Development of the North Sea after the Saalian glaciation. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), The Quaternary history of the North Sea, Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis, Uppsala, 2 : 191-215.
- OFF T., 1963.- Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., 47 : 324-341.
- PINGREE R.D., 1978.- The formation of the Shambles and other banks by tidal stirring of the seas. Journ. Mar. Biol. Ass. U.K., 58 : 211-226.
- PINGREE R.D., GRIFFITHS D.K., 1980.- Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf seas around the British Isles. Oceanol. Acta, 3 : 227-236.
- PINGREE R.D., MADDOCK L., 1979.- The tidal physics of headland flow and offshore tidal bank formation. Mar. Geol., 32 : 269-289.
- POMEROL C., 1977.- Dynamique comparée de trois bassins épicontinentaux : Mer du Nord, Manche et Bassin de Paris. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 1 : 233-256.
- PRENTICE J.E., 1972.- Sedimentology of the North Sea and the English Channel. Coll. sur la géologie de la Manche. Mém. B.R.G.M., 79 : 229-231.
- PRUVOST P., 1921.- La faille de Landrethun et son prolongement au Cap Gris-Nez. Ann. Soc. géol. Nord, 46 : 55-67.
- REID C., 1913.- Submerged forests. Cambridge Press : 129 p.
- REINECK H.E., WUNDERLICH F., 1968.- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, 11 : 99-104.
- REINECK H.E., SINGH I.B., 1973.- Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin.
- RHOADS D.C., STANLEY D.J., 1965.- Biogenic graded bedding. Journ. Sediment. Petrol., 35 : 956-963.
- RIOULT M., GUYADER J., LARSONNEUR C., 1972.- Le Jurassique des fonds de la Manche centrale et orientale. In Groupe Norois, Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale, Rec. Groupe Etude Marge continentale, 2 : 128-147.
- ROBERT J.P., 1972.- Point des connaissances géologiques sur la Manche centrale et orientale à la suite des travaux effectués sous l'égide du C.N.E.X.O.. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 79 : 17-30.
- ROBINSON A.H.W., 1960.- Ebb-flood Channel system in sandy bays and estuaries. Geography, July 1960 : 183-199.
- ROBINSON A.H.W., 1966.- Residual currents in relation to shoreline evolution of the East Anglian coast. Mar. Geol., 4 : 57-84.

- SAUZAY G., 1968.- Méthode du bilan de taux de comptage d'indicateurs radioactifs pour la détermination du débit de charriage des lits sableux. Thèse Sci. nat., Toulouse : 162 p.
- SHEPARD F.P., 1959.- The Earth beneath the Sea. John Hopkins press, Baltimore : 275 p.
- 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. S.H., 550, Imprimerie Nationale, Paris, 287 p.
- SHUYSKIY Yu D., 1979.- Role of abrasion processus in supplying clastic material of the world ocean. Oceanol. Acad. Sc. U.R.S.S., 19 : 73-75.
- SMITH A.J. & CURRY D., 1975.- The structure and geological evolution of the English Channel. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.279 : 3-20.
- SOMME J., 1975.- Les plaines du Nord de la France et de leur bordure. Etude géomorphologique. Thèse Sci. nat., Paris I.
- SOMME J., TUFFREAU A., 1976.- Les formations pléistocènes de Wissant. In Livret-guide Exc. A 10, IXème Congr. Un. Int. Sc. Préh. Protoh., Nice : 177-180.
- SOMME J., PAEPE R., BAETEMAN C., BEYENS L., CUNAT N., 1978.- La formation d'Herzeele : un nouveau stratotype du Pléistocène marin de la mer du Nord. Bull. Ass. Franç. Etude. Quat., 1-3 : 81-146.
- SOMME J., 1979.- Quaternary coastlines in northern France. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers (editors), The Quaternary History of the North Sea, Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis, Uppsala, 2 : 147-158.
- STRIDE A.H., 1963.- Current-swept sea floors near the southern half of Britain. Q. J. Geol. Soc. Lond., 119 : 175-199.
- STRIDE A.H., 1982.- Offshore tidal sands. Processes and deposits. 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. In Coll. Géol. Manche, Mém. B.R.G.M., 79 : 233-240.
- SWIFT D.J.P., 1975.- Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. Mar. Geol., 18 : 105-134.
- 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. Sedimentology, 26 : 389-406.
- TEE K.T., 1977.- Tide-induced residual current-verification of a numerical model. Journ. Phys. Oceanogr., 7 : 396-402.
- TERS M., 1969.- Stratigraphie générale des formations quaternaires de Wissant. Septentrion, Calais, I : 73-75;
- 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. Bull. A.F.E.Q., 36 : 114-136.
- THOULET ., 1898.- Carte de nature des fonds.
- TOLA F., 1984.- Etude du rejet de produits de dragage à l'aide de traceurs radioactifs. Transfert et dispersion des fines particules en suspension et évolution dans le temps des sédiments déposés dans le fond. Soc. hydrotechn. France, XVIIIème journ. Hydraulique, Marseille, sept. 1984.

- TURCQ B., 1983.- Les faciès sédimentaires du plateau continental nord-aquitain : réponse aux processus hydrodynamiques actuels. Thèse 3ème cycle, Bordeaux I.
- TWICHELL D.C., 1983.- Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States, Atlantic Continental Shelf. Sedimentology, 30 : 695-710.
- VALENTIN H., 1955.- Die Grenze der letzen Vereisung in Nordseeraum. Verhande Dtsch. Geogr. Hamburg, 30 : 359-366.
- VANHOORNE R., DENYS L., 1987.- Further paleobotanical data on the Herzelee formation (Northern France). Bull. A.F.E.Q., I : 7-18.
- VAN VEEN J., 1935.- Ondulations de sable dans la Mer du Nord. Rev. Hydro. Int., XII, 1 : 20-30.
- VAN VEEN J., 1936.- Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gestelheid du Nederlandsche Kust (Exploration dans le Pas-de-Calais en rapport avec le régime des côtes néerlandaises). Thèse, La Haye : 252 p.
- WADSWORTH A., ROBERTSON C. & DE STAERKE D., 1983.- The use of SEASAT-SAR data in oceanography at the I.F.P. In T.D. Allan (editor), Satellite microwave remote sensing. Ellis Horwood : 235-245.
- WERNER F., NEWTON R.S., 1975.- The pattern of large scale bedforms in the Langel and Belt (Baltic Sea). Mar. Geol., 19 : 29-59.
- WERBER F., UNSOLD G., KOOPMANN B., STEFANON A., 1980.- Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. Sediment. Geol, 26 : 233-262.
- WEST R.G., 1970.- Pleistocene history of the British Flora. In Walker D., West R.G., Ed., Studies in the vegetational history of the British Isles, Cambridge Univ. Press, : 1-11.
- ZAGWIJN W.H., 1961.- Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part 1 : Eemian and early Weichselian. Meded. Geol. Sticht., n. s., 14 : 15-45.
- ZAGWIJN W.H., 1974.- The Palaeogeographic evolution in the Netherlands during the Quaternary. Geol. Mijnbouw, 53 : 369-385.
- ZAGWIJN W.H., 1975.- Indeling van het Kwartair op grond van veranderingen in vegetatie en klimaat. In Zagwijn W.H., van Staalduinen C.J., Ed., Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, Rijksgeologische Dienst, Haarlem : 109-114.
- ZAGWIJN W.H., 1977.- Seal level changes during the Eemian in the Netherlands. Xth INQUA Congress, Birmingham 1977, abstracts : 509.
- ZAGWIJN W.H., 1979.- Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea Basin. In Oele E., Schüttenhelm R.T.E., Wiggers A.J., Ed., The Quaternary history of the North Sea, Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis, 2 : 31-42.



LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

- FIGURE 1 - Situation géographique de la zone d'étude.
- 2 - Morphologie de la zone d'étude.
- 3 - Structure de la Manche (Pomerol, 1977).
- 4 - Carte géologique de la Manche orientale (1/1000 000) ;
(Boillot et Lefort, 1974) et coupe géologique Nord-Sud de
l'anticlinal Weald-Artois et du bassin de Dieppe (Boillot
et Rioult, 1974).
- 5 - Principaux éléments structuraux de la région Artois-Boulon-
nais - Manche orientale.
- 6 - Courbe de variation du niveau marin à l'Holocène
(Ters, 1973).
- 7 - Littoraux pléistocènes de la Mer du Nord (Sommé, 1979).
- 8 - L'Europe du Nord pendant la glaciation du Würm (Woldstedt,
1967, in Dujon, 1969).
- 9 - Paléorivages de Mer du Nord depuis 18 000 ans (Jelgersma,
1979).
- 10 - Réseau des paléovallées de Manche orientale (Auffret et
al., 1980, in Stride, 1982).
- 11 - Réseau des paléovallées du détroit du Pas de Calais (in
Stride, 1982).
- 12 - Profils transversaux et terrasses alluviales du Lobourg,
(Alduc, 1979).
- 13a - Répartition annuelle moyenne des vents à Boulogne sur Mer
entre 1949 et 1976 (Station Météorologique, Boulogne).
- 13b - Courbes de marée caractéristiques du Touquet à Dunkerque.
- 14 - Marnage en mètres en Manche et Mer du Nord méridionale (in
Atlas of the Seas around British Isles).
- 15 - Hauteurs moyennes de la marée à Boulogne (Bouvier, 1968).
- 16 - Courants dans le Pas de Calais (Maupas, 1977).

CHAPITRE II

- FIGURE 17 - Sonar à balayage latéral. Principe et mode de formation des "images" (Augris, 1986).
- 18 - Description du signal acoustique émis par le "poisson" (Braud, 1986).
- 19 - Localisation des enregistrements par sonar latéral.
- 20 - Carte de situation des prélèvements de sédiment.
- 21 - Position du courantmètre Aanderaa lors des mesures.
- 22 - Schéma de l'appareil d'immersion utilisé en mer.
- 23 - Localisation des points de mesures de courant (au fond), des sites de plongée, des profils de prospection vidéo et des points d'immersion de traceur radioactif.
- 24 - Principe de la sismique réflexion.
- 25 - Principe du vibrocarottage et description du carottier.
- 26 - Situation des profils de sismique-réflexion et des carottages.

CHAPITRE III

- FIGURE 27 - Exemple de profil de sismique-réflexion dans les formations tendres wealdiennes.
- 28 - Profil de sismique-réflexion montrant les phénomènes d'érosion différentielle dans les terrains jurassiques.
- 29 - Profil bathymétrique des affleurements rocheux au large du Cap Gris-Nez.
- 30 - Aspect schématique (en plan) des rides de houle et de courant.
- 31 - Morphologie des vagues de sable (Van Veen, 1935).
- 32 - Définition des paramètres des indices de ride et de symétrie des figures sédimentaires.
- 33 - Répartition des bancs sableux en Manche orientale et Mer du Nord méridionale (in Stride, 1982).
- 34 - Classification des rubans sableux (Kenyon, 1970).
- 35 - Diagramme montrant les différentes formes de marques d'épaves (d'après Caston, 1979).

- 36 - Profils bathymétriques transversaux du banc côtier.
- 37 - Profils bathymétriques transversaux de la Bassure de Baas.
- 38 - Profil bathymétrique longitudinal de la Bassure de Baas au Nord d'Ambleuteuse.
- 39 - Sonogramme montrant deux familles de ridins, sur le sommet de la Bassure de Baas et le flanc interne.
- 40 - Sonogramme montrant une variation progressive de la longueur d'onde des mégarides sur le flanc externe de la Bassure de Baas.
- 41 - Orientation des mégarides sur la crête d'un ridin.
- 42 - Variation rapide de la longueur d'onde des mégarides en bordure de la Bassure de Baas.
- 43 - Large zone de mégarides 0-5m et rubans sableux en bordure externe de la Bassure de Baas.
- 44 - Sonogramme montrant un ruban sableux de la terminaison du champ de ridins.
- 45 - Sonogramme montrant l'aspect des rubans sableux au niveau de bancs rocheux à faible relief.
- 46 - Sonogramme montrant des taches sableuses de forme quelconque (a et b), avec traînées sableuses (c) et étirées (d).
- 47 - Profils bathymétriques transversaux du Banc à la Ligne.
- 48 - Enchaînement des structures sédimentaires au pied du Banc à la Ligne.

CHAPITRE IV

- FIGURE
- 49 - Granularité des échantillons du prisme littoral.
 - 50 - Granularité des échantillons de la terminaison du champ de ridins.
 - 51 - Variations granulométriques verticales des sables de la carotte Bl 23.
 - 52 - Histogramme et courbe cumulative d'un échantillon prélevé dans un ruban sableux côtier.
 - 53 - Granularité de la fraction sableuse des sédiments des rubans côtiers.

- 54 - Fuseau granulométrique et exemple d'histogramme des sédiments des taches sableuses.
- 55 - Fuseau granulométrique et exemple d'histogramme des sédiments des taches sableuses.
- 56 - Granularité des échantillons des taches sableuses.
- 57 - Variations granulométriques verticales dans une tache de sable (carotte B1 26).
- 58 - Granularité des sédiments de la zone Boulogne - Cap Gris-Nez.
- 59 - Courbes cumulatives des sédiments du Banc à la Ligne, prélevés selon une radiale côte-large.
- 60 - Localisation et teneurs en sable fin des prélèvements effectués à l'extrémité occidentale des rubans sableux.
- 61 - Localisation du site de plongée du large de Wissant.
- 62 - Répartition estivale des sédiments de la Baie de Wissant.

CHAPITRE V

- 63 - Localisation des sites de mesures courantologiques de surface.
- 64 - Variation relative du transit sédimentaire en fonction de la vitesse des courants (Johnson et al., in Stride, 1982).
- 65 - Enchaînement général des structures sédimentaires en fonction de la vitesse des courants, (Belderson et al., 1982).
- 66 - Enchaînement des structures dans le cas d'un stock sableux disponible faible (A) et important (B), (Belderson et al., 1982).
- 67 - Evolution des vitesses de courants lors d'un cycle flot-jusant, au large du Cap d'Alprech (site 422).
- 68 - Evolution des vitesses de courant lors d'un cycle flot-jusant, au large de Cap Gris-Nez (site B).
- 69 - Vitesse et direction des courants au large du Cap Gris-Nez (site ZC2) pour des coefficients de marée compris entre 43 et 107.

- 70 - Evolution des vitesses de courants au cours d'un cycle flot-jusant, au pied externe de la Bassure de Baas (site 70).
- 71 - Mode de formation possible des rubans sableux (Flood, 1983).
- 72 - Vitesse des courants au cours d'un cycle flot-jusant, aux sites 873 et 929..
- 73 - Vitesse et direction des courants sur la Bassure de Baas, en face de Boulogne (site 874), pour des coefficients de marée compris entre 47 et 92.
- 74 - Vitesse des courants à 1m du fond sur la Bassure de Baas, en face d'Ambleteuse (coefficient 64).
- 75 - Modélisation de la morphologie et de la dynamique des bancs de la Mer du Nord (Houbolt, 1968 ; Caston, 1972 et Kenyon et al., 1981).
- 76 - Répartition du traceur radioactif sur la Bassure de Baas (point 3), le 16/09/86 (A), le 25/09/86 (B), le 27/11/86 (C), (Hoslin, 1987).
- 77 - Orientation du transit sédimentaire résultant entre le Cap d'Alprech et le Cap Gris-Nez.
- 78 - Variation de la vitesse du flot et du jusant en marée de vive-eau moyenne au large de Wissant (site 857).
- 79 - Variation ds vitesses du flot et du jusant, en marées de vive-eau et morte-eau, au large du Cap Blanc-Nez (site E).
- 80 - Vitesse des courants de surface en marée de vive-eau et morte-eau moyennes au pied du Banc à la Ligne (site 858).
- 81 - Vitesse et direction des courants, à 1m du fond, au pied du Banc à la Ligne (site 858), pour des coefficients de marée compris entre 77 et 92.
- 82 - Comparaison des vitesses des courants en surface et au fond, au pied du Banc à la Ligne (site 858).
- 83 - Répartition du traceur radioactif au pied du Banc à la Ligne, les 3/11 et 28/11/86.
- 84 - Diagramme de répartition du traceur le 28/11/86.

- 85 - Localisation des sites de mesure des courants en Baie de Wissant.
- 86 - Comparaison des courants de marée dans la Baie de Wissant (site A) et au large (site 858) en marée de vive-eau.
- 87 - Variation des traceurs en sable fin de pied du Banc à la Ligne et origine de ces sédiments.
- 88 - Répartition du traceur radioactif sur le Banc à la Ligne (point 1), les 3/11 et 28/11/86.
- 89 - Orientation des transits sédimentaires liés aux courants de marée entre les Caps Gris-Nez et Blanc-Nez.
- 90 - Morphologie et dynamique littorale de la Baie de Wissant : hiver 1983-1984.
- 91 - Répartition estivale des sédiments de la Baie de Wissant.
- 92 - Répartition hivernale des sédiments de la Baie de Wissant.
- 93 - Modification de l'orientation des vagues autour du Cap Gris-Nez.
- 94 - Interprétation des variations granulométriques saisonnières sur le Banc à la Ligne.

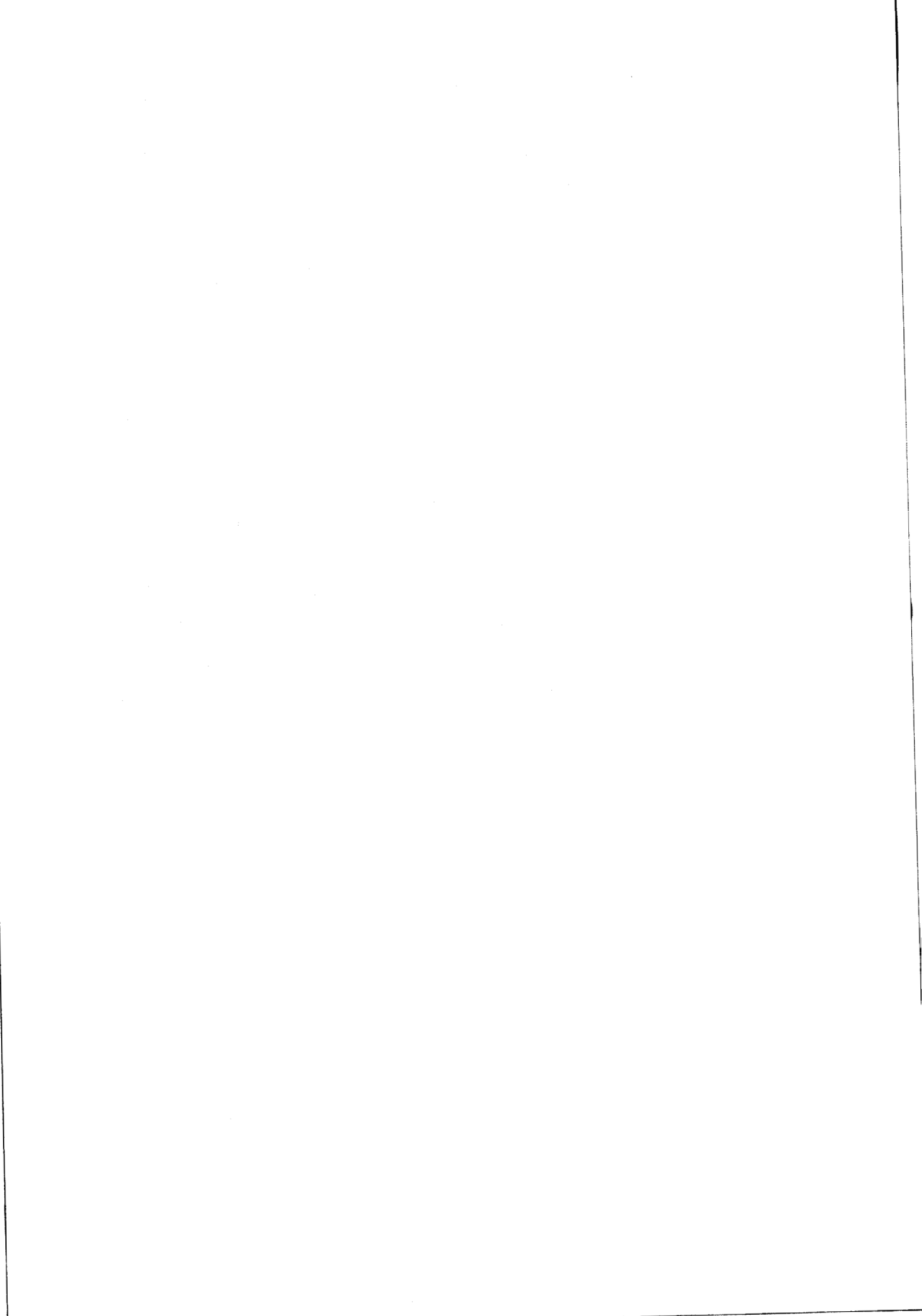
CHAPITRE VI

- FIGURE 95 - Morphologie du Banc à la Ligne en 1911.
- 96 - Morphologie du Banc à la Ligne en 1975.
- 97 - Evolution bathymétrique du secteur oriental du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975 (profil n°5).
- 98 - Evolution bathymétrique du secteur médian du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975 (profil n°16).
- 99 - Evolution bathymétrique du secteur occidental du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975 (profil n°19).
- 100 - Volumes sédimentaires érodés sur le flanc externe du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975.
- 101 - Volumes sédimentaires érodés sur le sommet du Banc à la Ligne, de 1911 à 1975.
- 102 - Carte des isopaques de l'érosion du Banc à la Ligne entre 1911 et 1975.
- 103 - Recul de l'isobathe 0m en baie de Wissant, de 1911 à 1975.

- 104 - Vitesse moyenne de recul du trait de côte, de 1974 à 1983 (Service Maritime du Port de Boulogne).
- 105 - Cartes bathymétriques du Banc côtier en 1934 et 1975.
- 106 - Evolution bathymétrique du Banc côtier de 1934 à 1975.

CHAPITRE VII

- FIGURE 107 - Carte des isobathes du toit du substratum entre Boulogne et le Cap Gris-Nez (Géotechnip, 1971).
 - 108 - Carte des isopaques des sédiments au large de Boulogne (Augris, 1986).
 - 109 - Observation en sismique réflexion de sédiments quaternaires anciens isolés au pied de la Bassure de Baas et localisation de la carotte B1 17.
 - 110 - Observation en sismique réflexion d'un ensemble sédimentaire ancien continu entre le pied externe de la Bassure de Baas et le chenal du Lobourg, et localisation des carottes B1 24 et B1 24b.
 - 111 - Observation en sismique réflexion de la terrasse inférieure du Lobourg et localisation de la carotte B1 28.
 - 112 - Localisation de la paléovallée de Wissant (Géotechnip, 1971).
 - 113 - Hypothèse d'explication de la formation des banner banks (Stride, 1982).
- CARTE h. t. : Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne sur Mer (feuille nord).



LISTE DES TABLEAUX



- TABLEAU**
- 1 - Chronostatigraphie du Quaternaire (Sommé, 1979).
 - 2 - Les méthodes d'étude et leurs apports.
 - 3 - Caractéristiques des sables du prisme littoral.
 - 4 - Caractéristiques des sédiments de la Bassure de Baas.
 - 5 - Caractéristiques des sables de la terminaison de la Bassure de Baas.
 - 6 - Caractéristiques des sédiments de la terminaison de la Bassure de Baas.
 - 7 - Caractéristiques des sables des rubans côtiers.
 - 8 - Caractéristiques des échantillons des taches sableuses.
 - 9 - Caractéristiques des sédiments du Banc à la Ligne.
 - 10 - Caractéristiques des sédiments sableux prélevés au large de la Baie de Wissant.
 - 11 - Caractéristiques des mesures de courant de surface.
 - 12 - Vitesse critique d'entraînement de grains de différentes tailles, au fond et à 1m du fond (Bellessort, 1983).
 - 13 - Restrictions granulométriques à la formation des différents types de structures sédimentaires.
 - 14 - Synthèse des principaux résultats du traçage radioactif sur la Bassure de Baas (Hoslin, 1987).
 - 15 - Synthèse des déplacements du traceur radioactif sur l'estran de Wissant.



CARTE DES SÉDIMENTS SUPERFICIELS AU LARGE DE BOULOGNE-SUR-MER

SURFICIAL SEDIMENTS MAP OFF BOULOGNE-SUR-MER (FRANCE)

FEUILLE NORD

REALISEE PAR

CLAUDE ALAUS - FRENCH CENTRE OF WEST
PHILIPPE CLABUT ET STEPHANE GONZALEZ - UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE-FLANDRES ARTOIS
JEAN-PAUL ALPHERET - UNIVERSITE DE CAEN

ECHELLE 1:40 000 (N 5701)

Projection MERCATOR Etendue horizontale d'après les cartes S.I.C.M. N° 8801 et 8802 - Edition 1983

LEGENDE

SURFICIAL SEDIMENTS	NATURE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS
Grey fine sand	Sable fin gris
Medium sand	Sable moyen
Gravels and pebbles	Graviers et cailloux
Bedrock	Substratum rocheux

MORPHOLOGICAL FEATURES	MORPHOLOGIE
Sandwave crest	Crête de vague de sable
Sandwave crest with indication of the wave height and the height of megaridges	Crête de vague de sable avec indication du haut de crête et de l'amplitude (en mètres)
Less than 3 meters wave-length megaridges	Mégarides de longueur d'onde inférieure à 3 mètres
More than 3 meters wave-length megaridges	Mégarides de longueur d'onde supérieure à 3 mètres
Sand ribbon	Ruban sableux
Megaridge sand ribbon	Ruban sableux avec mégarides
Sand patch	Tauche de sable
Crests of rock height (in meters)	Hauteur (en mètres) des crêtes de roche
Depth (in meters)	Profondeur (en mètres)
Limit of study	Limite de l'étude



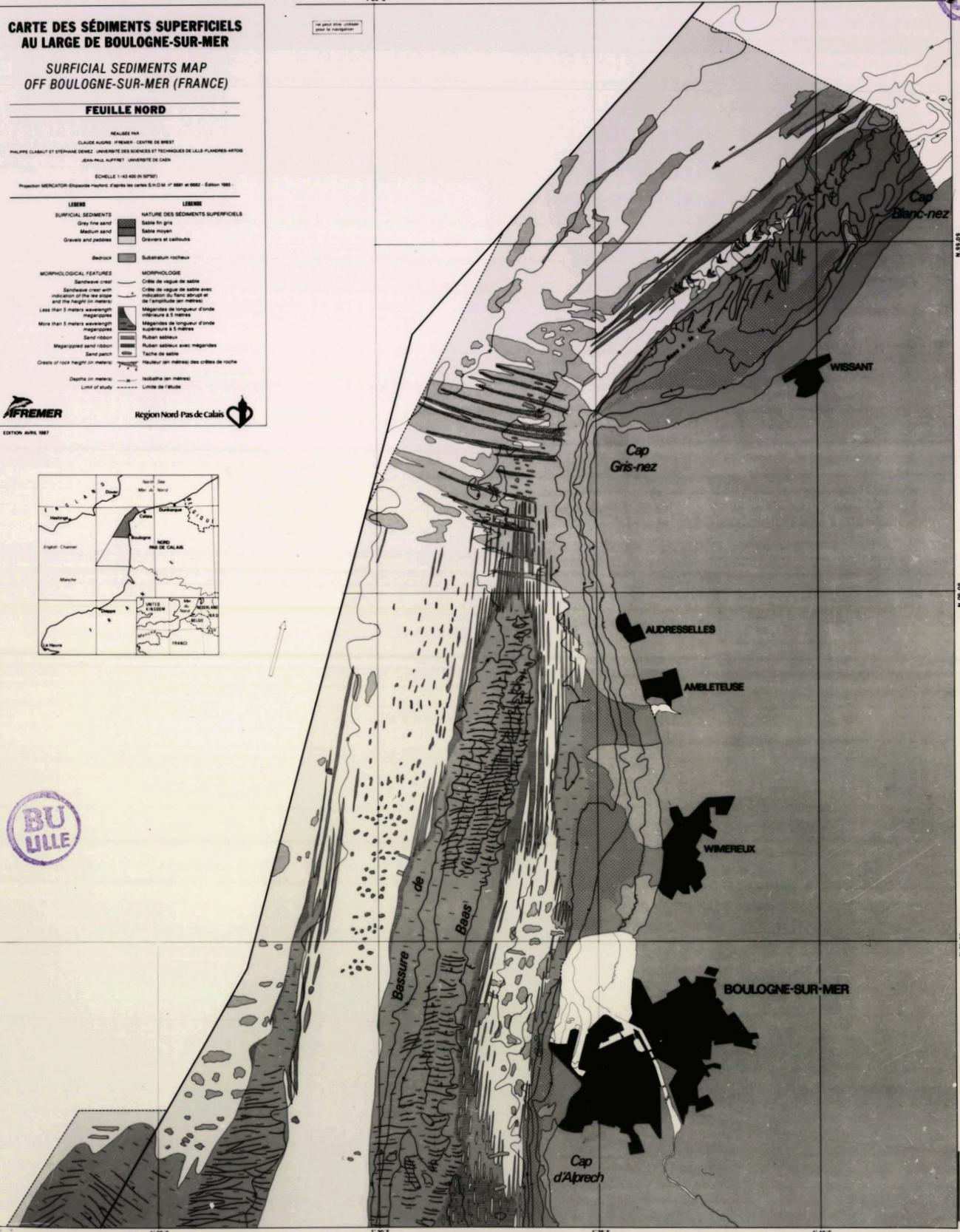
Région Nord-Pas de Calais



EDITION AVRIL 1987



T 30 E T 38 E T 40 E



T 28 E

T 30 E

T 38 E

T 40 E

N 58 00 N

N 50 00 N

N 42 00 N

N 34 00 N

50 00 N

50 00 N

50 00 N

RESUME

La mise en oeuvre, dans le cadre de la Convention de Coopération entre IFREMER et la Région Nord - Pas-de-Calais, de techniques complémentaires de cartographie (sonar à balayage latéral, bathymétrie, prospection vidéo, plongée) permet de reconnaître trois types de domaines, rocheux, caillouteux et sableux, dans la zone côtière française du détroit du Pas-de-Calais entre le Cap d'Alprech et le Cap Blanc-Nez. L'analyse morphologique et sédimentologique détaillée des structures sédimentaires (vagues de sable, mégarides, rubans sableux et taches sableuses), confrontée aux mesures courantologiques et vérifiée par un suivi de traceurs radioactifs, permet de définir la zone d'étude comme une zone de transit important des sédiments vers le Nord, puis le Nord-Est ($100\ 000\ m^3/an$ sur la Bassure de Baas). Près des côtes, les transits sédimentaires sont localement modifiés. L'action des houles, mise en évidence à faible profondeur, se traduit essentiellement par une érosion rapide du littoral de Wissant et de son prolongement marin, le Banc à la Ligne.

La comparaison de cartes bathymétriques levées à plusieurs dizaines d'années d'intervalle montre la stabilité de la Bassure de Baas, située au large, et l'érosion du Banc à la Ligne, soudé à la côte.

Mots-Clés : Détroit du Pas-de-Calais - Cartographie morpho-sédimentaire
- Sonar latéral - Dynamique sédimentaire - Corps sableux.

ABSTRACT

Using complementary mapping technics (side-scan sonar, bathymetric surveys, video filming and diving observations) within the scope of a cooperative program sponsored by IFREMER and Nord - Pas-de-Calais Regional Council, three different sedimentary areas have been defined (rocks, gravels and sands) between the Cap d'Alprech and the Cap Blanc-Nez (Dover Strait). Morphological and sedimentological detailed analyzes of bedforms (sandwaves, megaripples, sand ribbons and sand patches), compared to current measurements and radioactive tracers migration, allow to characterize a wide transit zone. The resulting sedimentary movement is orientated Northward or Northeastward, and the volume is estimated about $100\ 000\ m^3/year$ on the bank Bassure de Baas. By the coast, sand transport is locally modified. Little depth (5-10 m) wave action is clearly observed. Its main effect is an erosion of Wissant intertidal zone and of Banc à la Ligne.

Comparison of different bathymetric maps has shown stability of Bassure de Baas offshore tidal sand bank and decreasing of Banc à la Ligne.

Key-words : Straits of Dover - Side-scan sonar - Morpho-sedimentary mapping
- Sedimentary dynamics - Bedforms.