

Modifications morphosédimentaires historiques et récentes du domaine côtier dunkerquois (France)

Corinne CORBAU, Philippe CLABAUT, Bernadette TESSIER et Hervé CHAMLEY

Résumé — L'étude détaillée de cartes et documents montre que l'évolution sédimentaire historique à récente du littoral et des fonds marins de la région dunkerquoise résulte des effets conjugués ou antagonistes de facteurs naturels et anthropiques. La résultante générale consiste en une accumulation sédimentaire à l'Ouest opposée à une érosion à l'Est, ainsi qu'en une migration vers la côte des bancs côtiers et un recul des estrans et cordons dunaires orientaux.

Historic and recent morphosedimentary evolution of the Dunkerque coastal zone, North France

Abstract — *Detailed study of maps and other documents reveals that the historical to recent sedimentary evolution of coastal and shallow marine sectors of the Dunkerque area (northern France) results from the parallel or antagonistic effects of natural and human factors. The general consequence consists of both a sedimentary accumulation to the West associated with an erosion to the East, and a coastward migration of coastal banks associated with a retreat of eastern shores and dunes.*

Abridged English Version — The area investigated extends over 35 km with WNW-ENE orientation, and is characterized by an alternation of natural and urbanized sectors. The original transversal shape of this area, located at the southernmost end of the North Sea, consists of low sandy relief extending over a few kilometres and including coastal dunes, intertidal flats, little sloping foreshores, and a succession of subtidal sandbanks and channels (fig. 1). The dynamic agents intervene in an irregular, sometimes intense way. Prevailing winds blow from SW and NE, at speeds occasionally exceeding 50 m/s. The offshore swells arrive predominantly from SW to WSW or from N to NNE, and turn partly to N-NNE directions in coastal zones. The tidal range reaches 5.2 m. Tidal currents are flood-dominated (1-2 m/s), which determines an eastward net transport of sedimentary particles (Augris *et al.*, 1990; SHOM, 1968, Beck *et al.*, 1991).

On the one hand the coastal sedimentary dynamics results from natural environmental constraints. Marine incursions in the Flemish maritime plain developed three times from 650 BC to the xth century AD (Sommé, 1977), the sea water following estuarine channels or using breaches in the sand dune bars (fig. 3). The decrease of the intensity of the resulting tidal currents induced throughout the period investigated an ENE-finishing of the mean grain size (Augris *et al.*, 1990; Beck *et al.*, 1991), as well as an increasing particle deposition in the depressed areas (channels, interbank troughs). In addition, since the beginning of the xxth century the swell action determined a coastward progression of subtidal sand banks and foreshores at an average speed of 1-5 m/yr, as well as an erosion and subsequent onshore migration of the coastline of about 1 m/yr (Corbau, 1991). Finally the NW winds contribute to the retreat and fragmentation of the vegetation-depleted exposed sand dunes.

On the other hand the sediment movements and resulting net transport patterns largely depend on anthropic constraints. The construction of the first sea walls after the xth century restricted the influence of the marine ingresses on the hinterland (fig. 5) (Dubois, 1939).

Note présentée par Jean DERCOURT.

The successive steps of the Dunkerque harbour sea wall and military defence building resulted in the establishment of artificial barriers, which tended to prevent the longshore transfer of sedimentary particles. As a result a sediment accumulation progressively developed to the West, balanced by a depletion of the particle supply and a subsequent increase of erosion processes to the East. Suturing on the western shore of coastal banks sometimes occurred (e.g., *fig. 4*) (Dubois, 1939), determining the excavation of new channels and the building of jetties in order to maintain access to harbours. This in turn induced new changes in sedimentary processes, new depletion in eastward particle transfer, and subsequent increasing erosion processes. In particular the distribution of bars and channels was modified in the submarine sectors located normal to urbanized and harbour sectors (Corbau, 1991), and the sedimentary dynamics increased dramatically to the East. Finally the fragmentation of the eastern aeolian dune line (total length: 11.5 km in 1831; 6.8 km today) resulted largely from the development of coastal cities, acting concurrently with the depletion of coastal marine sand supply.

I. INTRODUCTION. — La terminaison septentrionale du littoral français est considérée depuis l'avant-port ouest de Dunkerque jusqu'à la frontière franco-belge (*fig. 1*). Orientée

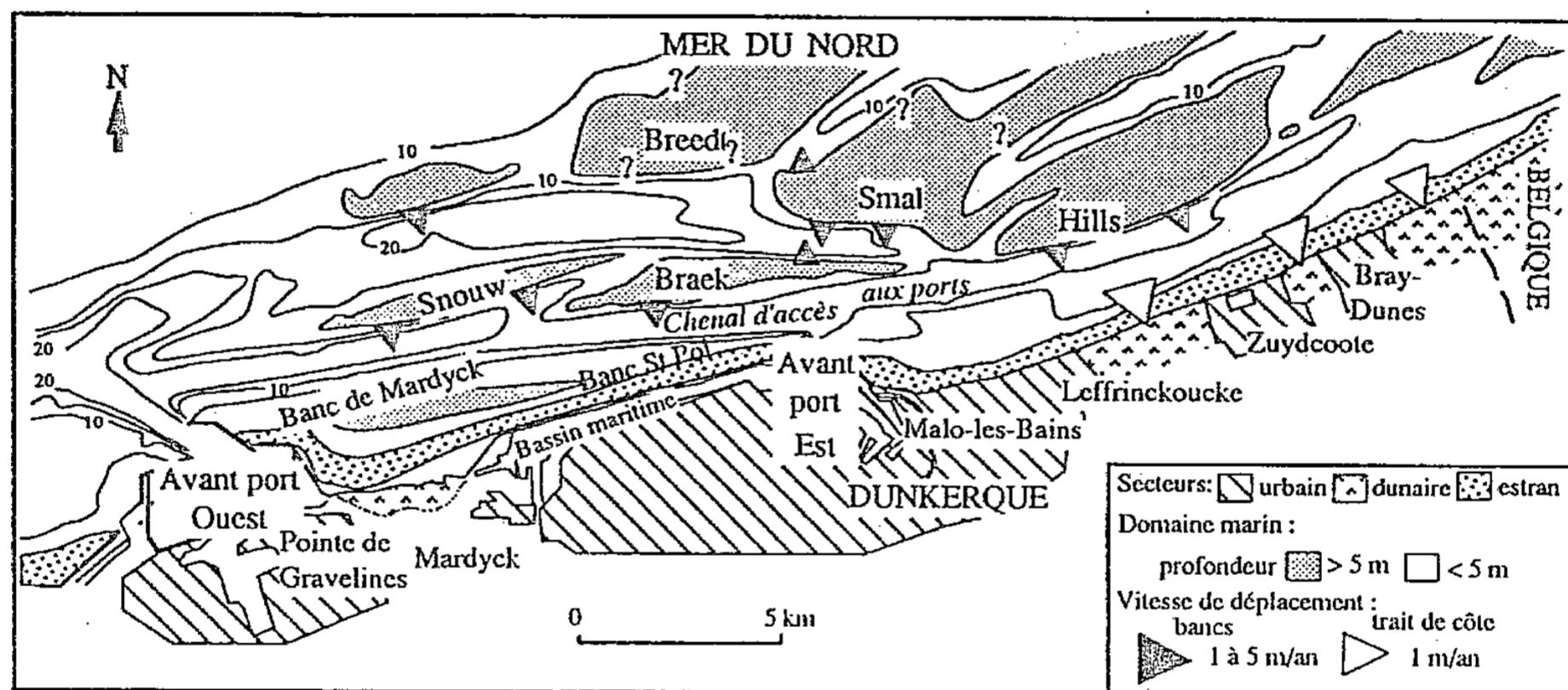


Fig. 1. — Situation et modifications sédimentaires récentes du domaine côtier dunkerquois.

Fig. 1. — Location and recent sedimentary changes of the Dunkerque coastal zone.

WSW-ENE et longue d'environ 35 km, elle est caractérisée par une alternance de secteurs naturels et de secteurs urbanisés, développés en bordure de l'extrême méridionale de la Mer du Nord (Blanchard, 1906). Une coupe morphologique au niveau des secteurs naturels montre en direction de la mer les ensembles sableux suivants : un cordon dunaire large de 750 m et haut de 10 à 15 m en moyenne, un estran sableux de 350 à 500 m de large et faiblement déclive, un talus littoral de 1 500 m de large, puis les petits fonds marins. Ces derniers sont constitués d'alignements de bancs sableux sub-émergents et sub-parallèles à la côte, alternant avec des dépressions. La plus côtière des dépressions constitue le chenal d'accès aux deux avant-ports ouest et est de Dunkerque.

Le littoral dunkerquois est exposé à trois agents dynamiques, dont l'intervention est irrégulière, parfois violente. Les vents dominants sont de secteurs SW et NE. L'hiver, les vents de NE atteignent des vitesses supérieures à 50 m/s (Vicaire, 1991). Les houles présentent à 15 km au large de la côte des directions principales venant du SW à WSW et du Nord à NNE. A proximité de la côte, ces directions sont en partie modifiées et

proviennent du Nord et du NW (Clique, 1986). La marée atteint une amplitude de 5,2 m en période de grandes vives-eaux. Les courants de marée associés comprennent un flot dominant portant vers le NE et un jusant subordonné portant vers le SW. Leurs vitesses sont en moyenne de 1 m/s, mais atteignent des valeurs deux fois plus élevées à l'Ouest (2 m/s) qu'à l'Est (Augris *et al.*, 1990; SHOM, 1968; Beck *et al.*, 1991). Ces courants provoquent un transit sédimentaire résultant dirigé vers l'Est et dont l'intensité diminue dans cette même direction (Vicaire, 1991).

L'équilibre sédimentaire contrôlé par les agents dynamiques est fragile, il peut être gravement perturbé par leurs modifications, surtout lorsqu'elles sont combinées. Ainsi les tempêtes de janvier-février 1990 associées à des coefficients élevés de marée ont provoqué un recul important du cordon dunaire et la formation de brèches menaçantes pour les communes littorales.

Un programme de recherche en plusieurs étapes a été mis en place depuis 1991 à l'initiative des collectivités locales. Il consiste à mieux décrire, quantifier et comprendre les mécanismes hydrodynamiques et sédimentaires propres au domaine côtier dunkerquois, afin de mieux prévoir et contrôler son évolution ainsi que son aménagement à court terme. La zone d'étude s'étend depuis le cordon dunaire jusqu'à des fonds de 15-20 m de profondeur. La première étape de ce programme a consisté à retracer l'évolution historique du littoral depuis 650 ans avant J-C, ainsi que son évolution récente, dans le but de suivre les variations passées des phénomènes d'érosion-sédimentation, ainsi que d'en identifier les causes naturelles ou anthropiques probables. Nous présentons ici les résultats de cette première phase d'étude, actuellement suivie par une étape d'observations et de mesures.

II. MÉTHODES D'ÉTUDE. — La méthode utilisée pour la période historique consiste en une analyse bibliographique des données publiées par divers auteurs. Elle s'appuie en outre sur la comparaison de cartes marines et terrestres d'époques différentes, ainsi que sur l'analyse de plans d'archives propres aux secteurs est et ouest de Dunkerque. La connaissance de l'évolution récente des fonds marins côtiers s'appuie sur la comparaison systématique de minutes bathymétriques précises, obtenues pour diverses périodes du xx^e siècle par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). Cette comparaison, effectuée par digitalisation puis traitement informatique au Laboratoire National d'Hydraulique, s'appuie particulièrement sur le dépouillement des minutes bathymétriques de 1932, 1962, 1978 et 1985 (Corbau, 1991). Des cartes dites de « différentiels », représentant l'évolution bathymétrique entre deux levés successifs, ont ainsi été établies (ex. *fig. 2*). Ces cartes permettent de localiser les zones soumises à érosion ou sédimentation.

III. ÉVOLUTION HISTORIQUE. — La plaine maritime flamande a subi trois transgressions entre 650 avant J-C et 900 après J-C (Hageman, 1969). La pénétration de la mer dans la plaine maritime s'est faite à la faveur des estuaires ainsi que de brèches entaillées dans les cordons dunaires (*tableau, fig. 3*).

A l'Est de Dunkerque, le banc de Ghyselde, ancien cordon littoral, constituait une barrière contre les transgressions dunkerquiennes (Bouly de Lesdain, 1912). A l'Ouest de Dunkerque, à la suite de ces transgressions, le vaste estuaire de l'Aa et les secteurs adjacents étaient encore à l'état de schorres et formaient de vastes golfes. L'estuaire s'est progressivement restreint aux abords immédiats de Dunkerque pour en constituer le port est au XII^e siècle.

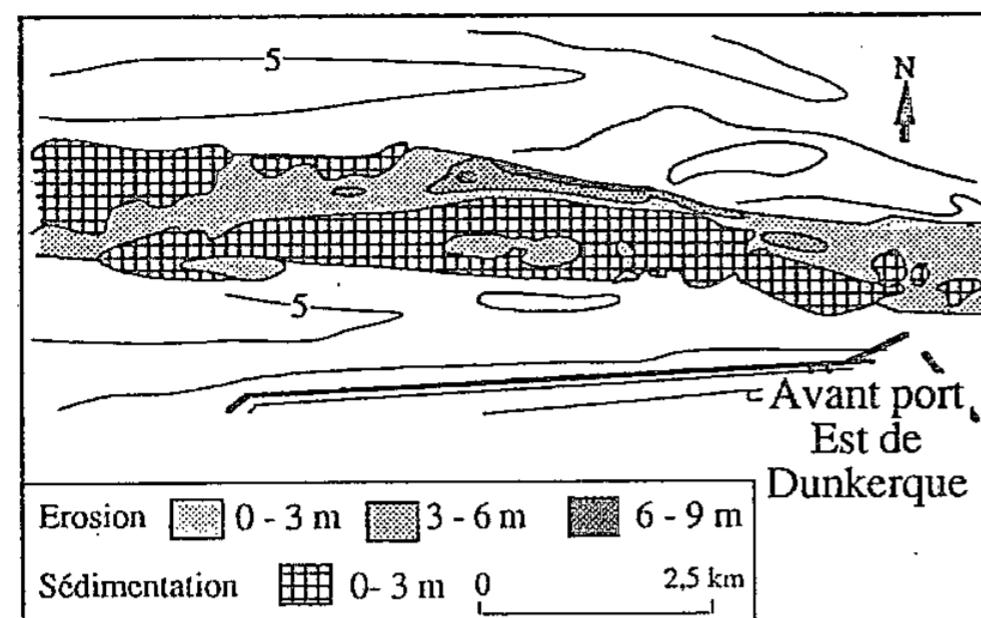


Fig. 2. — Extrait de carte de différentiel entre 1962 et 1978.

Fig. 2. — *Example of differential map between 1962 and 1978.*

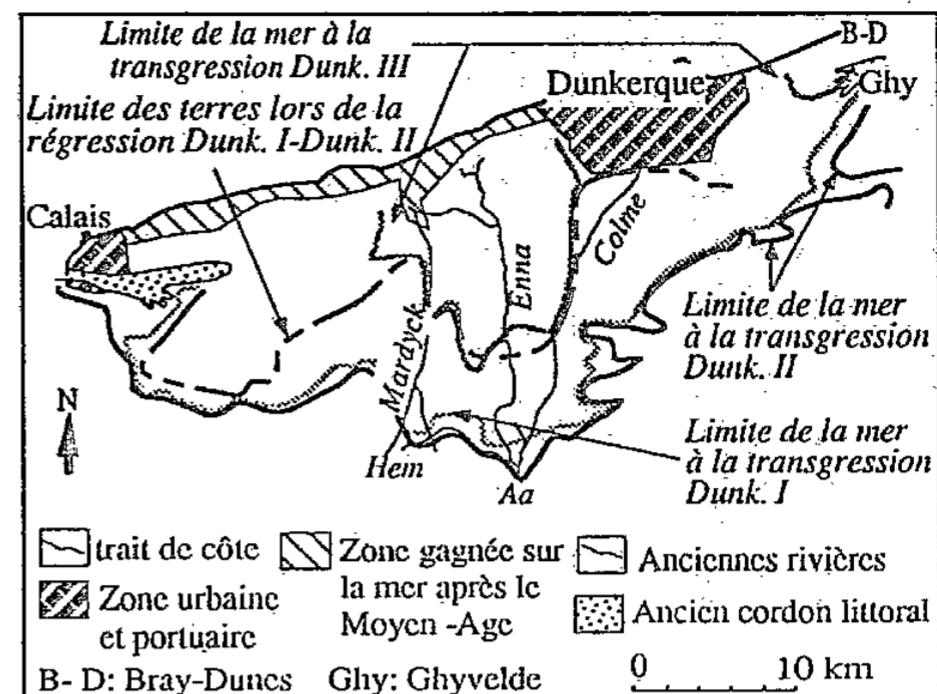


Fig. 3. — Caractéristiques des transgressions dunkerquiennes (d'après Sommé, 1977).

Fig. 3. — *Characteristics of Dunkerquian transgressions.*

TABLEAU

Ages et caractères des transgressions dunkerquiennes (d'après Paepe, 1960; Dubois, 1939; Flatres-Mury, 1966).

Ages and characteristics of Dunkerquian transgressions (after Paepe, 1960; Dubois, 1939; Flatres-Mury, 1966).

Transgression	Durée	Événements
Dunkerque I.	De 650 à 100 ans avant J-C	La mer entre par les estuaires de Colme, Enna et Hem Mardyck. Après la régression, le littoral gallo-romain est oblique par rapport au littoral actuel, il se situe plus au large à l'Est de Dunkerque et plus vers la terre à l'Ouest.
Dunkerque II.	Du VI ^e au début du VIII ^e siècle	La mer pénètre par l'estuaire de la Colme et par une brèche située entre Zuydcoote et Malo-Les-Bains. La régression est générale à la fin du VIII ^e siècle.
Dunkerque III.	Au X ^e siècle	Cette phase, identique aux précédentes, a des effets plus limités par la suite de la construction des premières digues.

Les premières jetées du port est de Dunkerque ont probablement été édifiées en 1235 (Lemaire, 1927). Jusqu'au XVII^e siècle, l'accès au port est de Dunkerque s'effectuait par la rade de Mardyck, limitée au Nord par le banc du Schürcken. L'avancée et la soudure à la côte de ce dernier (Briquet, 1930) provoqua, en 1645, le comblement de la rade de Mardyck (fig. 4). De nouvelles jetées, longues de 1925 m et orientées vers le NW, ont été construites entre le banc du Braek et la côte (fig. 1) pour permettre de relier le port est à la rade actuelle (De Rouville, 1943). Pour Blanchard (1906), le mécanisme de soudure du banc du Schürcken serait due à l'installation sur les schorres d'ouvrages militaires, responsables d'une modification de l'orientation des courants de marée. Il en serait résulté un comblement partiel de la passe dans sa partie centrale.

Depuis environ 1100 jusqu'à 1861, les tracés des littoraux à l'Ouest de Dunkerque, marqués par l'alignement d'une série de cordons dunaires et des endiguements successifs, se sont déplacés vers le large sur une distance de 2 km (Briquet, 1930; Sommé, 1977), ce

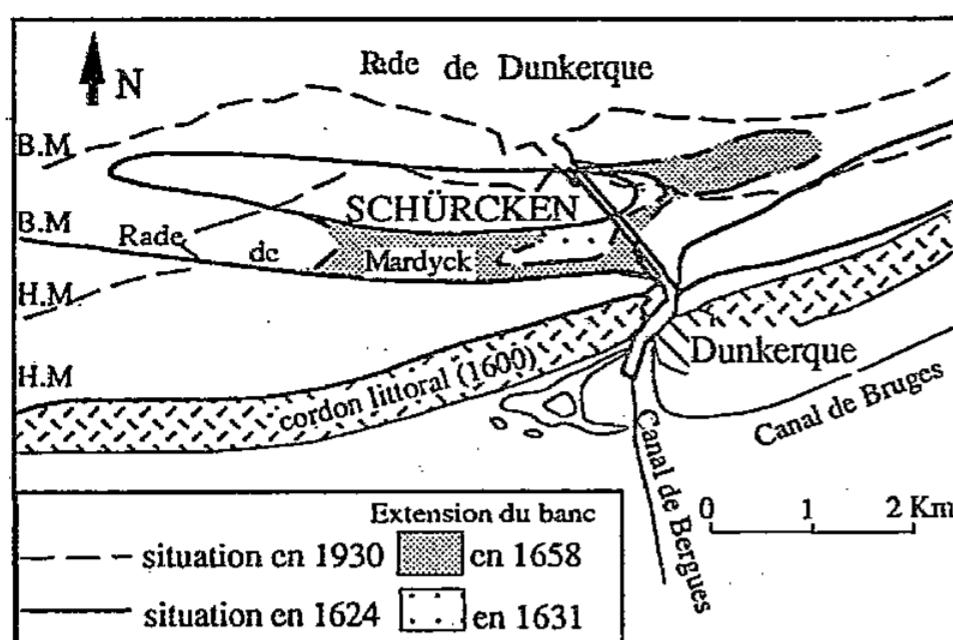


Fig. 4. — Évolution du banc du Schürcken (d'après Dubois, 1939).

Fig. 4. — *Evolution of the Schürcken bank.*

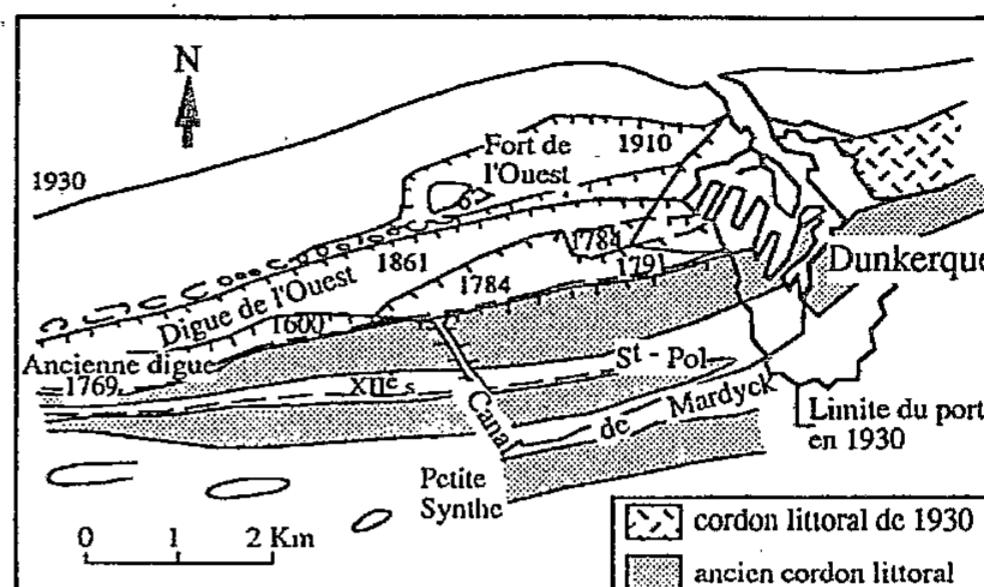


Fig. 5. — Évolution du littoral ouest-Dunkerque depuis le XII^e siècle (d'après Briquet, 1930).

Fig. 5. — *Modification of the West-Dunkerque littoral zone since the XIIth century.*

qui indique une vitesse moyenne d'avance du littoral de 3 m/an (fig. 5). Par contre à l'Est de Dunkerque, le cordon dunaire, plus haut et plus large, était unique, et incorporait des éléments de dunes anciennes orientées E-W (Paepe, 1960).

D'autres changements importants s'observent lorsque l'on compare les plans portuaires à diverses époques. En particulier, les plans établis en 1757 et 1760 (Cassini de Thury, 1760) montrent un estran beaucoup plus développé à l'Ouest qu'à l'Est du port, alors que les plans antérieurs font état d'une largeur d'estran identique de part et d'autre de ce port. La progression du littoral à l'Ouest résulte d'un phénomène naturel, accentué par la construction de digues, dans le but de gagner des terres. Les jetées du port, jouant le rôle d'épis, s'opposaient au déplacement des sédiments et provoquaient ainsi un amaigrissement des plages à l'Est de Dunkerque et un engrangement à l'Ouest.

IV. ÉVOLUTION RÉCENTE. — Depuis la seconde moitié du XIX^e siècle existent des données bibliographiques et des cartes diversifiées, permettant une étude plus précise du cordon dunaire, de l'estran et des fonds marins.

a) *Le cordon dunaire.* — Les cartes topographiques de 1831 montrent un cordon dunaire unique s'étendant à l'Est de Dunkerque sur 11,5 km de Malo-Les-Bains jusqu'à la frontière belge. En 1987, les dunes ne représentent plus qu'une longueur totale de 6,8 km, et se répartissent en trois secteurs distincts séparés par des zones urbanisées (IGN, 1832; IGN a, 1939). Le développement de ces dernières est responsable pour l'essentiel de cette diminution de 40 % de la longueur du cordon dunaire.

Par ailleurs, les dunes sont localement plus hautes en 1987 qu'en 1939. Ainsi des hauteurs de 25 m sont relevées récemment, alors qu'en 1939 la hauteur maximale était de 16 m (IGN b, 1939). D'après Blanchard (1906) et Briquet (1930), les dunes de l'Est dunkerquois constituent des formes de remaniement. Le second auteur considère qu'il s'agit de dunes mouvantes, dont la mobilité est due à l'absence de couvert végétal.

b) *L'estran.* — De 1872 à 1977, le trait de côte compris entre Malo-Les-Bains et la frontière belge a reculé de 150 m, ce qui correspond à une vitesse moyenne de 1,3 m/an. Cette vitesse ne reflète cependant pas le calendrier réel des modifications puisque, lors de fortes tempêtes (AGUR, 1983; SMN, 1987) comme celles de 1953 ou 1990, le recul du cordon dunaire peut atteindre plusieurs mètres par jour. Par ailleurs de 1879 à 1962, l'isobathe 0 a progressé vers la côte, à une vitesse moyenne de 0,5 à 1 m/an, entre

Gravelines et le Bassin maritime du port de Dunkerque, déterminant une érosion du talus littoral. Entre 1910 et 1962, la même érosion s'observait entre le port de Dunkerque et la frontière belge (SOGREAH, 1986). Par contre, le phénomène inverse est constaté depuis le bassin maritime jusqu'au port de Dunkerque (EDF/LNH, 1986; LCHF, 1984).

La mise en place des jetées du port est de Dunkerque peut être responsable du recul du trait de côte à l'Est de ce port, et de la diminution de la largeur de l'estran. Ces jetées, perpendiculaires au littoral, s'opposent en effet à la dérive littorale des sédiments qui est orientée d'Ouest en Est, provoquant ainsi un déficit sédimentaire à « l'aval » de l'ouvrage. En revanche les jetées, jouant le rôle d'épis, favorisent l'engraissement des plages situées à « l'amont » c'est-à-dire à l'Ouest du port de Dunkerque. Il est probable que la houle constitue un facteur d'amplification de ce phénomène. En effet, son déferlement sur le talus littoral entraîne l'érosion de ce dernier.

c. Le chenal d'accès aux ports de Dunkerque. — L'examen des cartes d'évolution bathymétrique (fig. 2) du chenal d'accès aux ports de Dunkerque montre, entre 1932 et 1985, une tendance générale à l'engraissement de l'ordre du million de mètres cubes par an, ce qui justifie un entretien régulier par dragage (Corbau, 1991). Les causes de ce phénomène sont d'origine à la fois naturelle et humaine. D'une part, le transit sédimentaire tidal diminue vers l'Est (Vicaire, 1991), ce qui permet le dépôt d'une partie des sédiments déplacés par charriage ou suspension. Le déferlement des vagues sur le sommet des bancs, sur le talus littoral et sur la plage conduit par ailleurs à remobiliser les sédiments sableux, dont une partie se redépose dans le chenal. D'autre part, l'entretien du chenal par dragage augmente l'espace disponible pour le piégeage et le dépôt des particules en transit, ce qui tend à accélérer son colmatage.

Les secteurs immersés soumis aux phénomènes d'érosion et de sédimentation se répartissent en bandes parallèles à la côte face aux secteurs protégés par des digues, ces dernières provoquant une propagation linéaire des courants de marée (fig. 2). Par contre, les zones de sédimentation et d'érosion montrent des répartitions aléatoires en face des secteurs naturels, non anthropisés. C'est également le cas au droit de l'avant-port est de Dunkerque où les contours des secteurs d'engraissement et d'amaigrissement sédimentaire sont sinués et complexes. Dans ce dernier cas, l'organisation sédimentaire sous-marine résulte de la diffraction de la houle autour des jetées, qui engendre des mouvements tourbillonnaires.

d) Les bancs sableux. — De 1932 à 1962, la plupart des bancs sableux est le siège d'une accumulation sédimentaire sur le flanc côtier qui est le plus pentu, et d'une érosion sédimentaire sur le flanc moins déclive orienté vers le large (Corbau, 1991). Ce phénomène détermine une progression des bancs vers la côte à une vitesse moyenne de 1 à 5 m/an (fig. 1). Les causes de la progression, multiples, résident principalement dans l'interaction de la houle et des courants de marée, dont les modalités sont encore mal connues.

Le banc sableux du Braek montre une inversion de la polarité du flanc le plus déclive, situé du côté côtier pour la moitié ouest et vers le large pour la moitié est (fig. 1). Cette morphologie résulte de contraintes hydrosédimentaires opposées : l'accumulation du sable, caractéristique du flanc le plus déclive, s'effectue du côté littoral pour la partie ouest et du côté du large pour la partie est.

V. CONCLUSIONS. — 1. L'évolution sédimentaire du littoral et des petits fonds marins de la région de Dunkerque, située à l'extrême septentrionale des côtes françaises, est considérée depuis le VII^e siècle avant J-C jusqu'à l'époque actuelle. L'étude de la période

historique s'appuie sur des documents et cartes anciens, ainsi que sur des synthèses géomorphologiques. Celle de la période récente repose sur l'examen détaillé des cartes topographiques littorales, ainsi que sur des comparaisons par traitement informatique des minutes bathymétriques établies de manière répétée au cours des dernières décennies.

2. La dynamique sédimentaire côtière résulte en partie des contraintes naturelles de l'environnement, principalement représentées par les courants de marée, les houles de tempêtes et les vents de SW et NE. L'invasion par la mer de la plaine maritime flamande a eu lieu trois fois entre 650 avant J-C et 900 après J-C, grâce aux passages permis par les estuaires et les brèches dunaires. L'atténuation des courants tidaux résultants en direction de l'ENE conduit progressivement à un affinement du grain moyen ainsi qu'à un dépôt accéléré dans les secteurs déprimés (chenaux, dépressions interbancs). Les houles du large provoquent, quant à elles, une avancée vers la côte des bancs sableux sous-marins (1-5 m/an) et une érosion du trait de côte (1 m/an), cependant que les vents entraînent le recul et la fragmentation des dunes vives.

3. La dynamique sédimentaire est également très dépendante des contraintes anthropiques. La construction des premières digues (X^e siècle) a limité l'ampleur des ingressions marines, cependant que le développement des ports de Dunkerque bloquait une partie du transit sédimentaire côtier en direction de l'Est et provoquait un amaigrissement des estrans et dunes orientaux. Les estrans ouest se sont progressivement engrangés, amenant la soudure au littoral de bancs marins côtiers, le creusement par l'homme de nouveaux chenaux d'accès aux ports, la modification des processus sédimentaires, et de nouveaux déficits dans les flux sédimentaires résultants. Cela a déterminé un déséquilibre croissant entre les domaines ouest et est dunkerquois. Les seconds sont marqués par une érosion et une mobilité accrues des petits fonds et de l'estran, et par la fragmentation du cordon dunaire.

4. L'évolution globale du domaine côtier dunkerquois est donc très complexe. La connaissance de l'importance relative du contrôle anthropique sur ses modifications, ainsi que la prévision de l'évolution naturelle et des aménagements à court et moyen termes, nécessitent des mesures à haute résolution des flux sédimentaires, des houles et courants de marée, ainsi que des variations topographiques et sédimentologiques, dans des secteurs ateliers soit naturels soit aménagés. Les résultats de cette démarche, en cours de réalisation, sont destinés à être confrontés avec ceux d'une étude par modélisation.

Travaux effectués dans le cadre d'une étude financée par le Syndicat Intercommunal du Littoral Est-Dunkerque, et réalisée en collaboration avec le Laboratoire National d'Hydraulique (Chatou).

Note remise le 15 avril 1993, acceptée après révision le 23 avril 1993.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- C. AUGRIS, P. CLABAUT et O. VICAIRE, *Le domaine marin du Nord-Pas-de-Calais. Nature, morphologie et mobilités des fonds, Région Nord-Pas-de-Calais*, IFREMER, 1990, 96 p.
- AGUR, Note interne sur les problèmes d'érosion marine des Dunes Marchands, 1983, 12 p.
- C. BECK, P. CLABAUT, S. DEWEZ, O. VICAIRE, H. CHAMLEY, C. AUGRIS, R. HOSLIN et A. CAILLOT, Sand bodies and transport paths at the English Channel-North Sea border: morphology, hydrodynamics and radioactive tracing, *Oceanologica Acta*, sp. 11, 1991, p. 111-121.
- R. BLANCHARD, La Flandre; Étude géographique de la plaine flamande en France, Belgique et Hollande, Soc. Dunk. Avanc. des lettres, des sc. et des arts., 1906, 530 p.
- M. BOULY de LESDAIN, Sur l'âge des dunes de Ghyvelde, *Ann. Soc. Géol. du Nord*, XLI, 1912, p. 101-109 et 161-170.
- A. BRIQUET, Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique, *Thèse Sci. Nat.*, Orléans, 1930, 439 p.
- J. D. CASSINI de THURY, *Carte géographique de la France au 1/80 000*, publiée sous la direction de l'Académie des Sciences, 1760.

- P. M. CLIQUE, *Catalogue sédimentologique des côtes françaises*, Coll. dir. Et. et Rech. d'Électr. de France LNH-LCHF, 61, 1986, 19-133.
- C. CORBAU, Bilan sédimentaire pluri-décennal du littoral dunkerquois, *DEA*, Université de Lille-I, Lille, 1991, 54 p.+ annexes, en dépôt à l'Université de Lille.
- G. DUBOIS, *Carte géol. à 1/80 000, feuille Dunkerque*, Service de la carte géologique, Paris, 1939.
- M. A. De ROUVILLE, *Le régime des côtes. Éléments hydrographiques des accès des ports*, St-Ouen, 1943, 644 + ann.
- EDF/LNH, Nouvel Avant port de Dunkerque, Rapport n° 3HC042 105, 1971, 35 p+135 planches.
- H. FLATRES-MURY, La plaine maritime, *Hommes et Terres du Nord*, 2, 1966, 4 p.h.t.
- B. P. HAGEMAN, Development of western part of the Netherlands during the Holocene, *Geol. Minjnbouw*, 48, 1969, 373-388.
- IGN, *Carte topographique de Dunkerque à 1/80 000*, 1832.
- IGN a, *Cartes topographiques de Dunkerque à 1/25 000* (n° 2202, 2302, 2402), et à 1/50 000 (n° 22020, 23020 et 24020), 1939.
- IGN b, *Carte topographique à 1/20 000*, 1939.
- LCHF, Étude de l'exhaussement des fonds de l'avant port ouvert de Dunkerque, Rapp. int., 1984, 44 p+ann.
- M. LEMAIRE, *Histoire de Dunkerque des origines à 1900*, Dunkerque, 1927, 200 p.
- R. PAEPE, La plaine maritime entre Dunkerque et la frontière belge, *Bull. Soc. belge de Géol.*, XXIX, 1960, p. 47-66.
- Service Maritime du Nord, *Dossier littoral*, 1987, 6 p.+ann.
- SHOM, Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique, Paris, 1968, 287 p.
- SOGREAH, *Étude de stabilisation des plages*, 1986, R 12032.
- J. SOMMÉ, Les plaines du nord de la France et leur bordure. Étude géomorphologique, *Thèse Sci. Nat.*, 2 t., Paris-I, 1977, 801 p., en dépôt à l'Université de Lille.
- O. VICAIRE, Dynamique hydro-sédimentaire en mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière belge), *Thèse*, Université de Lille-I, Lille, 1991, 250 p., en dépôt à l'Université de Lille.

C. C., B. T. et H. C. : *Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale*,
URA n° 719, CNRS, Université de Lille-I, 59655 Villeneuve-d'Ascq Cédex;

P. C. : *Géologue Indépendant*, 14, rue Paul-Doumer, 59110 La Madeleine, France.