

1) Formation de Kaprijke.

Cette formation a une puissance maximum de 10 mètres et son sommet peut atteindre - 5 m. Elle se retrouve surtout à l'ouest du canal de Terneuzen ainsi que dans quelques localités : Asper, Eke, Tronchiennes, Vosselaere, ... Il s'agit d'un dépôt de sables moyens à grossiers, graveleux et parfois coquilliers (G. DE MOOR et I. HEYSE, 1974, in R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974) et constitue un faciès de fond de chenaux littoraux.

2) Formation de Moerkerke.

Elle repose généralement sur la formation précédente et est constituée de sables moyens, homogènes et micacés. Elle est riche en coquillages typiques de l'estran. Le sommet de cette formation varie entre - 2 et + 2 m, ce qui laisse supposer que les cotes les plus élevées correspondaient à un cordon littoral (G. DE MOOR et I. HEYSE, 1974, cité par R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974).

3) Formation de Meetkerke.

La formation de Meetkerke se retrouve souvent au-dessus de celle de Moerkerke ; elle peut atteindre 10 mètres de puissance et ne dépasse pas l'altitude de + 2 m. Elle possède un faciès de "Wadden" car elle est constituée de sable dans les chenaux de marée et d'argile sur les slikkes et schorres (G. DE MOOR et W. DE BREUCK, 1973).

Graduellement, ces formations marines passent vers l'amont à des dépôts d'origine estuarienne (formation de Templeuve) ce qui se marque par un changement progressif de la faune avec l'apparition notamment de nombreux *Corbicula fluminalis*, fossile typique de l'Eemien (R. TAVERNIER, 1946).

Les formations marines ou estuariennes sont surmontées de dépôts d'origine fluviatile (formation d'Oostwinkel et formation de Wervik).

b) LA PLAINE MARITIME.

La mer eemienne fut la première à préfigurer l'allure de notre littoral. En effet, lors de la glaciation du Saale, l'isthme anglo-européen fut érodé par un fleuve pro-glaciaire qui se jetait dans la Manche et qui drainait l'ensemble des fleuves du sud du bassin de la Mer du Nord, déviés par la calotte glaciaire. Par la suite, la transgression eemienne envahit cette vallée et l'élargit, créant ainsi le Pas de Calais. (1)

Sur nos côtes, la mer eemienne déposa directement sur le substrat tertiaire, des sédiments marins dénommés

Assise d'Ostende. Cette formation est constituée essentiellement de sable avec, à la base, un niveau graveleux (silex, grès tertiaire, quartz ...) et caractérisée par la présence de *Tapes senescens* (R. PAEPE, 1965 b).

Signalée dès 1884 par G. DOLLFUS, cette formation est connue essentiellement grâce aux sondages : ainsi, à Ostende, on la retrouve à des profondeurs comprises entre - 26 et - 33 m, à Flessingue entre - 14 et - 22 m, à Coquelles - proximité de Calais - entre - 18 et - 24 m. Divers auteurs signalent que l'Assise d'Ostende ne dépasse pas la cote de - 18 m (R. TAVERNIER et J. AMERYCKX, 1970 ; F. LENTACKER, 1972). Cependant, grâce à une série de sondages réalisés à l'ouest de Bruges, dans la région de Meetkerke, l'Assise d'Ostende fut retrouvée reposant sur le Tertiaire entre - 17 et - 22 m, alors que le sommet de cette formation se situait entre - 9 et - 15 m (W. DE BREUCK et al., 1969).

Si l'Assise d'Ostende fut datée de l'interglaciaire eemien par R. TAVERNIER en 1954, âge qui est aujourd'hui communément admis, il n'en fut cependant pas toujours de même : la plupart des auteurs anciens y faisaient débiter la transgression flandrienne (2).

Des recherches récentes ont permis d'apporter des éléments neufs sur la connaissance de cette transgression. En effet, R. PAEPE et R. VAN HOORNE (1972), décrivant la coupe d'une sablière de Meetkerke, accordent aux sédiments marins eemiens y retrouvés une importance nettement plus grande que les auteurs précédents : pour eux, ces dépôts se retrouvent jusqu'à la cote de + 1 m.

G. DE MOOR et W. DE BREUCK (1973) étudiant la même sablière apportent de nouvelles précisions en définissant deux formations superposées. Ils retrouvent, reposant sur un replat taillé dans les formations tertiaires et situé à - 8 m, un dépôt marin qui témoigne d'une évolution transgressive discontinue entrecoupée par des phases d'assèchement : il s'agit de la formation de Meetkerke déjà repérée en 1969 par les mêmes auteurs et ensuite attribuée vraisemblablement à l'Eemien. Cette formation se retrouve dans la Vallée flamande (R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974). Au-dessus, s'observe la formation de Stalhille, présumée d'âge eemien et constituée de sable riche en fossiles. Elle présente des allures de cordon littoral. G. DE MOOR et W. DE BREUCK pensent que la mer eemienne aurait atteint le niveau de + 1 m, hypothèse confirmée par les nombreux sondages étudiés par R. PAEPE (1971) dans les régions de Jabbeke, Oudenburg, Ettelgem et Gistel.

(1) Certains chercheurs pensent que le Pas de Calais aurait été créé dès la transgression du Holstein.

(2) R. TAVERNIER (1946 et 1954 b) a fait la synthèse des diverses théories émises à ce sujet.

Chapitre 2

LA MORPHOLOGIE DES POLDERS.
LES DEPOTS COTIERS HOLOCENES.

par

A. OZER

RESUME.- Pendant les 10.000 dernières années, le long de notre littoral, cinq avancées de la mer ont été reconues : la transgression flandrienne (5.300 à 2.300 av. J.C.), la transgression préromaine et trois transgressions dunkerquiennes (débutant respectivement au IIe siècle av. J.C., au IVe siècle et au XIe siècle). Les mouvements successifs du niveau de la mer ont été reconstitués en étudiant les dépôts laissés par la mer, dépôts abandonnés dans les chenaux de marée et accumulés sous l'action du vent. La morphologie des polders s'explique aisément par cette histoire géologique très récente.

Ce chapitre se termine par quelques mots sur l'évolution de la côte et des dépôts dunaires.

A.- HISTORIQUE.

Alors que, pendant le Pléistocène supérieur, seule la transgression eemienne - responsable de l'Assise d'Ostende - est bien connue, par contre, pendant la période holocène, diverses transgressions et régressions sont dénombrées dans la plaine maritime belge. La compréhension du relief de cette région est due essentiellement aux recherches effectuées par l'école de Gand dirigée par le professeur R. TAVERNIER.

Après une première étude fort descriptive de M. BELPAIRE en 1827, il fallut attendre la fin du XIXe siècle pour que A. RUTOT, pionnier des recherches géologiques des terrains récents, propose une succession, remarquable pour l'époque, des épisodes marins pendant la période "moderne" ou holocène. Sa thèse fut reprise par R. BLANCHARD (1906) dans un ouvrage de géographie régionale sur la Flandre, tandis que G. DUBOIS (1924) et puis A. BRIQUET (1930) lui apportaient des modifications.

Il fallut cependant attendre R. TAVERNIER (1946, 1947 d, 1954 b, 1970) et ses collaborateurs, notamment J. AMERYCKX (1949, 1950, 1953 a et b, 1954, 1958, 1961, 1970), F. MOORMANN (1951, 1955) et F. SNACKEN (1949, 1970), pour que, grâce aux nombreux sondages pédologiques - plus de 200.000 de 1,25 m de profondeur - et aux recherches en laboratoire, on puisse se faire une idée précise sur l'évolution de la plaine maritime pendant l'Holocène. Leurs conclusions furent par ailleurs corroborées et précisées par les recherches historiques effectuées par A. VERHULST (1959 a et b, 1964) et ses élèves.

B.- LA TOURBE DE "GRANDE" PROFONDEUR.

Après la régression weichselienne (wurmienne) pendant laquelle la Basse Belgique fut couverte de sables éoliens (dekzand) qui constituent, dans les dépôts reconnus sous la plaine maritime, la zone de Leffingue, se sont développés des dépôts tourbeux. Ceux-ci sont actuellement à une profondeur de plus de 10 mètres et sont appelés aux Pays-Bas "veen op grote diepte"

ou tourbe de "grande" profondeur. Ce niveau tourbeux est assez sporadique et restreint en puissance dans la plaine maritime belge (R. TAVERNIER, 1954 b ; R. TAVERNIER et J. AMERYCKX, 1970), alors qu'aux Pays-Bas il est important et continu.

Des études polliniques réalisées dans cette tourbe laissent à penser qu'elle se serait développée soit au Boréal, soit au début de l'Atlantique (F. STOCKMANS et R. VANHOORNE, 1954).

C.- LA TRANSGRESSION FLANDRIENNE.

(5.500 à 2.300 av. J.C.)

Pendant la période atlantique (5.500 à 2.300 av. J.C.) s'est développée la transgression flandrienne (1) qui submergea de nouveau le Pas de Calais. Elle envahit graduellement la plaine maritime belge en recouvrant soit la tourbe de grande profondeur, soit les sables de la zone de Leffingue. Elle déposa l'Assise de Calais, essentiellement sableuse mais qui devient argileuse dans sa partie supérieure. La présence de sables particulièrement gorgés d'eau a donné lieu localement à l'appellation, toujours usitée, de "sables pissards" (R. BLANCHARD, 1906 ; R. TAVERNIER, 1954 b).

La puissance de cette assise est généralement d'une dizaine de mètres mais peut atteindre localement 14 m. Par contre, la partie argileuse supérieure atteint 2 m 70 à Ostende et 3 m 40 à Blankenberge (J. CORNET, 1927). Son sommet se situe généralement entre les altitudes de + 1,5 m à - 1 m (2). Localement s'observent des points bas (- 3 m) ou des éminences (+ 2 m) (R. TAVERNIER et F. MOORMANN, 1954).

Cette transgression semble cependant ne pas avoir été uniforme. En effet, localement le sable est traversé par des passées argileuses ou des lentilles tourbeuses. Ceci suppose un changement dans le mode de sédimentation, vraisemblablement un arrêt dans la transgression ou même une légère phase régressive (R. TAVERNIER et F. MOORMANN, 1954).

Aux Pays-Bas, où cette assise est surtout argileuse, J.D. DE JONG (1971) signale quatre phases dans la transgression flandrienne. Une telle distinction est difficile à réaliser en Belgique vu le manque d'affleurements. L'unique affleurement est situé dans les Moères franco-belges où il a été mis à jour suite à l'exploitation de la tourbe qui le surmontait (R. TAVERNIER, 1954 ; F. MOORMANN, 1955).

(1) Le terme "Flandrien" a eu diverses significations. Pour A. RUTOT (1897...), il constituait le dernier étage du Pléistocène et aurait été l'équivalent de l'interglaciaire Riss-Würm et du Würm. Pour G. DUBOIS (1924), l'Assise d'Ostende correspondait au Flandrien inférieur, l'Assise de Calais au Flandrien moyen et l'Assise de Dunkerque au Flandrien supérieur.

D.- LA REGRESSION PRE-DUNKERQUIENNE.

A la fin de la période atlantique, au début de la régression pré-dunkerquienne, s'est développé un cordon dunal dont il ne subsiste que quelques vestiges à la frontière franco-belge : les dunes d'Adinkerke-Ghyvelde. Ces dunes servirent d'écran protecteur à l'arrière pays contre les invasions marines. D'autre part, derrière ce cordon se développa une couche de tourbe appelée tourbe de surface (oppervlakteen), par opposition à la précédente.

1.- LES DUNES D'ADINKERKE-GHYVELDE.

Séparées du massif dunaire du Westhoek par un polder d'environ 1.200 mètres, ces dunes s'étendent sur 150 m de large, deux kilomètres de long et peuvent atteindre 8 m de haut au maximum. Le sable que l'on y retrouve est très fin (mode inférieur à 180 μ), de couleur jaune et a subi une décalcification sur plus d'un mètre (0 à 2 % de CaCO_3) (L. BOULY de LESDAIN, 1912 ; R. PAEPE, 1960 ; F. DEPUYDT, 1967, 1972).

Au début du siècle, divers auteurs ont donné une extension exagérée à ce témoin des dunes anciennes. Mais, comme R. PAEPE le démontrait récemment (1960), ils confondaient les sables éoliens d'âge atlantique avec les chenaux sableux du Dunkerquien II, en inversion de relief, dont nous parlerons plus loin.

Outre cette première controverse, les dunes d'Adinkerke-Ghyvelde en ont suscité bien d'autres depuis le début du siècle. En effet, de nombreux auteurs (R. BLANCHARD, 1906 ; G. DELEPINE, 1909 ; P. BARDOU et F. CONSTANT, 1909 ; H. DOUXANI, 1912 ; L. BOULY de LESDAIN, 1912) s'y intéressèrent car elles constituent le relief le plus ancien de la plaine maritime.

Elles sont le témoin d'un ancien cordon littoral qui devait s'étirer du Cap Blanc-Nez à l'embouchure de l'Yser, approximativement à l'emplacement du cordon actuel. Plus au nord-est, il s'écartait vers le large de notre côte actuelle. Cette partie a été par la suite complètement érodée par la mer. Aux Pays-Bas, par contre, on retrouve ce cordon situé derrière les dunes actuelles (R. TAVERNIER, 1954 b). Si ce tracé semble admis, divers auteurs en ont proposé un autre, plus intérieur et qui passait par De Haan et Knokke, et qui résultait d'une confusion entre dunes "anciennes" et dunes "subactuelles". F. DEPUYDT (1972) enfin a présenté un autre tracé qui sera examiné plus loin.

(2) Les cotes sont données par rapport au niveau moyen, à Ostende, des basses mers aux eaux vives ordinaires. A titre de comparaison, les zéros français et hollandais sont plus élevés ; la différence est de 2 m 33 pour la France et de 2 m 39 pour les Pays-Bas.

Quant à l'âge de ce dépôt, L. BOULY de LESDAIN (1912) se basant sur la présence de certains mollusques terrestres et marins, le considérait comme contemporain du Quaternaire inférieur ou du début du Quaternaire moyen. G. DUBOIS (1924) avança, toujours sur base des fossiles découverts par L. BOULY de LESDAIN, un âge soit pliocène, soit interglaciaire, vraisemblablement eemien. J. CORNET (1927) le datait du Pléistocène. C'est A. Briquet qui, en 1930, lui donna le premier un âge flandrien.

L. BOULY de LESDAIN avait également découvert dans ce sable des galets de grès diestien, de calcaire provenant du Boulonnais, d'éléments provenant de la craie du Cap Blanc-Nez, et aussi des cailloux de gneiss, granite, quartzite et quartz. L'origine de ces derniers reste énigmatique ; ils furent d'ailleurs dénommés "galets exotiques" par G. DUBOIS (1924). La nature de ces cailloux, retrouvés également le long du littoral français en Flandre et Picardie où ils sont plus fréquents, indique une origine armoricaine ; aucune roche d'origine nordique-scandinave n'aurait été retrouvée dans cette formation (RENARD dans C.J. VAN MIERLO, 1899). Pour en rendre compte, la principale hypothèse consiste à faire intervenir, fin Weichsel (Würm), un transport par glaces flottantes au départ et la Bretagne et ensuite un remaniement par les courants littoraux lors de la transgression flandrienne (G. DUBOIS, 1924 ; A. BRIQUET, 1930).

2.- LA TOURBE DE SURFACE.-

Derrière ce cordon littoral, à l'abri des influences marines, s'est développée une tourbe dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à quatre mètres. Il s'agit de la tourbe de surface - oppervlakteen ou holland peat (R. PAEPE et al., 1972) - dont la composition est assez diversifiée. D'après les recherches paléobotaniques de F. STOCKMANS et al. (1948), la base, reposant sur l'Assise de Calais, est constituée d'une tourbe à roseaux dans laquelle on reconnaît essentiellement des phragmites accompagnés de carex. Ce niveau se serait développé en milieu saumâtre et sa puissance varierait entre 10 et 70 cm. Au-dessus, le surmontant, on rencontre la tourbe à sphaignes composée surtout de *Sphagnum fuscum*. Sa croissance a été telle qu'elle a donné lieu à des tourbières bombées. Enfin, latéralement, le long des cours d'eau ou des dunes ou encore en bordure de la plaine maritime apparaissent des tourbières boisées (milieu eutrophe). Il semble probable que le développement de cette tourbière boisée soit contemporain d'un relèvement du niveau marin car elle a recouvert progressive-

ment les sédiments pléistocènes non inondés par la mer flandrienne (R. TAVERNIER, 1954 b). De plus, J. CORNET (1927) signala dans la description de deux sondages (à Ardres - France - et dans les polders de l'Escaut) des dépôts marins sableux intercalés dans la tourbe à sphaignes. Là aussi, il s'agit sans doute de la trace d'un bref mouvement transgressif de la mer.

Des échantillons de cette tourbe de "surface" provenant d'Uitkerke et de Wenduine (Veen de Nieuwmunster) (W. DE BREUCK et al., 1969) ont néanmoins été datés de 3.095 ans av. J.C. \pm 229 (M. DAUCHOT-DEHON et J. HEYLEN, 1969). Cette tourbe se serait donc développée dès la période atlantique, ce qui confirme la datation, sur base d'analyse palynologique, avancée par F. STOCKMANS et R. VANHOORNE en 1954. Elle aurait continué sa croissance pendant tout le subboréal et localement jusqu'aux environs du 4e siècle.

De telles affirmations sont également permises grâce à la découverte, au sein de la tourbe, d'artéfacts témoins de civilisations s'étendant depuis le Néolithique jusqu'à la période romaine (A. RUTOT, 1897 b ; R. BLANCHARD, 1906).

Constituant avec le cordon littoral, les seuls reliefs de la plaine maritime, les tourbières bombées principales se situaient essentiellement au sud de La Panne à l'emplacement des Moères franco-belges, ainsi qu'à Meetkerke, à l'ouest de Bruges. Elles furent l'objet d'une exploitation intense dès le Moyen-Age.

E.- LA TRANSGRESSION PRE-ROMAINE.

Cette phase transgressive contemporaine de la fin de l'Holocène moyen a été signalée aux Pays-Bas ainsi qu'en Angleterre mais son importance fut minime en Belgique. F. MOORMANN (1951) a signalé sa trace sur une petite superficie entre Adinkerke et Ghyvelde.

F.- LES TRANSGRESSIONS DUNKERQUIENNES.

Il faut attendre la période subatlantique pour voir se succéder diverses phases transgressives qui sont responsables du dépôt de l'Assise de Dunkerque. Cette assise recouvre donc la tourbe de surface.

Signalons dès à présent que, par ses ouvrages, l'homme s'opposera de plus en plus aux dernières transgressions, mais, par contre, il provoquera des inondations marines dans des buts le plus souvent stratégiques.

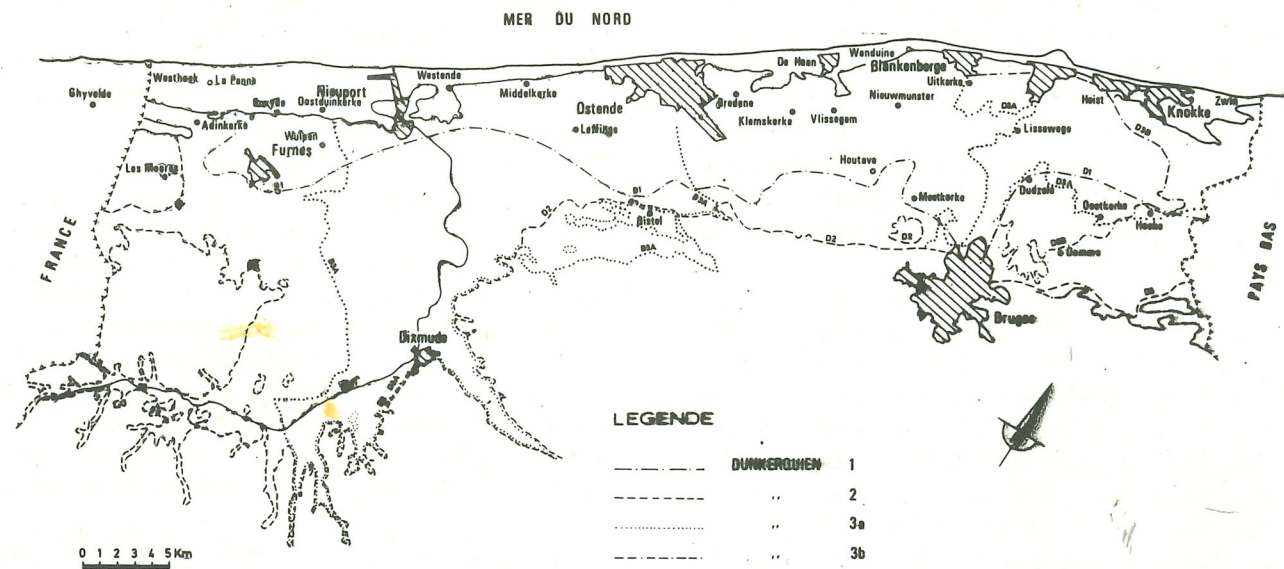


FIGURE 2.1.- Extension des transgressions marines dunkerquiennes d'après J. AMERYCKX et F. MOORMANN (1958) et H. THOEN (inédit, 1973).

1.- LA TRANSGRESSION DU DUNKERQUIEN 1- (IIe s. av. J.C. - Ier s.).

La première invasion marine subatlantique fut dénommée Dunkerquien 1 et se situe du IIe siècle avant notre ère jusqu'au Ier siècle après Jésus-Christ.

Son extension aurait été assez limitée. L'invasion la plus importante se serait déroulée à Klemskerke où la mer, suite à la rupture d'un cordon littoral ancien, aurait pénétré jusqu'à 7 km à l'intérieur des terres (J. AMERYCKX, 1961) (Fig. 2-1).

A l'ouest du littoral, une rupture de faible largeur entraîna la submersion de la tourbe à Coxyde et Wulpen.

Ces dépôts sont caractérisés par une alternance de sable et d'argile disposés en minces feuillets de quelques millimètres d'épaisseur.

Le manque d'affleurements de cette assise en Belgique a rendu son étude difficile. Sur l'île de Walcheren, elle fut appelée Vroeg-Romeinse-Transgressie par J. BENNEMA et K. van der MEER (1952).

2.- LA REGRESSION ROMAINE.- (Ier au IVe siècle)

A la fin du premier siècle de notre ère, la mer du Dunkerquien I s'est retirée et les terres libérées furent occupées par l'homme. De nombreux artefacts romains que l'on peut dater d'entre le Ier et le IVe siècle repo-

saient à la surface de ces sédiments (R. TAVERNIER et J. AMERYCKX, 1970).

De cette époque, date le développement d'une couche végétale qui se marque par un horizon noirâtre ainsi que, localement, de quelques centimètres de tourbe comme à Furnes-Wulpen (F. MOORMANN, 1951).

C'est également lors de cette régression, appelée régression romaine, que se sont construites les dunes subrécentes dont on retrouve des traces, épargnées par les transgressions ultérieures, à Bredene, Klemskerke et Vlissegem (J. AMERYCKX, 1961). Toutefois, signalons que F. DEPUYDT (1972) propose pour les dunes de ces régions, une autre origine qui sera envisagée plus loin.

3.- LA TRANSGRESSION DU DUNKERQUIEN 2. (IVe au VIIIe siècle).

La transgression du Dunkerquien 2, appelée également "Vroeg middeleeuwse transgressie" ou transgression du Haut Moyen Age (J. BENNEMA et K. van der MEER, 1952) est généralement considérée comme ayant débuté au IVe siècle pour se terminer au VIIIe siècle. Ces datations assez précises ont été obtenues par la découverte de nombreuses pièces de monnaie (M. BELPAIRE, 1827 ; R. BLANCHARD, 1906) ainsi que des restes de bateaux (E. JONCKHEERE, 1903 ; J. AMERYCKX et A. NAGELMACKERS, 1956).

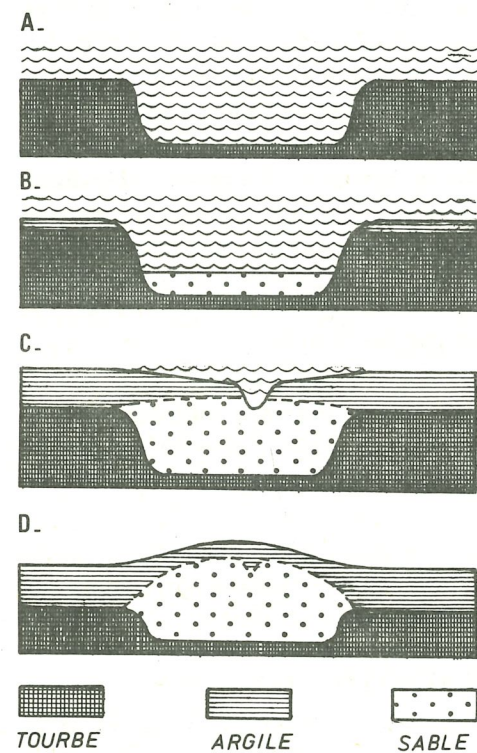
Signalée déjà par M. BELPAIRE (1827), A. RUTOT (1897), R. BLANCHARD (1906), ..., cette invasion marine a joué un rôle primordial dans la plaine maritime belge qu'elle submergea presque entièrement (Fig. 2.1). En effet, elle recouvrit non seulement le territoire occupé par la tourbe de surface, mais également les dépôts dus aux deux dernières transgressions, celle du Dunkerquien I et la pré-romaine. De plus, elle s'étendit aussi sur une frange bordière de terrains à couverture pléistocène.

Cette invasion commença par l'érosion particulièrement violente du cordon de dunes; celui-ci fut rompu en de nombreux endroits et il n'en resta que quelques lambeaux. Au départ de ces aires de rupture, des chenaux de marée (kreken) se creusèrent dans la tourbe (Fig. 2.2, A) et parfois même dans les formations sous-jacentes pour pénétrer loin dans la plaine. Formant un système particulièrement ramifié, ils la découpèrent en de nombreux îlots tourbeux. Au départ de ces chenaux, la plaine maritime fut inondée complètement deux fois par jour, à l'exception de quelques légères éminences comme les dunes anciennes, les dunes subrécentes, les tourbières bombées et des buttes recouvertes de Pléistocène appelées aussi "donken".

Après cette phase érosive eut lieu une période de sédimentation qui colmata les chenaux et qui recouvrit la tourbe. Dans ces chenaux, la vitesse de l'eau était assez élevée, de telle sorte que seuls les éléments relativement grossiers comme les grains de sable s'y déposaient. Par contre, à marée haute, les chenaux débordaient et inondaient les plages tourbeuses. La vitesse de l'eau y étant nettement plus faible, les particules plus fines comme l'argile pouvaient s'y accumuler (Fig. 2.2, B). Cette sédimentation sélective se poursuivit longtemps. Finalement, un schorre émergea, se présentant sous l'aspect d'îlots argileux, recouvrant la tourbe, séparés par des chenaux en légère dépression et à sous-sol sableux (Fig. 2.2,C).

La puissance du Dunkerquien en dehors des chenaux varie entre 0,60 et 1,50 m. R. TAVERNIER et F. MOORMANN (1954) en déduisirent que le niveau moyen du Dunkerquien 2 se situait au moins 60 cm plus haut que le Dunkerquien 1.

Par la suite, lors des phases régressives, les matériaux déposés s'asséchèrent et se tassèrent. Le tassement dans le sable fut pratiquement nul alors que pour la tourbe, il fut intense. Cette différence de comportement permit aux chenaux sableux de subsister pratiquement à leur altitude alors que les zones tourbeuses



- A. Erosion du chenal de marée dans la tourbe.
- B. Début de la sédimentation : sable dans le chenal, argile en-dehors.
- C. Le chenal est presque entièrement colmaté ; le schorre est mûr.
- D. Après endiguement et assèchement du schorre, se produit une inversion du relief ; la couche de tourbe se tasse beaucoup plus que l'argile et le sable. Des dos de chenaux (argile sur sable) et des cuvettes (argile sur tourbe) se forment.

FIGURE 2.2.- Sédimentation sélective dans les chenaux des polders et inversion de relief d'après R. TAVERNIER et J. AMERYCKX (1970).

primitivement plus élevées s'affaissaient par rapport aux zones sableuses (Fig. 2.2, D) et constituaient des dépressions. Cette inversion de relief influença considérablement le paysage ainsi que la répartition de l'habitat et des routes, comme l'a démontré J. AMERYCKX en 1958.

Deux grandes unités morphogénétiques furent ainsi définies

- 1) les chenaux sableux à relief inversé (Kreekruggen) à une altitude variant entre 3,5 et 4,5 m.
- 2) les cuvettes argileuses à sous-sol tourbeux : poelen ou kommen, dont l'altitude minimum se situe vers 2 m.

Ces phénomènes de sédimentation sélective et d'inversion de relief furent décrits pour la première fois en 1947 par R. TAVERNIER. A. RUTOT avait bien signalé en 1897 la présence de sable surmonté d'argile, mais il supposait que l'argile s'était mise en place lors d'une phase régressive.

4.- LA REGRESSION CAROLINGIENNE.- (VIIIe au XIe siècle)

Avec la fin du colmatage des chenaux, se termine la transgression Dunkerquien 2 et débute la régression carolingienne. Celle-ci est marquée par le tassement sélectif entraînant l'inversion de relief des chenaux dont nous venons de parler et la formation d'un nouveau cordon dunal : *dunes récentes* situées approximativement à l'emplacement de l'actuel cordon littoral. Selon F. DEPUYDT (1972), ce cordon aurait été formé d'une série de dunes paraboliques dirigées vers le nord-est (Fig. 2.4). La partie méridionale du Westhoek serait un des témoins de cette formation.

La fin de cette transgression se marqua également par l'occupation des territoires exondés, d'abord par des pâturages de moutons ("prés-salés" ou "marisci") et ensuite par l'installation de l'habitat.

Selon A. Verhulst (1959, a), dès le IXe siècle, des centres d'élevage ovin se seraient développés en divers endroits comme Lissewege, Dudzele et Houtave. Ce n'est que plus tard qu'apparaissent les premiers villages : Leffinge et Vlissegem (988) ainsi que Houtave et Klemskerke (1003).

5.- LA TRANSGRESSION DU DUNKERQUIEN 3.-

Au début du XIe siècle, suite à la rupture du cordon littoral dans les régions de l'Yser et du Zwin, des inondations catastrophiques se déroulèrent. Au départ de ces brèches, la plaine fut submergée en partie par l'intermédiaire d'un réseau de petits chenaux de marée

peu profonds et peu larges (1 m). Cette mer fut limitée dans son extension par une série de digues. L'épaisseur des sédiments de cette assise varie entre 0,30 et 1 m. De plus, on peut supposer que les marées hautes dépassaient de 50 cm les cotes atteintes par les mers précédentes (R. TAVERNIER et F. MOORMANN, 1954).

a) LES INONDATIONS DE L'YSER (XIe siècle).

Au départ de l'emplacement actuel de Nieupoort, une brèche se forma dans les dunes et la mer envahit la plaine maritime à chaque marée.

Face à cette avancée marine, la population de la région se mit à construire des digues perpendiculaires au rivage actuel. Ainsi, dans le Métier de Furnes, fut construite une digue de 25 km de long : l'Oude Zeedijk qui limita l'invasion du Dunkerquien 3 au sud-ouest et à l'ouest. A l'est fut érigée la digue de la Wateringue de Blankenberge (10 km de long) ; celle-ci cependant fut peu fonctionnelle. La région de Gistel-Moëre, qui avait échappé à l'invasion du Dunkerquien 2, fut cette fois recouverte (R. TAVERNIER, 1947 d, 1954 b ; J. AMERYCKX, 1961) (Fig. 2.1).

Cette mer du Dunkerquien 3 a déposé des sédiments essentiellement argileux, sauf dans quelques chenaux où l'on retrouve du sable. Ces chenaux ne furent colmatés qu'incomplètement et aujourd'hui ils sont toujours en dépression. La zone d'estran, par contre, est caractérisée par quelques dizaines de cm d'épaisseur d'une argile assez sableuse.

Dès la fin du XIe siècle, s'érigèrent des endiguements à petite échelle. Le terme "polders" apparaît pour la première fois pendant la première moitié du XIIe siècle. Il signifie uniquement terre récupérée par endiguement (A. VERHULST, 1964). Ces polders sont surtout l'oeuvre des abbayes.

Par contre, à partir de la seconde moitié du XIIe siècle, des endiguements de grande envergure sont entrepris et terminés vers 1300. A cette époque, les polders de l'estuaire de l'Yser peuvent être mis en culture.

Rappelons que, pendant la Grande Guerre (1914-1918) le front se stabilisa le long de l'Yser suite aux inondations stratégiques de cette région.

b) LES INONDATIONS DU ZWIN.

Dans la région du Zwin, la succession des événements fut complexe. Le Dunkerquien 3 se déroula en deux périodes bien distinctes : 3 a et 3 b, séparées par une phase régressive de courte durée.

1) Transgression du Dunkerquien 3 a (XIe siècle).

Contemporaine de l'inondation de l'Yser, cette transgression submergea la partie orientale de la plaine maritime pour former le Zwin - bras de mer important - dont les inondations furent limitées à l'ouest par la digue de Blankenberge (fig. 2.1). Celle-ci, longue de 13 km, s'étendait de cette dernière ville jusqu'à Bruges. Cette digue, ultérieurement aplanie, influença considérablement le dessin parcellaire (J. AMERYCKX, 1961).

Reposant sur l'Assise du Dunkerquien II et épais de 50 cm environ, les dépôts de cette transgression sont essentiellement argileux, exception faite des zones d'estran où l'on retrouve de l'argile sableuse sur une moindre épaisseur : 30 cm seulement.

Cette période d'inondation dura cinquante ans environ et, dès 1060, des villages comme Lissewege et Uitkerke réapparurent dans les documents historiques (J. AMERYCKX, 1953).

2) Transgression du Dunkerquien 3 b (XIIe siècle).

En se basant sur des documents historiques, A. VERHULST (1954) fit débiter la transgression du Dunkerquien 3 b en 1134, ce qui confirmait les estimations des pédologues de Gand qui proposaient la date de 1130.

Cette inondation affecta de nouveau le Zwin qui atteignit 4 km de large à son embouchure et qui pénétra dans la plaine par des chenaux nombreux dont le plus important atteignit Damme, alors qu'au-delà, vers Bruges s'étendait surtout une zone d'estran (Fig. 2.1).

Dans le but de protéger les terrains occupés par l'homme, une digue fut construite d'Uitkerke à Damme. Celle-ci porte des dénominations diverses suivant les endroits : Evendijk, Kalvekededijk ... Débutant à Uitkerke où elle rejoint la digue de Blankenberge, elle s'étire jusqu'à Heist, contourne Westkapelle, se dirige vers Hoeke, Oostkerke pour finalement atteindre Damme.

Après 1180, des digues furent construites, cette fois pour récupérer les terres sur le Zwin qui entretemps fut couvert d'alluvions. Au XIIe siècle, des polders nouveaux sont créés dans la région de Knokke, ainsi que d'autres endiguements jusqu'au XVe siècle. Une nouvelle digue, dénommée Digue du Comte Jean, fut construite. Cette région connut encore diverses vicissitudes, notamment une inondation stratégique au XVIe siècle suivie par de nouveaux endiguements. Au XVIIIe siècle, le polder le plus important, St Job polder, fut endigué, ainsi que d'autres polders à l'embouchure du Zwin. Ces "polderisations" se poursuivirent jusqu'en

1872, date de la construction de la Digue Internationale. Aujourd'hui, de l'embouchure du Zwin, seul subsiste un petit schorre inondé périodiquement.

Les dépôts de cette transgression sont essentiellement argileux et parfois sableux et l'épaisseur des alluvions est directement proportionnelle à l'âge de l'endiguement.

Cependant, ces endiguements ne se sont pas réalisés sans problèmes. La mer a rompu quelquefois les digues et le flot d'eau pénétrant dans le polder a étalé un matériel relativement grossier créant ainsi une auréole sableuse (overslag) (J. AMERYCKX, 1953 a).

Les polders ayant subi de telles ruptures de digues furent nommés polders d'irruption. Ce processus de rupture fut assez rare le long du littoral belge mais particulièrement fréquent dans la région du Zwin.

G.- LES POLDERS HISTORIQUES.

1. LES POLDERS D'OSTENDE.

Les polders historiques d'Ostende ont été causés par des inondations voulues par l'homme, d'abord dans un but stratégique pour défendre la ville d'Ostende assiégée au XVIe siècle et ultérieurement comme bassins de chasse pour curer le chenal du port.

En 1584, les dunes littorales furent arasées par l'homme et, rapidement, un chenal de pénétration se créa. Il s'élargit et s'approfondit très rapidement sous l'action érosive de la marée. Un système de chenaux s'y greffa permettant à la marée haute de couvrir une superficie considérable. Après le siège de la ville, un système de digues diminua notablement l'extension de la zone inondée.

Au début du XVIIe siècle, des travaux successifs permirent l'endiguement de divers polders, ce qui entraîna l'ensablement du port. Mais en 1664, la majeure partie des régions précédemment endiguées fut de nouveau mise sous eau et utilisée comme bassin de chasse. L'alluvionnement s'intensifiant, ces bassins devinrent inutiles et furent fermés en 1745 et 1803.

Ces inondations anthropiques engendrèrent le dépôt d'une argile lourde, calcaire, de couleur brune, dont la puissance varie de 0,50 à 1 m. De plus, avec leur cote moyenne de 4-5 m., les polders d'Ostende - de topographie très plane - dominent légèrement la plaine maritime.

J. AMERYCKX en 1949 a retracé en détail l'évolution de ces polders qui avait déjà été esquissée par R. BLANCHARD (1906) et A. BRIQUET (1930).

2. LES POLDERS DE L'ESCAUT.

Du XI^e siècle au XVIII^e siècle, et plus particulièrement vers le XIV^e siècle, l'Escaut subit une série de modifications importantes particulièrement complexes, en liaison avec des invasions marines.

Alors que jusqu'au Xe siècle, l'Escaut semblait avoir eu les caractères d'une rivière d'eau douce - une tourbe s'y serait développée pendant les deux premières

phases du Dunckerquien, ainsi qu'une couche d'argile fluviale de 30 à 80 cm d'épaisseur -, après le Xe siècle, les argiles alluviales furent submergées par des sédiments mis en place en milieu saumâtre : ce phénomène se produisit dans les *polders anciens*, d'altitude basse (0 à 2,5 m) et de drainage malaisé.

C'est ainsi que, pendant la transgression du Dunckerquien III b, l'Escaut occidental - le Hont - fut transformé en un véritable bras de mer envoyant des chenaux

au travers de la Flandre zélandaise jusqu'à proximité de la frontière belge.

Au XIV^e siècle, des inondations marines successives submergèrent la majeure partie de la Flandre zélandaise pénétrant même en Belgique, au nord d'Ekloo et de Maldegem, faisant disparaître le pays de Saftingue (coude de l'Escaut) et les rives de l'Escaut au nord d'Anvers.

A la suite de ces irruptions marines, les processus d'alluvionnement reprurent le long des berges, ce qui permit le développement de schorres. Au nord d'Anvers, aux XVI^e et XVII^e siècles, des inondations stratégiques sont suivies d'endiguement ; ces polders furent dénommés "d'irruption" par F. SNACKEN (1949) (fig. 2.3).

D'autres endiguements se poursuivirent aux XVIII^e, XIX^e et même XX^e siècles, ce qui permit la formation de *polders récents* (F. SNACKEN dans R. TAVERNIER et J. AMERYCKX, 1970 ; M. MIJS, 1970). En février 1953, le raz-de-marée catastrophique des Pays-Bas eut des répercussions jusque dans l'Escaut anversois, rompant de nombreuses digues et inondant des polders (J. LARUELLE, 1955 ; F. SNACKEN, 1955).

Au nord d'Ekloo, les endiguements successifs se marquent également dans le paysage. L'argile poldérienne recouvre directement le sable de couverture pléistocène. D'autre part, des lacs très étroits et aux formes biscornues sont les seuls restes des chenaux (kroken) des inondations du XIV^e siècle (G. DE MOOR et I. HEYSE, 1972 ; communication orale de I. HEYSE, 1973).

H.- LES DEPRESSIONS ARTIFICIELLES.

Dans la plaine maritime belge, comme nous l'avons signalé plus haut, la tourbe de surface est remarquable par sa continuité. Reposant sur l'Assise de Calais (Moères franco-belges) ou sur du sable pléistocène (Moère de Meetkerke) elle se présentait souvent sous l'aspect de tourbières bombées qui ne furent pas submergées par les inondations ultérieures.

Combustible jadis recherché, la tourbe fut exploitée jusqu'à la fin du XIX^e siècle. J. AMERYCKX estime à plusieurs milliers d'hectares la superficie détournée. Les tourbières bombées furent abondamment exploitées, ce qui laissa des dépressions rapidement inondées. C'est le cas pour les Moères franco-belges et la Moère basse de Meetkerke à proximité de Bruges. Les Moères franco-belges furent cependant longtemps considérées comme des marécages en liaison directe avec la mer (R. BLANCHARD, 1906) et si l'on suit A. BRIQUET (1930) : "il ne s'y est même jamais déposé de tourbe".

Asséchées au début du XVII^e siècle, elles furent de nouveau submergées dans un but stratégique, en 1648, lors du siège de Dunkerque. Ce n'est qu'en 1826 que leur assèchement fut définitif (R. BLANCHARD, 1906 et A. BRIQUET, 1930). La topographie de ces dépressions est remarquablement plane et leur altitude très basse : 1 à 2 m.

D'autres dépressions anthropiques sont également causées par l'exploitation de l'argile poldérienne pour les briqueteries.

I.- LA COTE ACTUELLE.-

L'aspect actuel de la côte belge est remarquable par son tracé rectiligne. La plage, très large à l'ouest - 500 m à marée basse - se rétrécit considérablement à l'est (R. TAVERNIER et J. AMERYCKX, 1970). Sa pente varie entre 1 et 2 ‰. Elle est composée de sable fin et de débris coquilliers. La granulométrie montre un mode situé généralement vers 200 μ mais qui augmente à l'est pour atteindre 300 μ environ. La teneur en CaCO₃ est variable mais voisine ou dépasse fréquemment les 8 ‰ (F. DEPUYDT, 1972). P. MACAR (1935) trouvait pour les sables de plage un diamètre moyen compris entre 186 et 202 μ à Ostende et entre 202 et 238 μ dans la région de Knokke.

D'autre part, la plage est soumise à divers vents qui sont responsables, d'une part, de creux de déflation directement au-dessus de la laisse de marée haute et d'autre part, d'accumulations sableuses situées à l'arrière-plage. M.A. LEFEVRE (1931 a) suppose que les vents d'ouest sont responsables des accumulations précitées et cela en été, tout en ne niant pas une certaine influence des vents du N.E. D'après F. SNACKEN (1956), pour qu'un mouvement éolien de sable soit possible, il faut que le vent ait une vitesse minimale de 6 m/sec et qu'il agisse sur du sable sec et désagrégé. Pour lui, ces conditions sont réalisées au printemps, de préférence lorsque soufflent les vents violents du N.E., par opposition aux vents d'ouest, très fréquents également, mais souvent pluvieux. F. DEPUYDT (1972), d'après ses observations, pense que le meilleur transport éolien de sable côtier se réalise directement après des précipitations pluvieuses.

Quant aux dunes proprement dites, après R. BLANCHARD (1906), A. BRIQUET (1923), M.A. LEFEVRE (1931), E. RAHIR et E. DEVADDER (1933), F. DEPUYDT (1967 et 1972) les a étudiées de façon remarquable et les a classées suivant leur morphologie, leur granulométrie, leur teneur en CaCO₃ ainsi que d'après leur couvert végétal.

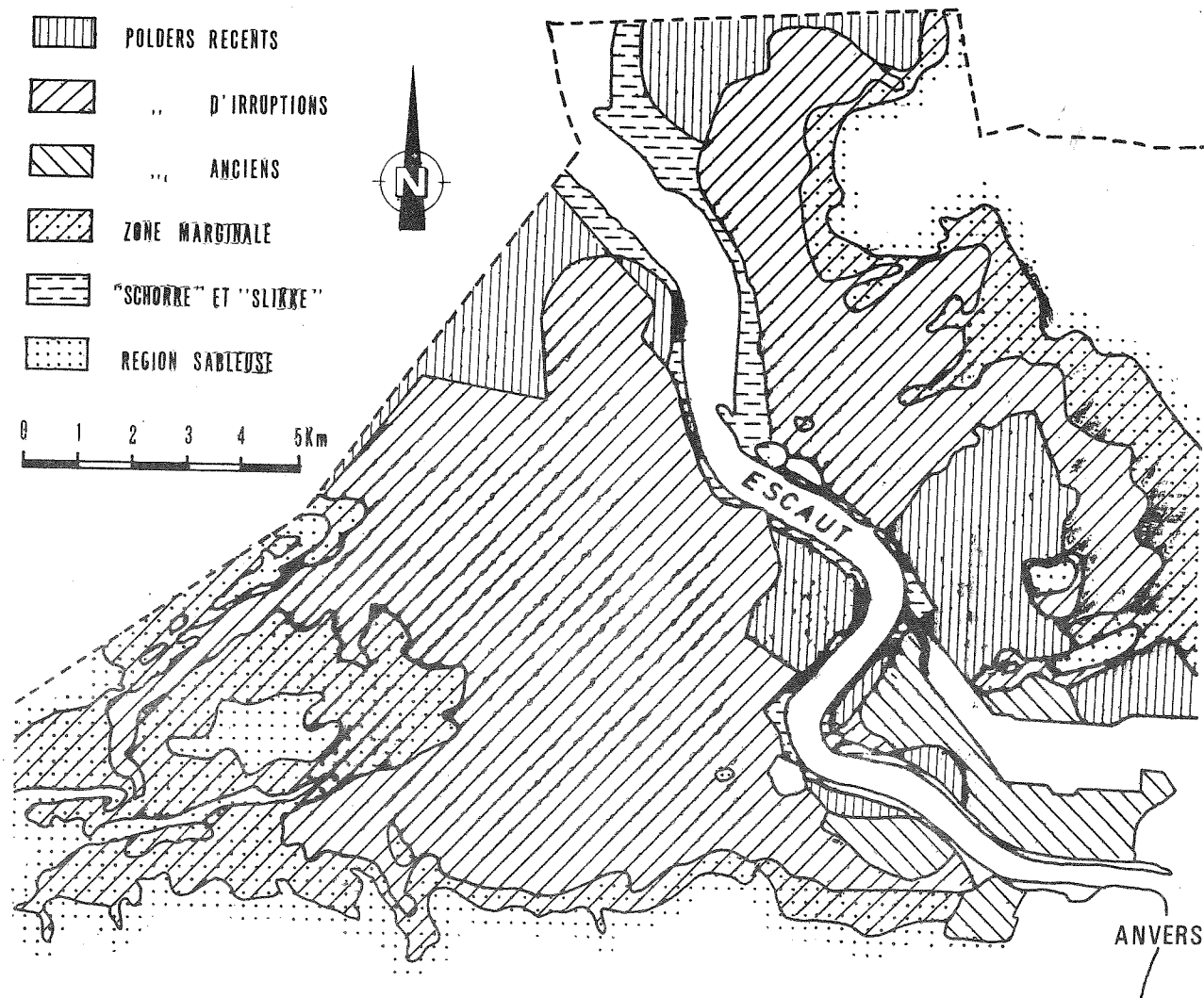






FIGURE 2.3.- Les Polders de l'Escaut d'après F. SNACKEN (1970).

LEGENDE

-  REGRESSION POST-FLANDRIENNE
-  REGRESSION CAROLINGIENNE
-  CORDON SUB-ACTUEL
-  CORDON ACTUEL

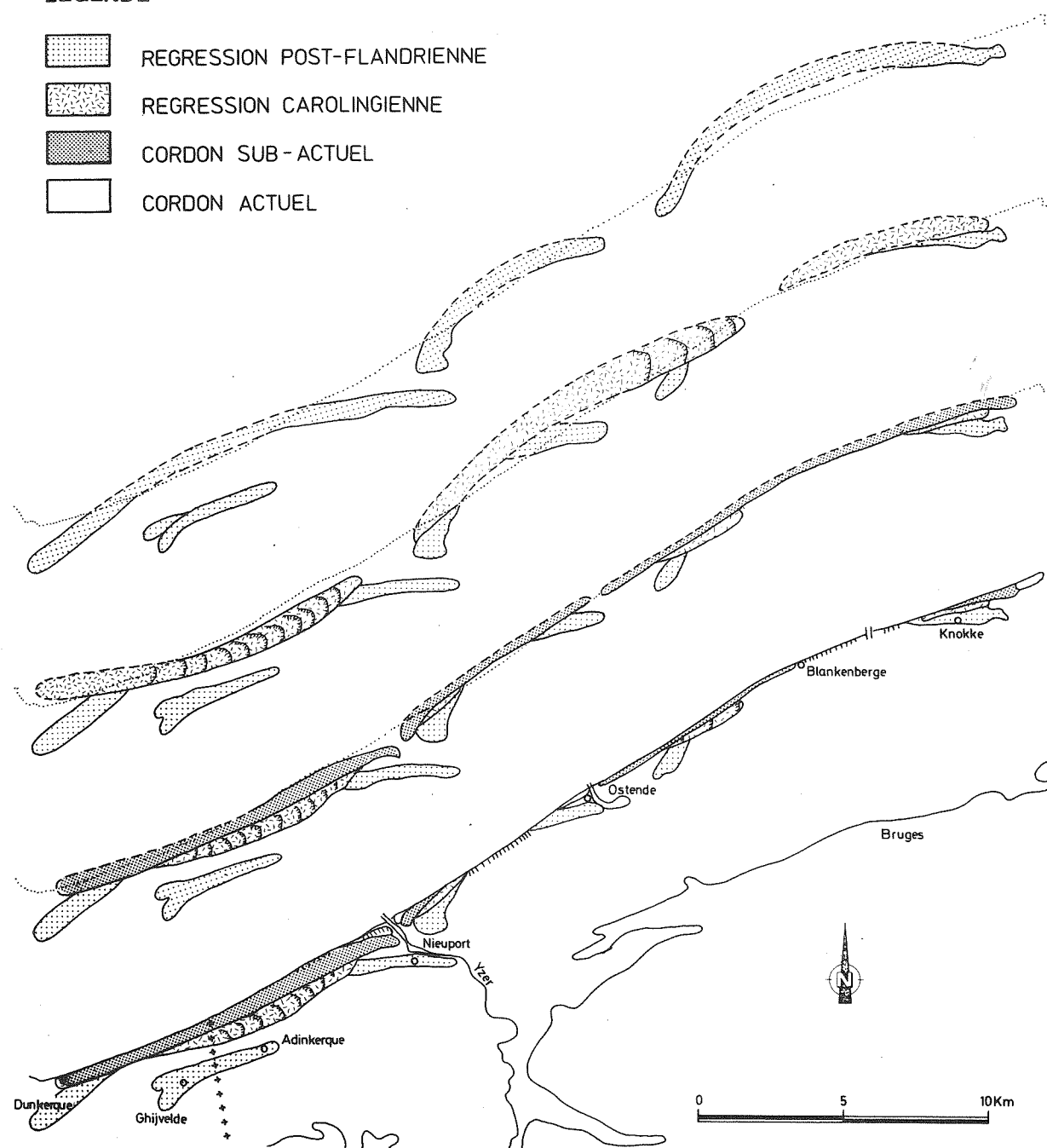


FIGURE 2.4.- Evolution du littoral belge pendant l'Holocène d'après F. DEPUYDT (1972).

Il distingua ainsi des dunes bordières, situées à la limite de la plage et, vers l'intérieur du massif, des dunes paraboliques progressant vers l'est et entourant des dépressions fermées appelées "pannes".

Au Westhoek, où le cordon dunal est particulièrement large, F. DEPUYDT décrit deux séries de dunes paraboliques orientées dans la même direction mais dont les caractères sont différents. Dans le massif septentrional, le mode est compris entre 180 et 195 μ , la teneur en calcaire est d'environ 8 ‰ alors que dans la partie méridionale, où les pannes sont 5 fois plus grandes qu'au nord, le mode est généralement supérieur à 205 μ et le pourcentage en CaCO_3 beaucoup plus faible, moins de 4 ‰.

Toujours dans cette partie méridionale, F. DEPUYDT (1967) a dégagé trois paléosols superposés dont le plus ancien a été daté, par la méthode C_{14} , de 367 apr. J.C., ce qui donne une limite supérieure d'âge pour ce massif.

Ces constatations et d'autres observations l'ont amené à envisager des âges différents pour ces deux

séries et à proposer une nouvelle hypothèse sur la succession des cordons littoraux pendant l'Holocène sur la côte belge (Fig. 2.4) : lors de la régression post-flandrienne, un cordon littoral se serait développé sous forme de trois arcs dont subsisteraient seulement les extrémités internes à Dunkerque, Oostduinkerke-Nieuport, Westende, à l'ouest d'Ostende, entre De Haan et Bredene et à Knokke. Les dunes d'Adinkerke-Ghijvelde feraient également partie de ce complexe. Un second cordon, toujours formé de trois arcs, et composé de dunes paraboliques tournées vers l'est, se serait ensuite développé pendant la régression carolingienne, s'appuyant sur les témoins du cordon précédent. De cet épisode ne subsisterait qu'un massif au sud du Westhoek et un autre entre De Haan et Wenduine. Par après, les dunes sub-actuelles se seraient formées partout, à l'exception de l'embouchure de l'Yser. Erodées ultérieurement par la mer, à Middelkerke d'une part, et de Blankenberge à Heist d'autre part, elles y furent remplacées par un mince cordon littoral actuel. Cette succession d'épisodes dunaires alternant avec des phases érosives marines serait responsable des caractères actuels des dunes littorales.