

**DE HOLOCENE
ONTWIKKELING
VAN DE WESTELIJKE
KUSTVLAKTE (Belgie)**

Cecile BAETEMAN

Brussel, 1981

VRIJE UNIVERSITEIT BRUSSEL
FAKULTEIT WETENSCHAPPEN
Eenheid Kwartairgeologie

DE HOLOCENE ONTWIKKELING VAN DE WESTELIJKE KUSTVLAKTE (België)

Cecile BAETEMAN

Proefschrift voorgelegd ter
verkrijging van de graad van
Doctor in de Wetenschappen
Groep Aard- en Delfstofkunde

Brussel, 1981
UNIVERSITEIT GENT
RCMG-Seismostratigrafie
inventarisnummer :
RCMG 215

Promotor: Prof. Dr. R. Paepe

voor mijn ouders

En 'tligt ier vul mi schèpn.

*'t schient dat de zêee ier nog gewist is,
mâo das lange geleên wè !*

een vriendelijke polderboer

*het denken mag zich nooit onderwerpen,
noch aan een dogma, noch aan een partij,
noch aan een hartstocht, noch aan een
belang, noch aan een vooroordeel, noch
aan om het even wat, maar uitsluitend
aan de feiten zelf, want zich onderwerpen
betekent het einde van alle denken.*

Poincaré

INHOUD

Voorwoord	11
Inleiding	15
1. Algemeen	15
2. Beschrijving van het studiegebied	19
 Deel 1 : Stratigrafie en kartering van de Holocene sedimenten	
1.1. STRATIGRAFISCHE BETEKENIS VAN DE NAMEN CALAIS EN DUNKERQUE	24
1.1.1. Inleiding	24
1.1.2. Het ontstaan van de namen Calais en Dunkerque in de stratigrafie en hun oorspronkelijke definitie	26
1.1.3. Het gebruik van de namen Calais en Dunkerque in de Belgische stratigrafie	30
1.1.4. Het invoeren van de namen Calais en Dunkerque in de Nederlandse stratigrafie	36
1.1.5. De evolutie van de namen Calais en Dunkerque in Nederland en N. Duitsland	39
1.1.6. Het gebruik van 14-C dateringen in het lithostratigrafisch systeem	41
1.1.7. De verdere evolutie van de namen Calais en Dunkerque in de stratigrafie van België en N. Frankrijk	49
1.1.7.1. België	49
1.1.7.2. N. Frankrijk	55
1.1.8. Besluit : de problematiek betreffende de namen Calais, Holland Veen en Dunkerque en hun lithostratigrafische betekenis	56
1.2. KARTEERBARE EENHEDEN : BOUWSTENEN VOOR EEN LEGENDE	61
1.2.1. Inleiding	61
1.2.2. De lithostratigrafie	61
1.2.3. De chronostratigrafie	63
1.2.4. De transgressies	66
1.2.5. Besluit	69

1.3.	BESCHRIJVING VAN DE LITHOGENETISCHE EENHEDEN	71
1.3.1.	Inleiding	71
1.3.2.	De lagune - het lagunair facies	73
1.3.3.	Het wad - het wad facies	74
1.3.3.1.	De schorre	76
1.3.3.2.	De slikke	78
1.3.4.	De getijdegeul - het geulen facies	81
1.4.	DE LITHOLOGISCHE KLASSIFIKATIE	85
Deel 2 : De geologische ontwikkeling van de westelijke kustvlakte tijdens het Holoceen		
2.1.	METHODEN VAN ONDERZOEK	93
2.1.1.	Verzameling van de gegevens	93
2.1.1.1.	Boringen	93
2.1.1.2.	Ontsluitingen	97
2.1.1.3.	14-C dateringen en pollenanalytisch onderzoek	97
2.1.2.	Verwerking van de gegevens	99
2.1.2.1.	Profielen	99
2.1.2.2.	Profieltypenkaarten	101
2.1.2.2.1.	Selekteren van profieltypen	101
2.1.2.2.2.	Opbouw van een profiel-typenkaart	103
2.1.2.3.	Paleogeografische kaarten	104
2.2.	ANALYSE VAN DE BELGISCHE LITTERATUUR	105
2.2.1.	Inleiding	105
2.2.2.	Het basisveen	107
2.2.3.	De afzetting van Calais	116
2.2.4.	Het oppervlakte veen	124
2.2.5.	De afzetting van Dunkerque	134
2.3.	DE PRE - HOLOCENE SEDIMENTEN	153
2.3.1.	Het Tertiair substraat	153
2.3.2.	De Pleistocene ondergrond	155
2.3.2.1.	Inleiding	155
2.3.2.2.	Gegevens uit de litteratuur	155
2.3.2.3.	Het reliëf van de Pleistocene ondergrond	162

2.3.2.4.	De stratigrafie van de Pleistocene sedimenten	164
2.3.2.4.1.	Het noordoostelijk gebied	165
2.3.2.4.2.	Het zuidelijke en noordoostelijke gebied	168
2.3.2.4.3.	Het gebied ten N en ten E van het Plateau van Izenberge	169
2.3.2.5.	Besluit	170
2.4.	STRATIGRAFISCHE BESCHRIJVING VAN DE HOLOCENE SEDIMENTEN	172
2.4.1.	Inleiding	172
2.4.2.	De verspreiding van de lithologische complexen - een algemeen overzicht	173
2.4.3.	De organische basissequentie (qhOB)	175
2.4.4.	De klastische sequentie (qhK)	184
2.4.5.	De onder klastische sequentie (qhKU)	197
2.4.6.	De opgesplitste sequentie (qhA)	202
2.4.6.1.	De qhA in het algemeen	202
2.4.6.2.	De veenlagen in de qhA	207
2.4.6.3.	De chronologie van de bovenste veenlaag	221
2.4.7.	De boven klastische sequentie (qhKO)	228
2.4.8.	De organische sequentie (qhO)	229
2.5.	DE CHRONOSTRATIGRAFIE VAN DE HOLOCENE SEDIMENTEN	230
2.6.	DE PALEOGEOGRAFISCHE EVOLUTIE VAN DE WESTELIJKE KUSTVLAKTE TIJDENS HET HOLOCEEN	235
2.6.1.	De periode rond 7000 j.B.P.	235
2.6.2.	De periode tussen 7000 en 6500 j.B.P.	236
2.6.3.	De periode tussen 6300 en 5600 j.B.P.	239
2.6.4.	De periode tussen 5600 en 4800 j.B.P.	241
2.6.5.	De periode tussen 4800 en 3300 j.B.P.	242
2.6.6.	De periode na 3300 j.B.P.	249
	Algemene slotbeschouwingen	263
	Geraadpleegde litteratuur	265
	Samenvatting	279

Bijlage 1 Boorbeschrijving van boring 362

289

Bijlage 2 Getekende boorlogs (in afzonderlijke map)

Los bijgevoegd in afzonderlijke map :

Profielen 1 t/m 27

Profieltypenkaarten van Nieuwpoort, Lampernisse, Lo en
Veurne (gekleurde en niet gekleurde
op schaal 1/25000)

Tabel 1a en 1b Stratigrafische tabellen

Voorwoord

Zonder de fysische en morele bijdragen van velen, zou dit proefschrift nooit tot stand zijn gekomen.

Daarom zou ik mijn oprechte dank willen betuigen aan allen die geholpen hebben, zowel bij het veldwerk als bij de voorbereiding en afwerking van dit proefschrift.

Professor Paepe heeft mij ingewijd in de Kwartair geologie. Hij heeft mij aangemoedigd om de onderzoeken, van de in de vergetenheid geraakte kustvlakte, terug op te nemen. Professor Paepe gaf mij daarbij de gelegenheid om kontakten te leggen met buitenlandse specialisten. Zijn kritische aanwijzingen bij het doornemen van de manuscripten zijn mij van groot nut geweest bij het opstellen van dit proefschrift.

Ir. Delmer, hoofdinspekteur, en Professor Bouckaert, directeur van de Belgische Geologische Dienst, lieten mij de gelegenheid om de systematische geologische kartering van de kustvlakte uit te werken tot een gedetailleerde studie van de mariene Holocene afzettingen.

Professor Wiggers heeft mij ingeleid in de Holocene geologie. Van hem kreeg ik een leerzame opleiding die mij toegelaten heeft het veldwerk grondig uit te voeren.

Dr. Streif en Dr. Roeleveld waren voor mij een grote stimulans tijdens het verwezenlijken van dit proefschrift. Ik kon steeds op hen rekenen wanneer ik met problemen zat. Zij hebben mij ook steeds gesteund in de nieuw naar voor gebracht ideeën. De vele raadgevingen en de opbouwende kritiek hebben mij geholpen me over mijn vele twijfels heen te zetten en dit onderzoek tot een einde te brengen.

Wim Roeleveld heeft mij mede de basiskennis voor het veldwerk bijgebracht en hij was tevens bereidwillig om de manuscripten met betrekking tot de stratigrafische problematiek op de zijn gebruikelijke wijze te bekritiseren.

Dank zij Hansjörg Streif heb ik geleerd om de Holocene geologie in een heel ander daglicht te plaatsen. Hij heeft, op een onvermoeibare wijze, steeds opnieuw raadgevingen en kritiek gegeven en verbeteringen aangebracht op talrijke kaarten.

Hun vriendschappelijke bemoedigingen zal ik steeds dankbaar blijven.

Ir. Hageman heeft mij steeds gestimuleerd deze studie verder te zetten. Dank zij de tussenkomst van Ir. Hageman en Dr. Oele konden de veldwerkgegevens aangevuld worden met twee gestoken boringen.

Dr. Zagwijn en Dr. de Jong zijn bereidwillig geweest om voor de Pleistocene sedimenten de pollenanalytische gegevens van deze boringen te verzorgen.

Dr. Verbruggen leverde een voortreffelijke bijdrage tot dit proefschrift. Hij verzorgde de pollenanalytische gegevens voor dit onderzoek, waarbij hij zelf de pollenpreparaten bereid en geteld heeft, in soms moeilijke omstandigheden.

Tijdens de talrijke uitvoerige discussies met hem zijn veel van de in dit proefschrift uitgewerkte ideeën ontstaan, in het bijzonder over De Moeren.

Cyriel heeft mij steeds aangemoedigd om, in de soms moeilijke perioden, het onderzoek door te zetten.

Professor Vanhoorne, Dr. Geyh, Dr. Dauchot en de heer Van Strydonck ben ik zeer erkentelijk voor de snelle uitvoering van de 14-C dateringen.

Velen hebben mij geholpen bij het verzamelen van de gegevens tijdens de aangename, doch soms lastige, veldwerkperioden: Lennart Ekman, Åke Roos, Dirk Ooijevaar, Tom Balsem, Hilde Hofman, Chris Van de Velde, Yannik, Jean-Pascal Zanders, Frans Moorkens, Luc Weytjens, Rik De Laet en Louis Baeteman, mijn vader.

Ik wil hen hierbij in het bijzonder van harte danken voor hun onmisbare bijdrage.

Bij de uitvoering van dit proefschrift werd ik door velen geholpen.

Julien Govaert en Roger Troch hebben vele tekeningen nauwkeurig afgewerkt. Julien heeft met veel zorg en toewijding het kleuren van de profieltypenkaarten en profielen verwezenlijkt.

Albert Theys leverde een grote bijdrage bij het afwerken van dit proefschrift. Hij verwezenlijkte de kleurendruk van de overzichtskaart. Daarbij heeft hij mij steeds bijgestaan met praktische raadgevingen voor de vele technische problemen.

Hippolyte Stein heeft op vakkundige wijze de kaarten, profielen en figuren afgedrukt en Jacques Remy verzorgde het verkleinen van de tekstfiguren en profielen.

Simonne De Schrijver heeft met veel zorg de litteratuurlijst getypt.

Aan hen allen, en aan de vele vrienden en collega's die ik hier niet vernoemd heb, mijn oprechte dank.

Bij deze gelegenheid wens ik tevens de Professoren L. Peeters, Y. Verhasselt, A. De Vuyst, P. Pasteels en B. Steenstra te bedanken voor de opleiding en de vorming in de geografie en de geologie, die ik van hen heb meegekregen.

Dank aan Rik en de lieve Jens, omdat zij mij de gelegenheid lieten.

Inleiding

1. A L G E M E E N

Dit proefschrift heeft tot doel de geologische ontwikkeling van de westelijke kustvlakte gedurende het Holocene te onderzoeken. In dit proefschrift werd eveneens gepoogd om een stratigrafie van en een kaartlegende voor de Holocene mariene sedimenten op te stellen.

De Holocene geologie van de Belgische kustvlakte heeft tot nog toe nog nooit het onderwerp uitgemaakt van grondige onderzoeken.

Op de laatste geologische kaart van België, daterend van 1895, worden in de legende voor de kustvlakte onder "Système Quaternaire supérieur ou Moderne", de volgende eenheden aangetroffen:

- alp 2 Argile des polders supérieure
- alq Sable meuble, jaune à Cardium
- alp 1 Argile des polders inférieure
- alr 2 Argile sableuse grise passant au sable,
dit sable mou supérieur
- t Tourbe
- alr 1 Sable fin, plus ou moins argileux
grisâtre, dit sable mou inférieur

De eer komt toe aan de bodemkartering, die omstreeks de jaren 1950, de geologie van de kustvlakte in het licht stelde. Dank zij de bodemkartering werd de kennis van de Holocene geologie in België aanzienlijk verruimd.

De bodemkaarten geven een gedetailleerd en uitstekend beeld weer van de verspreiding van de sedimenten.

De kennis van de Holocene geologie bleef daarbij beperkt tot de bovenste, meest recente lagen. Aan de oudere, diepere afzettingen werd nooit veel aandacht geschonken.

Het is dan ook in het licht van deze kennis van de bovenste, recente lagen dat de evolutie van de kustvlakte

werd voorgesteld en waaraan tot op heden geen fundamentele veranderingen meer werden aangebracht.

Thans worden nieuwe gegevens, verzameld tijdens het terreinonderzoek dat plaatsvond in de zomers van 1975 en 1976, in dit proefschrift naar voor gebracht.

Als studiegebied werd het westelijk deel van de Belgische kustvlakte uitgekozen.

De westelijke kustvlakte is namelijk gekenmerkt door een Holocene opvullingssequentie die veel vollediger is dan in de oostelijke kustvlakte. Dit verschil is te wijten aan de hoogteligging van de Pleistocene ondergrond.

In de oostelijke kustvlakte ligt de Pleistocene ondergrond op een veel hoger niveau dan in het westen, zodat de invloed van de Holocene zeespiegelrijzing er zich veel later heeft geuit. In de westelijke kustvlakte daarentegen, kunnen de Holocene sedimenten een dikte bereiken tot ongeveer 20 meter.

De duinengordel die de kustvlakte aan zeezijde begrenst, zal in dit proefschrift niet beschouwd worden.

Het geologisch onderzoek van de duinen vormt immers een volledig aparte studie, waarbij totaal andere werkmethoden moeten aangewend worden.

Het proefschrift is uit twee delen opgebouwd. Het eerste deel heeft betrekking op de stratigrafische en kartografische problematiek van de Holocene mariene sedimenten in het algemeen.

In het eerste hoofdstuk worden de meest gangbare stratigrafische klassifikaties, gebruikt vanaf 1924 in de zuidelijke Noordzeelanden, nader onderzocht. Daarbij worden meer in het bijzonder de betekenis en de evolutie van de stratigrafische benamingen "Calais" en "Dunkerque" geanalyseerd.

In het tweede hoofdstuk worden de karteerbare eenheden nader onderzocht die zullen uitgekozen worden als bouwstenen voor de legende.

Aansluitend daarop wordt in het derde hoofdstuk een samenvattende beschrijving gegeven van de belangrijkste sedimentaire afzettingssmilieus.

Uiteindelijk worden in het vierde hoofdstuk de uitgekozen legende en het principe van de profieltypenkaart nader toegelicht.

Het tweede deel van het proefschrift handelt over de eigenlijke geologische evolutie van de westelijke kustvlakte.

Dit tweede deel wordt ingeleid door een eerste hoofdstuk waarin de algemene methoden van onderzoek worden besproken.

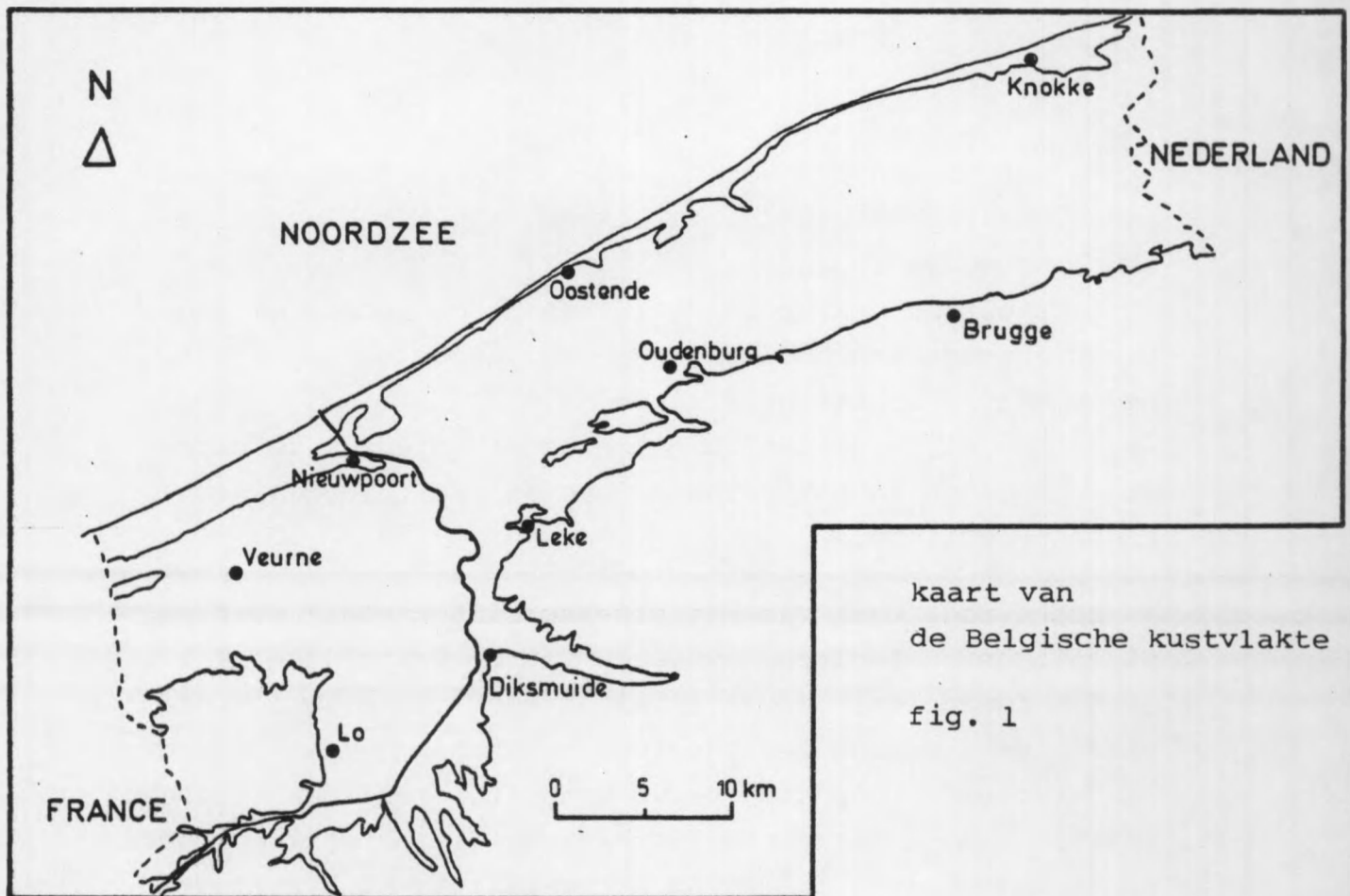
Het tweede hoofdstuk bevat een uitgebreide kritische analyse van de Belgische litteratuur die betrekking heeft op de Holocene geologie van de westelijke kustvlakte.

De eigenlijke resultaten van het onderzoek worden ingezet met het derde hoofdstuk met een beschrijving van de Pre-Holocene sedimenten, waarin samenvattende beschouwingen naar voor worden gebracht omtrent het Tertiair substraat en de Pleistocene ondergrond.

In het vierde hoofdstuk worden, aan de hand van de nieuw opgestelde stratigrafie, de Holocene sedimenten beschreven en de opbouw van de kustvlakte nader onderzocht.

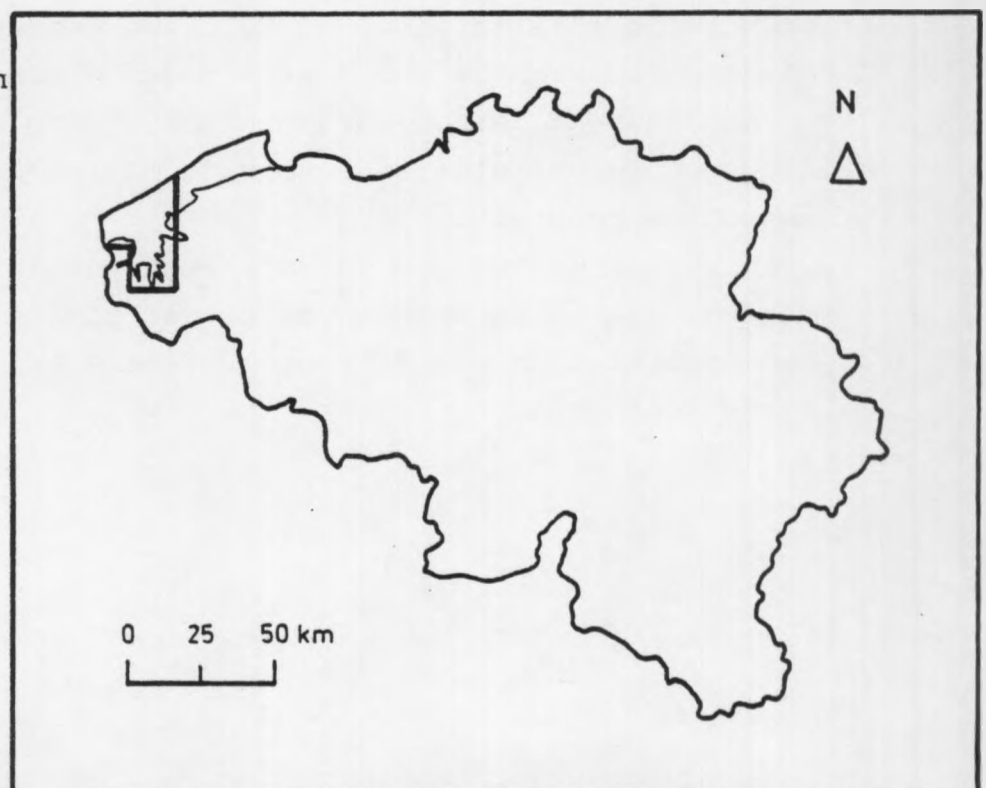
Aansluitend daarop wordt in het vijfde hoofdstuk een nieuwe chronostratigrafie voor de mariene Holocene sedimenten voorgesteld.

Uiteindelijk worden de verworven inzichten betreffende de evolutie en de opbouw van de westelijke kustvlakte samengebracht in een paleogeografische evolutie in het zesde hoofdstuk.



kaart van België
met de ligging van
het studiegebied

fig. 2



2. B E S C H R I J V I N G V A N H E T S T U D I E G E B I E D

De westelijke kustvlakte maakt deel uit van de uitgebreide Noordzee kustvlakte die zich uitstrekt vanaf Sangatte (N.Frankrijk) tot in Denemarken en die gevormd werd tijdens de Holocene periode. Het studiegebied komt overeen met de helft van de Belgische kustvlakte (fig.1 en 2).

Het onderzochte gedeelte van de kustvlakte wordt in het westen begrensd door de Frans-Belgische staatsgrens en in het noorden en oosten door de grenzen van het kaartblad Nieuwpoort-Leke. De grens van de kustvlakte met het dagzomend Pleistoceen gebied, ook poldergrens genoemd, werd overgenomen van de bodemkaarten.

Het studiegebied beslaat 4 kaartbladen op schaal 1/25000, m.n. Nieuwpoort-Leke, Lampernisse-Diksmuide, Lo-Langemark, De Moeren-Veurne en een deel van het kaartblad De Panne-Oostduinkerke (fig. 3). Wegens talrijke problemen i.v.m. het moeilijk uitvoeren van handboringen in de diepere silteuze zandafzettingen, kon het kaartblad De Panne-Oostduinkerke veel minder in detail bestudeerd worden. Dit is ook het geval geweest voor het gebied tussen Mannekensvere en Nieuwpoort langsheen de IJzer.

De kustvlakte is een zeer vlak gebied waar slechts één rivier door vloeit, de IJzer, die te Nieuwpoort in zee uitmondt (fig. 4). De gemiddelde hoogte ligt rond de 3 à 4 m T.A.W.*. De grens van de kustvlakte komt ongeveer overeen met de 5 m hoogtelijn. In het uiterste westen van het gebied zijn 'De Moeren' gesitueerd, een lager liggend gebied met een hoogte variërend rond 1 m (fig. 5). De Moeren zijn de enige droogmakerij in het studiegebied.

* T.A.W. : Tweede (nieuwe) Algemene Waterpassing. Het nulniveau van de T.A.W. ligt 2.320 m lager dan het Nederlandse N.A.P. (Normaal Amsterdams Peil) en 2.290 m lager dan het Franse nulniveau (N.G.F.).

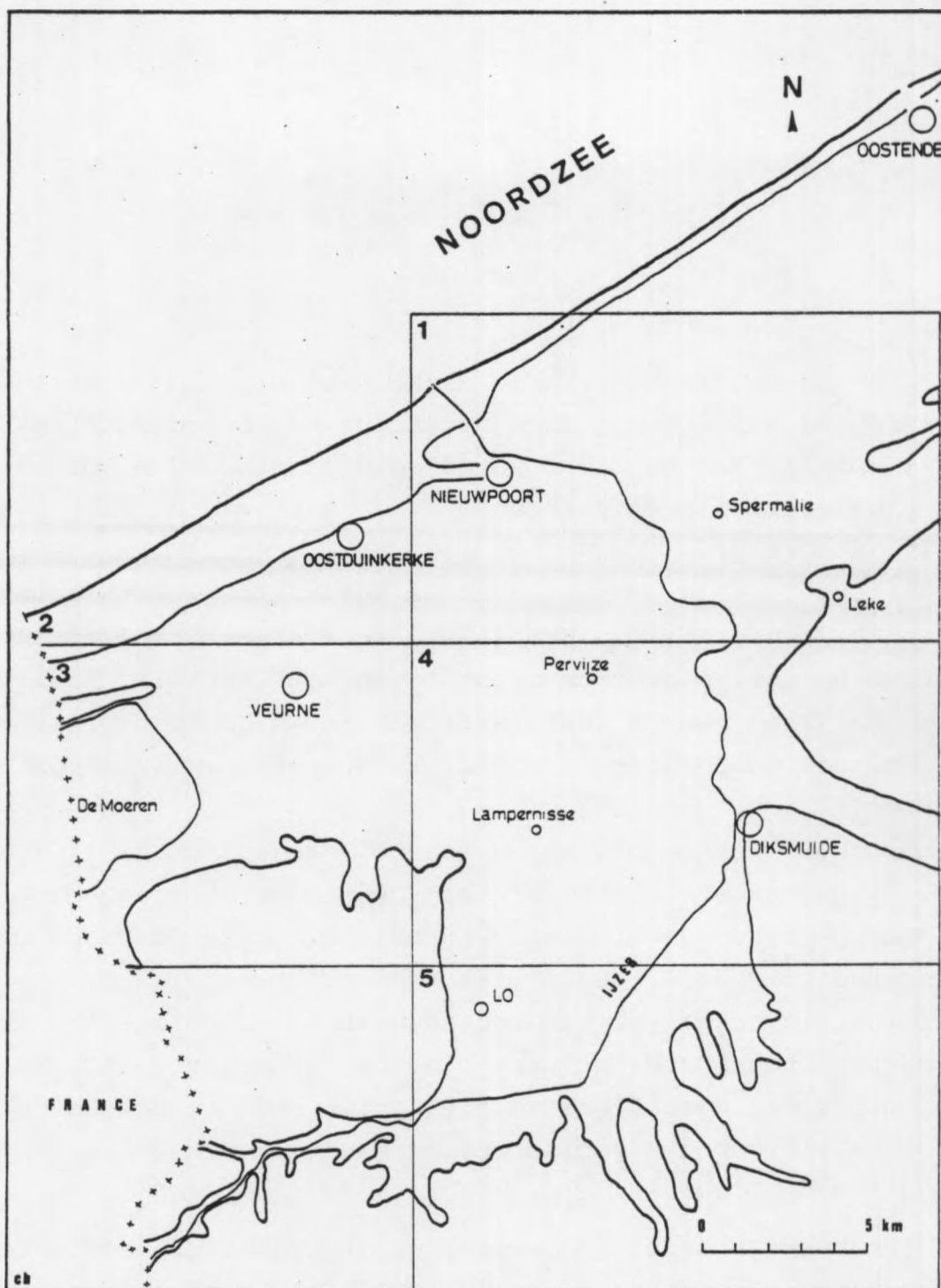


Fig.3 Lokalisatie van de kaartbladen

1. Nieuwpoort - Leke (NGI nr. 12/5-6)
2. De Panne - Oostduinkerke (NGI nr. 11/7-8)
3. De Moeren - Veurne (NGI nr. 19/3-4)
4. Lampernisse - Diksmuide (NGI nr. 20/1-2)
5. Lo - Langemark (NGI nr. 20/5-6)

De kustvlakte is aan zeezijde afgeboord door een duinengordel die een breedte bereikt van ongeveer 2 km. Ten zuiden van deze duinengordel komt in het uiterste westen nog een smalle duinenrij voor, de 'Oude duinen van Ghijvelde-Adinkerke' genaamd. De kustlijn is zeer rechtlijnig en wordt thans in stand gehouden dank zij de dijken.

De westelijke kustvlakte heeft een gemiddelde breedte van 10 km, maar wordt gekenmerkt door een belangrijke uitbreiding in zuidelijke richting, de 'IJzergolf' genaamd. De IJzergolf is in het westen begrensd door het Laagplateau van Izenberge en in het oosten door een gebied waar het Tertair substraat op 20 à 25 m hoogte ligt.

Ook in het oosten kent de kustvlakte een belangrijke uitbreiding in de Handzame vallei. In het zuiden vertoont de grens een eerder grillig verloop, omdat de kustvlakte er via kleine, smalle dalen tot diep in het Pleistoceen gebied binnendringt.

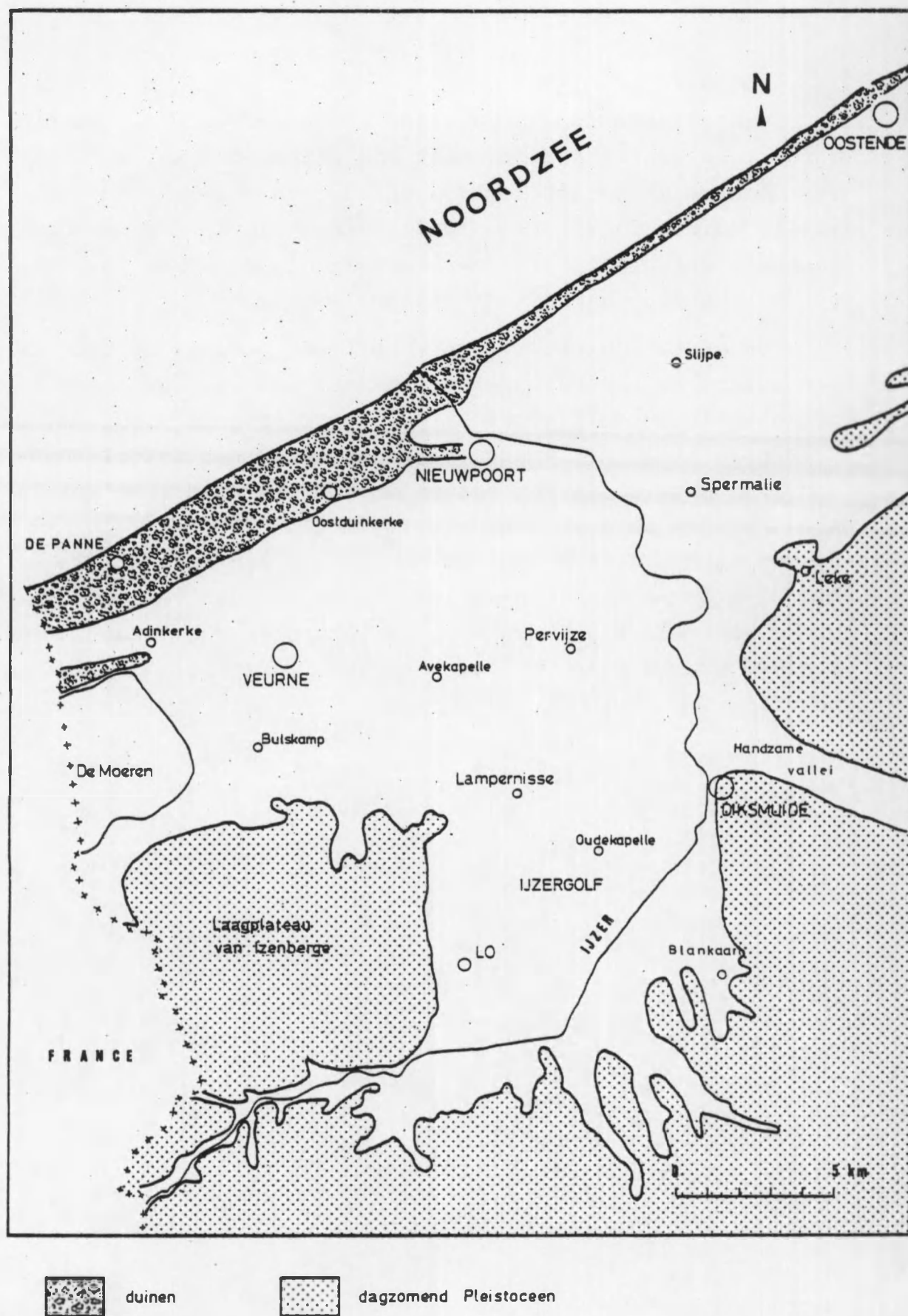


Fig. 4 Kaart van de westelijke kustvlakte

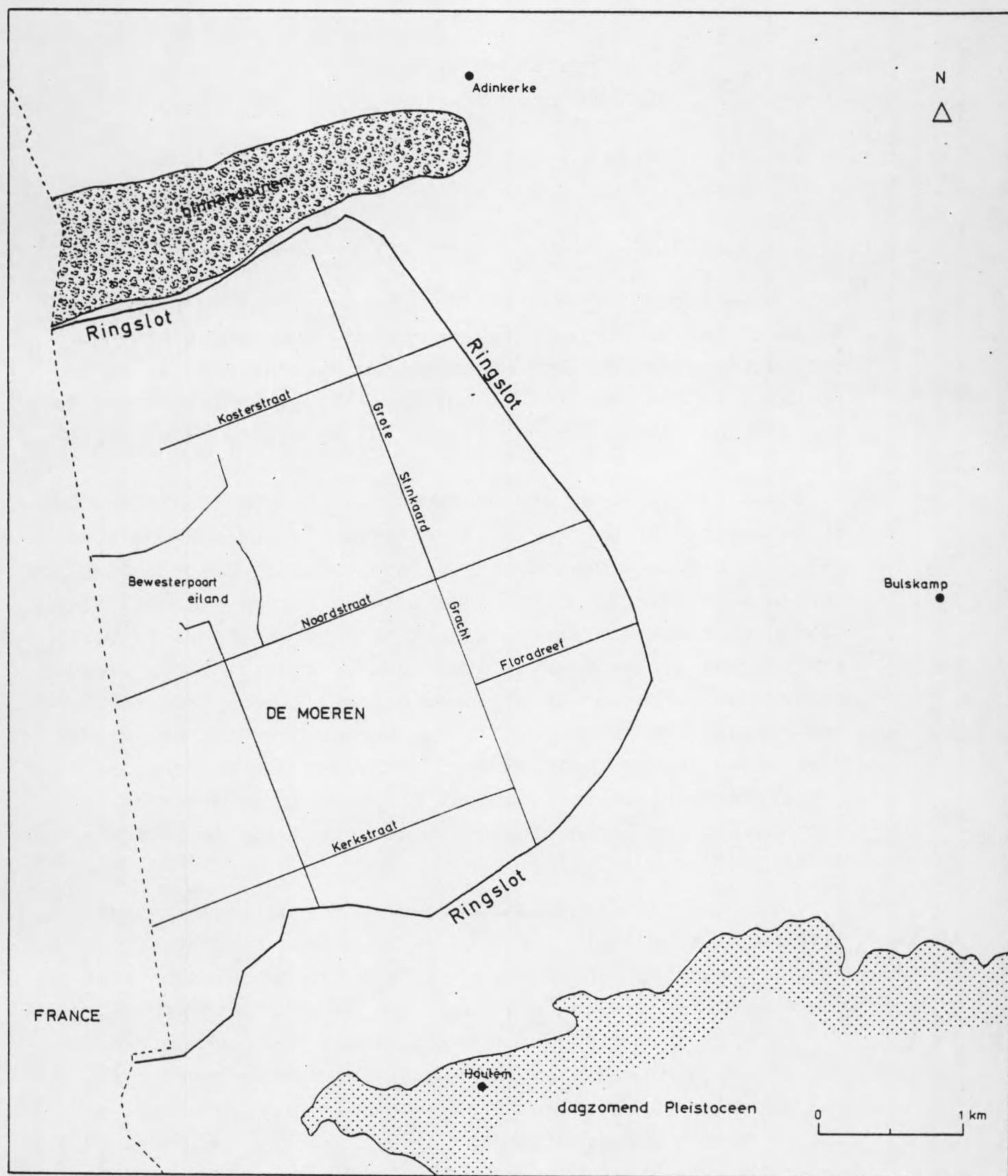


Fig. 5 Kaart van De Moeren

Deel 1. Stratigrafie en kartering van de Holocene sedimenten

1.1. S T R A T I G R A F I S C H E B E T E K E N I S V A N D E N A M E N C A L A I S E N D U N K E R Q U E

1.1.1. INLEIDING

De namen 'Calais' en 'Dunkerque' vormen de basis van de meest gebruikelijke stratigrafie die tegenwoordig aangevend wordt om de mariene Holocene sedimenten in te delen en op kaart te brengen. Dit is het geval zowel in België als in de naburige landen m.n. N. Frankrijk, Nederland en N. Duitsland.

Sinds het invoeren van de namen 'Calais' en 'Dunkerque' in de stratigrafie in 1924 is de betekenis ervan in de loop der tijd dikwijls gewijzigd geworden, waarbij de principes van de stratigrafie niet steeds in acht werden genomen. Niet alleen de betekenis ervan (afzetting of transgressie?) veranderde meermaals, maar de stratigrafie onderging ook verdere onderverdelingen en aanvullingen waarbij steeds dezelfde namen 'Calais' en 'Dunkerque' terug werden gebruikt met nieuwe definities zonder veel rekening te houden met de vroegere stratigrafische beschrijvingen. Daarbij werden eveneens chronostratigrafische elementen gekoppeld aan de lithostratigrafische indeling.

Deze voortdurende veranderingen en aanvullingen hebben er uiteindelijk toe geleid dat in de litteratuur de stratigrafische betekenis van de namen 'Calais' en 'Dunkerque' niet meer met zekerheid en nauwkeurig kan gedefinieerd worden.

Dit hoofdstuk werd derhalve opgesteld met het doel de verwarring die er heerst in de stratigrafische betekenis van de namen 'Calais' en 'Dunkerque' zo volledig mogelijk toe te lichten. Daarom werden in de litteratuur van België, Nederland, N. Duitsland en N. Frankrijk de stratigrafische betekenis van de namen chronologisch nagegaan vanaf het

tijdstip dat ze werden ingevoerd in 1924. De Engelse literatuur werd hier niet aangehaald omdat de namen er slechts zeer sporadisch gebruikt werden.

Het was de bedoeling om de litteratuurstudie zo volledig mogelijk te maken opdat de verwarring en de onzekerheid in de stratigrafische betekenis van de namen duidelijk tot uiting zou komen en ook om te achterhalen of het nog veel zin heeft de stratigrafie en de daaruit afgeleide legenda verder te baseren op de namen 'Calais' en 'Dunkerque'.

Om de veelvuldige veranderingen in de Holocene stratigrafie enigszins te illustreren, werd een tabel opgesteld waarin nagenoeg alle bestaande stratigrafische klassifikaties, gebaseerd op de Calais - Dunkerque indeling, opgenomen zijn (tabel 1).

De schrijfwijze van de stratigrafische nomenclatuur werd overgenomen zoals ze door de auteurs zelf werd genoteerd.

1.1.2. HET ONTSTAAN VAN DE NAMEN 'CALAIS' EN 'DUNKERQUE' IN DE STRATIGRAFIE EN HUN OORSPRONKELIJKE DEFINITIE

De term "Flandrien" wordt door Dubois (1924) in zijn werk "Recherches sur les Terrains Quaternaires du Nord de la France" aan een nieuwe definitie onderworpen.

Zoals door Paepe et al. (1976) reeds werd aangetoond (in de paragraaf "Historical review of the name 'Flandrian' ", uit de publikatie "Flandrian, a formation or just a name?"), is de naam "Flandrien" verschillende keren van chrono- en lithostratigrafische betekenis veranderd sinds de naam ingevoerd werd door Rutot & Van den Broeck in 1885.

Oorspronkelijk bestond er geen verband tussen "Flandrien" en de afzettingen van de kustvlakte (Rutot & Van den Broeck, 1885), hoewel vanaf 1900 de naam "Flandrien" gebruikt werd door Rutot voor alle sedimenten die in de kustvlakte voorkomen tussen de veenlaag (het latere oppervlakte veen) en het Tertiair substraat.

Dit betekent dat de sedimenten van Eemiaan ouderdom, die in de kustvlakte voorkomen, toen eveneens tot het "Flandrien" gerekend werden.

Ook de "Sables à Cardium", die voorkomen in de streek van Izenberge (buiten de kustvlakte), werden door Rutot (1900) tot het "Flandrien" gerekend. Deze "Sables à Cardium" bleken later van Holsteiniaan ouderdom te zijn (Tavernier & de Heinzelin, 1962, Vanhoorne, 1962, Paepe & Vanhoorne, 1976; cf. 2.3.2.2.).

Dubois (1924) beschouwt "le Flandrien"* als "het geheel van de afzettingen gevormd gedurende de laatste grote sedimentaire cyclus, herkend in Vlaanderen". De auteur heeft de naam van "étage" toegekend aan deze komplette

* Daar in deze litteratuurstudie de aandacht uitsluitend zal gericht zijn op de namen "Calais" en "Dunkerque", zal er niet verder uitgewijd worden over de problematiek betreffende de betekenis van "Flandrien".

sedimentatiereeks ("...série complète de remblaiement"), zodat de "étage Flandrien" overeenkomt met het einde van het Pleistoceen en met het geheel van het Holoceen.

In de paragraaf getiteld "Caractéristiques des différents niveaux fauniques de Flandrien marin en Flandre", besluit Dubois dat het "Flandrien" kan onderverdeeld worden in drie verschillende afzettingen. Het is dan ook in deze paragraaf dat voor de allereerste keer een stratigrafische betekenis toegekend wordt aan de namen "Calais" en "Dunkerque".

De auteur heeft de volgende afzettingen afzonderlijk onderzocht. Hij vermeldt ze als volgt:

- 1°: les couches inférieures d'Ostende, puis celles de Leffinghe, de Middelkerke et de Flessingue
- 2°: les couches plus élevées d'Ostende, de Coquelles, des Pierrettes
- 3°: enfin les couches les plus élevées de la Flandre dont la date de formation est connue historiquement

Deze afzettingen worden als volgt door Dubois beschreven en gedefinieerd op basis van de samenstelling in de fauna:

- 1° Assise d'Ostende à faune riche en types émigrés (Corbicula fluminalis) (entre les altitudes -15 et -30 environ)*
- 2° Assise de Calais: les sables littoraux des Pierrettes à Calais, les sables gris bleu de la plaine maritime, qui se trouve entre l'altitude zéro environ et une altitude voisine de -15, sont caractérisés par une faune pratiquement identique à la faune actuelle, avec Zirphaea crispata et Ostrea edulis, mais sans Mya arenaria.

*De "Assise d'Ostende" wordt algemeen aanvaard als zijnde van Eemiaan ouderdom, en wordt bijgevolg in deze litteratuurstudie niet verder beschouwd.

Je propose de désigner cette masse sous le nom d'assise de Calais, puisque c'est près de cette ville que l'assise y possède ses caractères paléontologiques les plus typiques (cordon littoral des Pierrettes).

- 3° Assise de Dunkerque: Sables à Cardium, argile de polders à Scrobicularia historiquement datés III - XIIIe siècle).

Il existe donc, dans l'ensemble de la faune marine quaternaire de la Flandre, une zone paléontologique à Mya arenaria, la plus récente de toutes, qui correspond au point de vue stratigraphique aux couches historiques franques et médiévales de la plaine maritime, que je propose de réunir sous le nom d'assise de Dunkerque, parce que cette Mya arenaria est particulièrement abondante dans les argile poldériennes aux environs de cette ville.

Er dient te worden aangestipt dat, bij deze beschrijving voor het opstellen van de onderverdeling, de belangstelling van de auteur in de eerste plaats gericht is op de malacologie. Bij het aanhalen van de 'assise de Dunkerque' wijst de auteur daarenboven ook steeds op het feit dat de afzettingen historisch gedateerd werden.

Dit wijst in feite op een bio- en chronostratigrafische implicatie in de klassifikatie van Dubois, die lithostratigrafisch bedoeld was.

Het voorkomen van een veenlaag (Tourbe de Coquelles) en van de "limons d'Ostende" tussen de assise d'Ostende en de assise de Calais, interpreteert Dubois als een belangrijke stilstandsfase in de flandriaanse zeespiegelrijzing of zelfs een kleine regressie ("phase d'arrêt importante de l'oscillation positive flandrienne principale, peut-être une légère oscillation négative accessoire"). Stratigrafisch rekent de auteur deze lagen bij

het bovenste gedeelte van de assise d'Ostende.

De veenlaag die voorkomt tussen de assise de Calais en de assise de Dunkerque wordt niet als een afzonderlijke eenheid aanzien. Dubois noemt de veenlaag "tourbe prégallo-romaines et sol gallo-romain" en rekent ze bij de assise de Calais. Volgens de auteur vormt de top van de veenlaag de theoretische grens tussen de assise de Calais en de assise de Dunkerque, een grens die volgens hem soms moeilijk te trekken is.

1.1.3. HET GEBRUIK VAN DE NAMEN CALAIS EN DUNKERQUE IN DE BELGISCHE STRATIGRAFIE

Cornet (1927) is de eerste auteur die de termen "Calais" en "Dunkerque" in België invoert en ze in een zuiver lithostratigrafische betekenis gebruikt.

Ook Hacquaert (1930) volgt Dubois en brengt de sedimenten van de kustvlakte onder in "Assise van Kales" en de "Assise van Duinkerke", waarbij hij de namen in het Nederlands vertaald. In tegenstelling met Dubois wordt de scheidende veenlaag hier bij de "Assise van Duinkerke" gerekend. De auteur geeft daar weliswaar geen nadere toelichting bij.

Het werk van Briquet (1930) getuigt eveneens van de invloed van Dubois in die zin dat hij de namen "flandrien" en "dunkerquien" eraan ontleent, maar ze weliswaar losrukt van hun oorspronkelijke inhoud.

Inderdaad, deze terminologie, zoals ze ingevoerd werd door Dubois, had een zuiver stratigrafische bedoeling, namelijk een klassifikatie maken van de sedimenten. Briquet daartegenover gebruikt dezelfde namen om een transgressie te bepalen: "transgression marine flandrienne" en "transgression marine dunkerquienne". De auteur beschouwt in zijn studie over de kustvlakte niet zozeer de sedimenten, maar hecht alleen belang aan het feit dat de kustvlakte opgebouwd werd door twee opeenvolgende transgressies.

Alhoewel Briquet in een voetnota de oorspronkelijke definities van Dubois vermeldt, onttrekt hij de namen "flandrien" en "dunkerquien" doelbewust aan hun oorspronkelijke inhoud zonder daar commentaar op te geven, wanneer hij schrijft: "Le nom de flandrien restera donc réservé au premier des deux cycles de sédimentation, ainsi qu'il l'avait été jusque ici; le nom de dunkerquien convient au second, puisque l'expression d'assise de

Dunkerque à été employée pour désigner l'ensemble des sédiments postérieurs à la tourbe dans la plaine maritime flamande".

De uitdrukking "transgression flandrienne" werd weliswaar voor de eerste maal gebruikt door Dubois (1924), hoewel in 1922 reeds door Halet (1922) een omschrijving gegeven werd in de zin van: "invasion marine, d'âge flandrien" en "l'invasion de la mer flandrienne".

De uitdrukking "transgression marine dunkerquienne" wordt hier door Briquet (1930) nieuw ingevoerd. Het gebruik van de uitdrukking "convient" om de sedimenten, behorende tot de "Assise de Dunkerque", ineens "transgression dunkerquienne" te gaan noemen, komt weinig overtuigend over.

Briquet is zich blijkbaar niet bewust van het groot verschil in betekenis van enerzijds het begrip "sediment" en anderzijds het begrip "transgressie". Zijn redenering en bepalingen geven trouwens blijk van verwarring die er bij hem heerst omtrent de betekenis van de twee begrippen. Hij schrijft namelijk: "Au premier relèvement du niveau marin répons le nom de flandrien, ainsi qu'à la phase de transgression qui en a été la conséquence, et à la période d'alluvionnement et de colmatage qui l'a suivi. Le nom de dunkerquien peut désigner le second relèvement et la seconde et toute récente période de colmatage".

De termen "flandrien" en "dunkerquien" werden door Briquet gebruikt om tegelijkertijd de zeespiegelverhoging, de transgressiefase en de periode van sedimentatie aan te duiden.

Het is wel merkwaardig dat Briquet (1930) de term "Assise de Calais" helemaal niet vermeldt.

Halet (1931) week volledig af van de door Dubois ingevorderde stratigrafie. Hij beweerde dat het onmogelijk was om de afzettingen van de kustvlakte in 3 assisen onder te verdelen. Volgens Halet bestaat er geen scherpe

grens tussen de "Assise d'Ostende" en de "Assise de Calais". Daarenboven kan, volgens de auteur, deze laatste slechts gescheiden worden van de "Assise de Dunkerque" wanneer het veen duidelijk voorkomt op het niveau 0 tot -3m.

Halet wees ook op de aanwezigheid van veenafzettingen in de flandriaanse transgressie (sensu Dubois) die hij interpreteert als aanduidingen voor stilstanden gedurende deze transgressie. Deze venige horizonten konden volgens Halet niet gebruikt worden als referentieniveaus voor het afbakenen van de assisen.

Deze aanmerkingen van Halet (1931), die getuigen van een juiste observatie, bleven zonder diepgaand gevolg voor de verdere litteratuur.

Tavernier (1938) leunt in zijn eerste werk over de kustvlakte terug aan bij de resultaten van Dubois (1924) en vooral van Briquet (1930) waarvan hij immers de meeste ideeën heeft overgenomen.

Zo worden in de Belgische litteratuur opnieuw de termen "Flandriaansche transgressie" en "Duinkerkiaansche transgressie" gebruikt. Bij deze laatste wordt het accent vooral gelegd op de situering in de tijd*. Steeds in navolging van Briquet (1930) gebruikt Tavernier de term "Assise de Calais" ook helemaal niet.

In 1943 stelt Tavernier (1943) in een studie over de Kwartaire Afzettingen van België een nieuwe indeling voor, waarbij het Holocéen ingedeeld wordt in het Onder- en Boven - Holocéen.

Tot het Onder - Holocéen behoort het veen op grote diepte dat hier voor de eerste keer in de Belgische litteratuur wordt vermeld. Tot het Boven - Holocéen behoren de "Flandriaansche transgressie" en de "Duinkerkiaansche transgressie".

*Daar waar Briquet (1930) voor de datering van de "transgression dunkerquienne" de 4e eeuw nog als waarschijnlijk aanhaalt, schrijft Tavernier dat de ouderdom ervan (zelfde 4e eeuw) met grote nauwkeurigheid bekend is, zonder weliswaar andere bewijzen te geven dan deze die Briquet aanhaalde.

De auteur neemt hier ook de klassifikatie van Blytt - Sernander over, waarvan hij de klimatologische fase "het Atlantisch" laat overeenstemmen met zijn "Flandriaansche transgressie".

In plaats van de "Assise van Calais" gebruikt Tavernier de term "sables pissards", eertijds ingevoerd door Gosselet (1893) en later overgenomen door Blanchard (1906) en Briquet (1930).

In 1946 worden door Tavernier (1946) de "Assise d'Ostende" en de "Assise de Calais" terug bestudeerd. De "Assise de Dunkerque" wordt niet besproken, hoewel ze voorkomt in een bijgaande tabel.

Het is hier bovendien de eerste maal dat Tavernier de term "Assise de Calais" gebruikt. In welke betekenis het gebruikt wordt, is echter niet zeer duidelijk, want in het hoofdstuk getiteld "Chronologie du Quaternaire" wordt de "Assise de Calais" omschreven als lithologische eenheid die behoort tot een transgressie.

Tavernier illustreert deze publikatie met 2 tabellen. In de eerste tabel klasseert de auteur de lithologisch beschreven sedimenten van de kustvlakte volgens transgressies (transgression flandrienne en transgression dunkerquienne) die hij in de klimatologische klassifikatie van Blytt - Sernander onderbrengt. De twee transgressies worden gescheiden door een stilstand in de zeespiegelstijging wat overeenkomt met de vorming van het oppervlakte veen.

In de tweede tabel geeft de auteur een samenvatting van de interpretaties van verscheidene auteurs betreffende de ouderdom van de sedimenten van de Belgische kustvlakte, gebaseerd op de boring van Oostende.

Het is echter zeer merkwaardig dat deze stratigrafische tabel een chronologische indeling voorstelt die gebaseerd is op lithostratigrafische eenheden en waarvan de schaal waarschijnlijk een diepte-aanduiding weergeeft,

alhoewel dit niet vermeld wordt. In deze laatst genoemde tabel heeft Tavernier de "Assise de Dunkerque" ineens terug vervangen door de vroegere benaming "Argile supérieure des Polders".

In 1947 neemt Tavernier (1947) opnieuw de stratigrafische terminologie van Dubois over. De auteur onderscheidt:

1. période antérieur à la tourbe

Daartoe rekent hij de "Assise d'Ostende" en de "Assise de Calais". Deze laatste wordt door de auteur ook nog "sables pissards" genoemd.

2. formation de la tourbe de surface

3. invasion marine du 4e siècle. Assise de Dunkerke.

Alhoewel de auteur de namen Ostende, Calais en Dunkerque van Dubois heeft overgenomen, is zijn stratigrafische onderverdeling enigszins anders.

Tavernier legt veeleer de nadruk op de veenlaag die hier een aparte eenheid vormt en brengt de "Assise d'Ostende" en de "Assise de Calais" tezamen onder in één enkele eenheid die chronologisch bepaald wordt.

In de volgende publikaties van Tavernier (1948a, 1948b en 1954) wordt aan deze driedelige indeling nagenoeg niets meer veranderd. De auteur verkiest wel opnieuw de klassifikatie van Blytt - Sernander te gebruiken als basis-onderverdeling voor het Holoceen.

De "Assise de Calais" wordt ook niet meer tezamen met de "Assise d'Ostende" beschouwd.

Nieuw is hier echter wel de vermelding van "een reeks transgressies" die geleid hebben tot de afzetting van de "Assise de Dunkerque". Lithostratigrafie en transgressie worden hier nog duidelijk van mekaar gescheiden gehouden.

Moormann (1951) stelt een volledig nieuwe klassifikatie voor in zijn bodemkundige studie over het Oudland van Veurne-Ambacht. Hij neemt weliswaar de bestaande terminologie over uit de studies van Tavernier.

Moormann verdeelt het Holoceen onder in: Onder, Midden en Boven Holoceen.

- tot het Onder Holoceen rekent hij het veen op grotere diepte
- tot het Midden Holoceen rekent hij:
 1. de sedimenten van de assise van Kales
 2. de zanden van het Oud Duinlandschap
 3. het Oppervlakte veen

In deze chronologische onderverdeling zijn zowel lithostratigrafische, geomorfologische als lithologische elementen vervat.

- tot het Boven Holoceen rekent hij de Duinkerkiaanse transgressie, die chronologisch in drie fasen onderverdeeld wordt: de Duinkerke I, II en III-transgressie.

Het is de eerste maal dat de "Assise van Kales" en "Duinkerkiaanse transgressie" als dusdanig geschreven, tezamen gebruikt worden in eenzelfde klassifikatie.

Waarom zo de voorkeur gegeven wordt aan "Duinkerkiaanse transgressie" i.p.v. "Assise de Dunkerque" is nog nooit geargumenteed geworden.

De klassifikatie van Moormann (1951) getuigt van het bestaan van een ernstige verwarring op stratigrafisch gebied, daar de lithostratigrafie, chronostratigrafie, het begrip transgressie en de geomorfologie tegelijkertijd voorkomen in eenzelfde chronostratigrafische klassifikatie.

Deze verwarring bleef verder bestaan in het werk van Tavernier & Moormann (1954). In hun chronologische onderverdeling van het Holoceen, beschouwen zij inderdaad:

1. L'Holocène inférieur (= chronostratigrafie)
2. L'Assise de Calais (= lithostratigrafie)
3. L'Assise de Dunkerque (= lithostratigrafie)
die onderverdeeld wordt in verschillende transgressiefasen die chronologisch bepaald worden.

1.1.4. HET INVOEREN VAN DE NAMEN CALAIS EN DUNKERQUE IN DE NEDERLANDSE STRATIGRAFIE

In 1960 werd door de Jong & Hageman (1960) een nieuwe legende voorgesteld voor de Nederlandse geologische kaart op schaal 1/50 000.

Het principe van "PROFIELTYPEN" werd hierbij voor de eerste maal ingevoerd om de kaart een "diepte" te geven. Een profiel dat opgebouwd is uit verschillende lagen, wordt als een bepaalde opeenvolging van een aantal in het veld te onderscheiden componenten op kaart voorgesteld als een welbepaald profieltype. Iedere kleur op de kaart stelt dus niet één enkele laag voor, maar een wel bepaalde combinatie van lagen.

De auteurs merken echter op dat wanneer dit principe zo maar zonder meer zou toegepast worden, iedere identieke lithologische opeenvolging met dezelfde kleur voorgesteld zou worden. Het meest duidelijke voorbeeld hiervan is "Jonge zeeklei op veen" en "Oude zeeklei op basisveen", die beiden lithologisch klei op veen geven. Vandaar bleek het nodig om de faktor tijd, m.a.w. de chronostratigrafie, in rekening te brengen.

De componenten die de profieltypen opbouwen, bestaan uit lithostratigrafische eenheden die als volgt gerangschikt worden:

1. Afzetting van Duinkerke
2. Afzetting van Holland
3. Afzetting van Calais

De auteurs voegen er onmiddellijk aan toe : "de Afzetting van Calais en de Afzetting van Duinkerke zijn niet naar lithologische gesteldheid, maar werden overgenomen naar de Belgische litteratuur". De afzetting van Holland slaat terug op "het grote samenhangende veen van Noord- en Zuidholland, vroeger het oppervlakte veen genoemd". De duinen- en strandafzettingen werden hierbij als afzonderlijke eenheden van profieltypen behandeld.

In tegenstelling met de term "het duinenlandschap" dat in de Belgische litteratuur gebruikt wordt, gebruiken de auteurs hier duinafzetting.

De Holocene afzettingen worden door de Jong & Hageman in (niet formele) formaties ingedeeld: kustformatie, rivierformatie, landveenformatie en landduinenformatie.

Deze formaties worden gedefinieerd als lithostratigrafische eenheden met een zekere verticale en horizontale verbreiding, waarbij het geheel als één genetisch kompleks kan beschouwd worden. Deze formaties worden op hun beurt onderverdeeld in landschapstypen, met name:

- a) afzetting van strandwallenlandschap
- b) afzetting van lagunair-, estuarien- en waddenlandschap
- c) afzetting van randveenlandschap

Deze onderverdeling van de Jong & Hageman slaat dus terug op lithogenetische begrippen, waarbij vooral de nadruk gelegd wordt op het afzettingsmilieu.

Elk van deze drie groepen worden op hun beurt nog eens onderverdeeld in verschillende profieltypen. De gekozen lithostratigrafische eenheden (Afzetting van Calais, van Holland en van Duinkerke) vormen daarbij de hoofdkomponenten voor de hoger vermelde landschapstype-afzettingen.

de Jong & Hageman (1960) hebben de "afzetting van Calais" en de "afzetting van Duinkerke" op hun beurt onderverdeeld op basis van de lithologie. De auteurs verwerpen de chronostratigrafische indeling (in Duinkerke I, II en III) daar in vele gevallen deze afzettingsfasen niet te onderscheiden zijn in het veld.

In 1963 vervolledigt en commentarieert Hageman (1963) het voorstel voor de nieuwe legende van de Jong & Hageman. Daarbij wijst de auteur nog eens terecht op het feit dat de eenheden die op kaart moeten onderscheiden worden, geen "laboratoriumgrenzen" mogen zijn. Het moeten eenheden zijn die in het veld duidelijk herkenbaar zijn.

Daarom wordt de legende gebaseerd op een lithostratigrafische indeling. De legende wordt samengesteld uit meerdere "niveaus" waardoor duidelijk onderscheid kan gemaakt worden tussen enerzijds lithologische eenheden en anderzijds transgressies.

In dezelfde publikatie voert Hageman (1963) voor de mariene Holocene sedimenten, naast de reeds bestaande, een reeks nieuwe benamingen in, die hij definieert als:

Formatie van Holland: het pakket afzettingen aangetroffen binnen het gebied van de holocene mariene transgressies en tevens het pakket rivierafzettingen dat hieraan grenst, voor zover deze afzettingen nog door de zeespiegelrijzing in hun genese werden beïnvloed.* De Formatie van Holland wordt door de auteur onderverdeeld volgens het systeem van de lithostratigrafie in laagpakketten:

- Afzetting van Duinkerke
- Afzetting van Tiel (jongere rivierklei-afzetting)
- Hollandveen : omvat alle veenvoorkomens binnen de Formatie van Holland welke niet tot het basisveen behoren
- Afzetting van Calais
- Afzetting van Gorkum (oudere rivierklei-afzetting)
- Basisveen afzetting : veenafzetting direkt op pleistocene afzettingen gelegen, maar mits gelegen in een gebied waar deze voorkomen onder de Afzetting van Calais, met als regel een dikte van tenminste 1 m.
- Jongere en oudere duin- en strandzanden

*In deze studie zullen we ons beperken tot het gebied van de mariene transgressies en niet verder ingaan op de laagpakketten met betrekking tot het riviergebiet (perimarien).

1.1.5. DE EVOLUTIE VAN DE NAMEN CALAIS EN DUNKERQUE IN NEDERLAND EN N. DUITSLAND

In 1965 stellen Brand, Hageman, Jelgersma en Sindowski (1965) een nieuwe lithostratigrafische onderverdeling op voor het marien Holoceen, na vergelijking van drie Noordzeegebieden (Nederland en in N. Duitsland: Niedersachsen en Schleswig-Holstein).

In deze gemeenschappelijke lithostratigrafische onderverdeling werd als hoogste eenheid de (formele) Formatie gekozen die de naam kreeg van "Holocene Noordzee Formatie". Deze omvatte twee subformaties, nl. de "Calais unterformation" en de "Düнкirchen unterformation". De term "unterformation" vervangt het Nederlandse "afzetting".

De "Calais unterformation" werd gedefinieerd als sedimentatietijdsruimte (sedimentationszeitraum) met sterke en doorlopende stijgende Noordzeespiegel, wat een belangrijke sedimentatie tot gevolg had.

De "Düнкirchen unterformation" werd gedefinieerd als de sedimentatietijdsruimte met geringe, langzame en wisselende stijgende Noordzeespiegel met een geringe sedimentatie.

Elke "unterformation" bevatte 2 laagpakketten (Schichten) die genaamd werden naar plaatsnamen in Niedersachsen. Deze laagpakketten werden op hun beurt onderverdeeld in lagen (Schicht) die genoemd werden naar plaatsnamen uit het gebied Schleswig-Holstein.

Het komt echter al vlug tot uiting dat deze lithostratigrafische onderverdeling in werkelijkheid gebaseerd is op transgressies en regressies.

Inderdaad, in het deel dat betrekking heeft op het Nederlandse studiegebied, wordt vermeld dat: "om op de verschillende plaatsen herkende mariene transgressieve inschakelingen met elkaar te kunnen vergelijken, worden vele 14-C dateringen uitgevoerd op de tussenliggende

veenlagen. Deze 14-C data uitgezet op een tijdschaal, tonen bepaalde regelmatigheden aan die het mogelijk maken het Holoceen in te delen in een aantal transgressiefasen en fasen met meer of minder grote regressieve tendenzen".

Deze bewering betekende een grote ommekeer in de stratigrafie van het mariene Holoceen. Vooraleer er kon besloten worden dat de transgressies onderling vergelijkbaar waren met elkaar, moest dit eerst bewezen worden op basis van 14-C data.

Hier komt dan voor het eerst de invoering van de 14-C ouderdomsbepaling, een zuiver geochronologisch element, langzaam maar zeker binnensluipen in een onderverdeling die zuiver lithostratigrafisch was opgemaakt en aldus ook beschouwd werd.

Nochtans werd in de publikatie van Brand et al. meerdere malen de nadruk gelegd op het feit dat de "Calais en "Dünkirchen unterformation" niet als geochronologische, maar wel als lithostratigrafische eenheden moeten beschouwd worden. Daarbij wordt ook duidelijk verklaard dat de opgestelde tijdschaal niet noodzakelijk identiek is op verschillende plaatsen.

1.1.6. HET GEBRUIK VAN 14-C BEPALINGEN IN HET LITHOSTRATIGRAFISCH SYSTEEM

Een lithostratigrafische klassifikatie completeren of illustreren met ouderdomsbepalingen is korrekt. Maar deze ouderdomsbepalingen zelf gebruiken om de lithostratigrafische klassifikatie op te stellen, is helemaal foutief.

In het hierboven beschreven systeem van Brand et al. schuilt inderdaad een groot gevaar om alleen nog op basis van de geochronologische data een lithostratigrafische klassifikatie te gaan doorvoeren.

Een sprekend voorbeeld daarvan zijn de studies van Sindowski (1968) en Hoffmann (1969).

Sindowski (1968) probeert een klassifikatie op te stellen voor de zandige sedimenten van het marien Holocene in Oostfriesland. Hij doet dat in navolging van Brand et al. (1965) die er de kleiige wadafzettingen hebben bestudeerd. Sindowski beweert daarbij dat de belangrijkste reden voor het ontbreken van een onderverdeling in zandige wadafzettingen te wijten is aan de afwezigheid van biostratigrafische of geochronologische dateerbare veenlagen.

Sindowski gaat er trouwens van uit dat in kleiige wadafzettingen de afwisselingen van veen en klastische sedimenten niet alleen lithologisch zijn, maar tevens lithostratigrafische eenheden, vastgelegd met geochronologische data. De auteur gaat zelfs veel verder in zijn redenering, wanneer hij beweert dat de lithostratigrafie niet onafhankelijk is van de geochronologie en dat de te onderscheiden lithostratigrafische eenheden aanduidingen van relatieve of absolute ouderdom moeten vertonen.

Sindowski herkent in de zandige wadafzettingen van Oostfriesland drie verschillende typen die lithologisch en genetisch bepaald worden. In deze lithogenetische eenheden onderscheidt hij acht cycli zoals die ook voorkomen in de kleiige wadafzettingen.

Om een lithostratigrafie te kunnen doorvoeren in deze zandige sedimenten, baseert de auteur zich op de profielen waar de zandige afzettingen in contact zijn met de biostratigrafisch en geochronologisch gefixeerde lagen van de kleiige wadafzettingen.

Op die manier kan Sindowski eveneens acht lithostratigrafische eenheden onderscheiden die hij gelijkschakelt met de acht eenheden uit de klassifikatie van Brand et al. en ze bijgevolg dezelfde benaming geeft.

Zandige en kleiige wadafzettingen zijn lithologisch niet met elkaar gelijk te schakelen. Bijgevolg kunnen ze beiden niet volgens dezelfde lithostratigrafie ondergebracht worden, waarbij de eenheden dezelfde namen krijgen.

Sindowski heeft zich echter niet gebaseerd op de differentiatie in de lithologie om zijn klassifikatie door te voeren. Hij heeft alleen de geochronologisch bepaalde grenzen van het systeem van Brand et al. ontleend en gebruikt om zijn klassifikatie door te voeren. Deze klassifikatie wordt door de auteur verondersteld lithostratigrafisch te zijn. Deze redenering is volledig in tegenstrijd met de basisprincipes van de lithostratigrafie (Hedberg, 1976).

De invloed van Brand et al. uit zich ook in de studie van Hoffmann (1969) over het mariene Holocene van Sylt (Schleswig-Holstein).

Hoffmann heeft de Holocene afzettingen onderverdeeld in drie transgressies die bepaald werden door middel van 14-C dateringen.

De grote moeilijkheid om een wel bepaalde transgressie te dateren, komt daarbij al vlug tot uiting (cf. 1.2.3. en 1.2.4.).

In het werk van Hoffmann wordt eenzelfde transgressie op twee verschillende plaatsen met 14-C bepaald. De resultaten ervan zijn tamelijk uit elkaar lopend, nl. 5115 $\pm$ 200 B.P. (Hannover 14-C labo) en 4620 $\pm$ 50 B.P. (Kiel

14-C labo). De auteur schrijft het verschil in ouderdom alleen toe aan de verschillende posities van de plaatsen waar de monsters genomen werden.

Hetzelfde probleem doet zich voor bij de resultaten van de datering van een andere transgressie. De auteur schrijft het verschil in ouderdom opnieuw toe aan het feit dat de monsters niet van eenzelfde plaats afkomstig waren, alhoewel hij er deze keer aan toevoegt dat de top van een veenlaag niet noodzakelijk van dezelfde ouderdom is in het gehele gebied.

Het gebruik van uitsluitend 14-C data (met daarenboven weinig overtuigende resultaten) om een klassifikatie door te voeren, weerhoudt Hoffmann echter niet om te besluiten dat het Holoceen van Sylt kan onderverdeeld worden in "Calais" en "Dunkirk", zoals dat werd voorgesteld in de publikatie van Brand et al..

De namen "Calais" en "Dunkirk" krijgen bij Hoffmann dan de betekenis van "afzettingen van transgressie", daar waar ze door Brand et al., zuiver lithostratigrafisch, als afzettingen werden gedefinieerd.

Door het gebruik van het begrip "transgressie" wordt de onderverdeling van het Holoceen thans niet meer op lithostratigrafische basis doorgevoerd, maar krijgen de namen "Calais" en "Dunkerque" een chronostratigrafische stempel.

Er zit een groot probleem verscholen in het feit dat de namen "Dunkerque" en "Calais", alhoewel ze als "afzetting" gedefinieerd werden, te vaak gebruikt en vereenzelvigd worden met het begrip "transgressie". Zolang deze twee begrippen niet van elkaar gescheiden worden, zal de inmenging van de chronostratigrafie in de lithostratigrafie steeds verder blijven bestaan.

Uit de verder litteratuur blijkt dat het gebruik van de 14-C dateringen een steeds grotere rol zal spelen en uiteindelijk als één van de belangrijkste elementen zal aanzien worden in de lithostratigrafische klassifikaties.

Het werk van Hageman (1969) over het Holoceen in Nederland, getuigt van deze nieuwe tendens. De auteur onderscheidt als lithostratigrafische hoofdeenheden "Calais deposits" en "Dunkirk deposits" gescheiden door de "main peatlayer of the Holland peat".

De "Calais deposits" worden gedefinieerd als "de sequentie van wad- en lagunaire afzettingen die op het basisveen liggen en bedekt worden door de belangrijkste veenlaag van het Holland peat".

De "Dunkirk deposits " worden niet lithologisch beschreven. De auteur geeft slechts een omschrijving als: "vernieuwde mariene aggressies langs de kust sinds 3450 B.P. veroorzaakten nieuwe transgressies, die echter een verschillende* generatie van afzettingen veroorzaakten, de Dunkirk deposits".

Op welke basis de "main peatlayer of the Holland peat" onderscheiden wordt van de andere veenlagen, wordt niet nader toegelicht.

De lithostratigrafische eenheden "Calais en Dunkirk deposits" worden in het werk van Hageman (1969) op hun beurt verder onderverdeeld op basis van transgressieve fasen, die tot uiting komen door een cyclische afwisseling van klastische sedimenten met veenlagen. Elke transgressieve fase wordt gedateerd en krijgt de naam "Calais (C)", respektievelijk "Dunkirk (D)", gevolgd door een romeins cijfer:

* verschillend van de "Calais deposits"

C IV : 2600 - 1800 BC
 C III: 3300 - 2800 BC
 C II : 4300 - 3300 BC
 C I : 6000 - 4500 BC

 D III: 800 AD en later
 D II : 250 - 600 AD
 D I : 600 - 100 BC
 D O : 1500 - 1000 BC

Hageman wijst daarbij terecht op het feit dat deze data moeten aanzien worden als tijdsgrenzen tussen dewelke de bepaalde transgressies plaatsvonden en dat zeewaarts en landwaarts de transgressie niet gelijktijdig tot uiting komt.

Er wordt helaas maar al te weinig rekening gehouden met deze belangrijke aanmerking die de tijdschaal vergezelt. In 1971 wordt diezelfde tijdschaal trouwens door de Jong (1971) gewoon overgenomen als algemeen aanvaarde indeling voor het mariene Holoceen, zonder nog enig commentaar te geven op het strikt lokale karakter van de 14-C data.

Het grote probleem en de algemene konfusie ontstaan wanneer de termen "Calais" en "Dunkerque" uit het lithostratigrafisch systeem worden overgenomen om ze met een heel andere inhoud te gaan gebruiken.

De betekenis die voortaan nog gehecht zal blijven aan de namen "Calais" en "Dunkerque", slaat zuiver terug op het begrip transgressie, wat een geochronologische implicatie met zich meebrengt.

Op die wijze worden door Jelgersma et al. (1970) de namen "Calais" en "Dunkirk" losgerukt uit het lithostratigrafisch systeem en nog uitsluitend in de betekenis van transgressieve fasen gebruikt.

Slechts twee jaar nadat Hageman (1969) een nieuwe stratigrafische indeling had voorgesteld, wordt door de Jong (1971) opnieuw een stratigrafie voor de Holocene sequentie opgemaakt.

Nieuw in deze klassifikatie is het inbrengen van de formele lithostratigrafische termen, zoals ze bepaald werden door de "International Subcommission on Stratigraphic Classification".

In deze optiek wordt de term "Holocene North Sea Formation", eertijds door Brand et al. (1965) ingevoerd als lithostratigrafische eenheid, terecht vervangen door "North Sea Formation", omdat een chronostratigrafische aanduiding moet vermeden worden in een lithostratigrafisch systeem.

De benamingen "Calais en Dunkirk deposits", door Hageman ingevoerd in 1969 (en niet door Brand et al., zoals de Jong aanhaalt), worden thans vervangen door "Calais Member" en "Duinkerke Member". Er moet opgemerkt worden dat de auteur hier dan ook "Dunkerque" had moeten schrijven in plaats van "Duinkerke".

De "North Sea Formation" wordt nu ook verder vervolledigd met de "Coastal Barrier Member" en de "Holland Peat Member".

De Calais en Duinkerke Member worden elk onderverdeeld in 4 "beds". Dit gebeurt echter niet op basis van de lithologie. De beds worden uitsluitend geochronologisch bepaald, waarvan de data identiek zijn aan de chronologische tabel die door Hageman (1969) werd voorgesteld om de verschillende transgressiefasen aan te duiden.

de Jong gebruikt dus terecht de naam North Sea Formation om chronostratigrafische aanduidingen in een lithostratigrafisch systeem te vermijden. Maar anderzijds neemt hij in hetzelfde lithostratigrafisch systeem een indeling over die gebaseerd is op transgressies en die zuiver chronologisch bepaald is om ze dan formeel als lithostratigrafische lagen te definiëren.

Deze werkmethode is helemaal niet in overeenstemming met de basisprincipes van de lithostratigrafie (Hedberg, 1976).

In 1975 ondergaat de lithostratigrafische indeling van de mariene Holocene sedimenten opnieuw veranderingen.

In het werk "Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland" (Zagwijn & van Staalduinen, 1975) wordt een nieuwe formatie ingevoerd: "Westland Formatie".

Tot deze Formatie behoren kust, mariene, estuariene, lagunaire en perimariene afzettingen. Tot de mariene, estuariene en lagunaire afzettingen worden de volgende laagpakketten gerekend:

- de Elbow Afzettingen
- de Afzettingen van Calais
- de Afzettingen van Duinkerke

Bij de Afzettingen van Calais en Duinkerke* wordt naar Dubois (1924) verwezen.

Tot de Westland Formatie behoort ook het "Hollandveen", waarbij volgens de auteurs, aangenomen wordt dat ze "de belangrijkste scheiding vormt tussen oudere en jongere afzettingen. Dit laagpakket vormt het voornaamste correlatiemiddel tussen de beide groepen van afzettingen". Voor het "Hollandveen" wordt gerefereerd naar Hageman (1963) alhoewel deze laatste de volgende definitie gaf: "het zijn alle veenvoorkomens binnen de Formatie van Holland, welke niet tot het basisveen behoren".

Volgens de nieuwe klassifikatie van Zagwijn & van Staalduinen moet aangenomen worden dat het "Holland veen" opnieuw teruggebracht wordt tot één enkele veenlaag en heel waarschijnlijk tot wat vroeger het "oppervlakte veen" werd genoemd, alhoewel dit niet woordelijk vermeld wordt.

* Bij deze verwijzing is daarbij nog eens een nieuwe schrijfwijze voor "Dunkerque" ontstaan: "Assise van DUNQUERQUE". De auteurs hadden hier trouwens "Dunkerque" moeten schrijven in plaats van het verkeerdelijke "Duinkerke".

De bewering dat het Hollandveen "de belangrijkste scheiding vormt tussen oudere en jongere afzettingen" is nogal vaag en impliceert daarbij toch enigszins chronostratigrafische aanduidingen. Het gebruik van deze veenlaag als "korrelatiemiddel" in een lithostratigrafisch systeem is hoogst onwenselijk, omdat dit immers het vertrekpunt is om chrono- en lithostratigrafie door elkaar te gaan gebruiken.

Het is merkwaardig dat in de voorgestelde stratigrafie van Zagwijn & van Staalkuinen (1975) de "Afzettingen van Calais en Duinkerke" niet meer verder onderverdeeld worden. Ook het basisveen en de verscheidene veenlagen die voorkomen in de "Afzettingen van Calais" worden niet vernoemd.

1.1.7. DE VERDERE EVOLUTIE VAN DE NAMEN CALAIS EN DUNKERQUE IN DE STRATIGRAFIE VAN BELGIE EN N. FRANKRIJK

1.1.7.1. België

Terwijl in Nederland, N. Duitsland en Engeland talrijke nieuwe gedetailleerde studies gemaakt werden over het mariene Holoceen, waren de onderzoeken in het Belgische kustgebied vanaf ongeveer 1960 gekenmerkt door een periode van stilstand, zelfs van achteruitgang.

In 1969 wordt door De Breuck, De Moor & Maréchal (1969) voor de oostelijke kustvlakte een lithostratigrafie van de Kwartaire sedimenten opgemaakt, die grotendeels afwijkt van de in België gebruikelijke stratigrafieën.

De eenheden die door de auteurs onderscheiden worden, zijn de "afzetting" en "het veen van", zonder enigszins een onderscheid te maken tussen Pleistocene en Holocene sedimenten. Uit de beschrijving van de auteurs is op te maken dat voor de Holocene periode de mariene sedimenten onderverdeeld worden in de volgende afzettingen:

- de afzetting van Houtave
- de afzetting van Zuienkerke
- het veen van Nieuwmunster
- de afzetting van Duinkerke
- de randafzettingen

De auteurs gebruiken daarbij nieuw ingevoerde lokale namen, behalve voor de afzetting van Duinkerke. De afzetting van Calais wordt niet vermeld, maar de "afzetting van Houtave" en de "afzetting van Zuienkerke" komen er waarschijnlijk mee overeen. "Het veen van Nieuwmunster" vervangt waarschijnlijk het vroegere "oppervlakte veen". De auteurs refereren in dit verband niet naar de bestaande literatuur.

Het is ook niet duidelijk wat de auteurs bedoeld hebben met de "randafzettingen". Deze zouden voorkomen na-

bij de grens tussen de kustvlakte en Binnen-Vlaanderen. Boven die "randafzettingen" komt middelmatig zand voor dat volgens de auteurs waarschijnlijk afgezet werd tijdens en na de Duinkerke-transgressies. Waarom nu ineens de voorkeur gegeven wordt aan de term "Duinkerke-transgressies" i.p.v. de "afzetting van Duinkerke", wordt niet nader toegelicht, noch geargumenteed. De auteurs hebben zich blijkbaar toch niet volledig willen losmaken van de Belgische traditionele Holocene stratigrafie.

Het gebruik van nieuwe namen zonder verwijzing naar, of vergelijking met de bestaande literatuur (wat in tegenstrijd is met de basisprincipes van de lithostratigrafie) geven aan deze lithostratigrafische klassifikatie een zeer lokaal karakter.

In 1970 wordt door Tavernier & Ameryckx (1970), in een nieuwe publikatie over de kustvlakte, nog steeds het "Onder, Midden en Boven Holoceen" genomen als basis-onderverdeling voor het Holoceen, zoals door Tavernier en Moormann (in respektievelijk 1943 en 1951) werd ingevoerd. De verdere onderverdelingen (Assise van Kales en Duinkerken transgressies) worden overgenomen van Moormann (1951) en Ameryckx (1959) zonder echter enige verwijzing naar verder gevorderde studies uit het buitenland.

De naam "Calais" wordt opnieuw gebruikt door Paepe (1971a). In een geologisch profiel van een tracé van de autostrade Brugge-Calais wordt voor de interpretatie van de boringen in de Holocene sedimenten een onderscheid gemaakt tussen twee lithologische formaties: "Calais formatie" en "Duinkerke formatie". Het "tussenliggend" veen krijgt hier nog geen lithostratigrafische eenheid toebedeeld, want het wordt bij de "Duinkerke formatie" gerekend omdat: "zijn voorkomen er nauw mee samenhangt en om redenen van geometrie".

Bij de nadere beschrijving van het profiel worden de benamingen "Afzetting van Calais, oppervlakte veen en Afzetting van Duinkerke" gebruikt.

In een meer westelijk tracé van dezelfde autostrade wordt ook de drie-delige indeling gebruikt: Afzetting van Calais, Holland Veen en Afzetting van Duinkerke (Baeteman, Lambrechts & Paepe, 1974).

Het is in deze publikatie dat een eerste poging ondernomen wordt om, in navolging van Nederland, een verdere onderverdeling te maken van de "Afzetting van Calais" in vier lithostratigrafische eenheden, nl. C1, C2, C3 en C4. Ook de "Afzetting van Duinkerke" wordt onderverdeeld op lithostratigrafische basis in D2 1 en D2 2. De "Afzetting van Duinkerke" zelf wordt echter beschreven als zijnde afzettingen van de Duinkerke-2-transgressie.

Er moet ook hier opgemerkt worden dat de korrekte schrijfwijze "Dunkerque" niet gebruikt wordt.

In 1974 worden door Gullentops (1974) algemene beschouwingen gegeven over de Holocene sedimenten. De Holocene sedimenten van de kustvlakte worden door de auteur "Flandrian sediments" genoemd, waarin hij de volgende onderverdeling maakt:

- transgressive Atlantic Calais - lagoons
- Subboreal Holland - peat
- Subatlantic Dunkerque transgressions

Deze publikatie behandelt weliswaar zeespiegelbewegingen, maar de nomenclatuur die gebruikt wordt voor de indeling van de Holocene sedimenten, wijst op het bestaan van een degelijke verwarring in de stratigrafische terminologie. Zowel chronostratigrafische, lithostratigrafische en genetische elementen alsmede het begrip transgressie, worden allemaal tezamen gebruikt in één enkele klassifikatie. De naam "Calais" alleen al wordt zowel chronostratigrafisch als genetisch gedetermineerd.

In de publikatie "Flandrian, a formation or just a name ?" (Paepe et al., 1976) waarin "Flandrian" opnieuw gedefinieerd wordt, is de plaats en betekenis van "Calais" en "Dunkerque" op stratigrafisch gebied, helemaal niet duidelijk.

Dit is grotendeels te wijten aan het feit dat de stratigrafische betekenis van "Flandrian" zelf zeer verwarrend gesteld wordt.

Uit deze publikatie is niet op te maken of de namen "Flandrian", "Calais" en "Dunkerque" chronostratigrafisch, lithostratigrafisch of in de betekenis van transgressie gebruikt worden, zoals als blijken uit de volgende paragrafen:

- In de samenvatting staat vermeld: "Substages of the Flandrian, as Calais and Dunkerque. ...It would be useful to re-establish the Flandrian stage(...)as the last chronostratigraphic member of a continuous series in the cenozoic stratigraphical sequence".

Indien de term member hier formeel* gebruikt wordt, is er een litho- chronostratigrafische verwarring ontstaan. De namen "Calais" en "Dunkerque" krijgen hier duidelijk een chronostratigrafische bepaling.

- Na een discussie over de grenzen van "the Flandrian" wordt geschreven: "therefore the Flandrian deposits are limited towards the base, by the lower boundary of the Calais deposits".

De naam "Calais" onder deze vorm werd door Hageman (1969) als lithostratigrafische eenheid ingevoerd.

- In hetzelfde hoofdstuk wordt de terminologie "Calais and Dunkerque series" gebruikt.

Volgens de auteurs komt tussen de Calais en de Dunkerque series gewoonlijk een dikke veenlaag voor

* Het is niet uit te maken of de auteurs de eenheden al of niet formeel gebruiken, daar ze de chrono- en lithostratigrafische terminologie bijna overal zonder hoofdletter schrijven (ook de formeel gebruikte). "Holocene North Sea Formation" komt ook voor onder de vorm "Holocene North Sea formation".

waarvan de top en de basis door 14-C bepaald wordt. Dit houdt een chronostratigrafische betekenis in. Ook indien de term "series" formeel wordt gebruikt, wijst dit op chronostratigrafie.

- Uiteindelijk zijn de auteurs ook hier niet ontsnapt aan het alom verwarring brengend element: de transgressie. Inderdaad, steeds in hetzelfde hoofdstuk staat vermeld: "...we are favourable to the idea of a continuous sea level rise from the base of Calais towards the top of the Dunkerque. We propose to call this the Flandrian.
In welke betekenis Calais en Dunkerque hier gebruikt worden, is niet zeer duidelijk, hoewel ze behoren tot "the Flandrian" die nu a.h.w. vereenzelvigd wordt met een ononderbroken zeespiegelrijzing.
- In een volgende paragraaf van hetzelfde hoofdstuk wordt Flandrian opnieuw een lithostratigrafische eenheid: "Therefore, rather than introducing new names, we prefer 'Flandrian' than 'Holocene North Sea formation' ".
De adjectieve uitgangen "ian" of "an" zijn voorbehouden voor chronostratigrafische eenheden en worden derhalve niet gebruikt voor de lithostratigrafie (Hedberg, 1976).

Hierbij moet toch ook vermeld worden dat "Holocene North Sea Formation" reeds door de Jong in 1971 verworpen en vervangen werd door "North Sea Formation" vanwege de chronostratigrafische aanwijzing in een lithostratigrafisch systeem (cf. 1.1.6.).

- Uiteindelijk wordt de naam "Flandrian" opnieuw gekoppeld aan het begrip transgressie: "Flandrian is the last in the tradition of at least five known southwest North Sea transgressions".
De term transgressie wordt hier gebruikt in de betekenis van een vergroting van de geografische verbreiding als resultaat van een veranderende kustlijn.

In 1976 wordt door Ozer (1976) een studie gemaakt over "La morphologie des polders. Les dépôts cotiers holocènes".

Het werk moet beschouwd worden als een litteratuuroverzicht dat opgebouwd werd aan de hand van fragmenten overgenomen uit de werken van voornamelijk Ameryckx, Moormann en Tavernier. Dit heeft uiteraard geleid tot het door elkaar gebruiken van al de gekende benamingen en systemen op gebied van stratigrafie.

In 1978 heeft Baeteman (1978) in een werk over de "Afzetting van Calais" zich blijkbaar laten beïnvloeden door de publikatie "Flandrian, a formation or just a name ?" (Paepe et al., 1976), want chrono- en lithostratigrafie worden ook hier door elkaar gebruikt.

De auteur schrijft namelijk verkeerdelijk: "the Flandrian stage comprises the Calais member, the Dunkerque member, the Holland Peat member and the Coastal barrier member". De Calais member wordt verder zuiver lithologisch beschreven. In de bijgaande "chronological timescale" komt de naam "Calais" zelfs niet voor.

De Nederlandse invloed blijft zich ook uiten bij Paepe & Baeteman (1979) die het lithostratigrafisch systeem van de Jong (1971) gedeeltelijk overnemen.

Zo worden Calais, Dunkerque en Holland Peat als members ondergebracht in de "Vlaanderen Formation".

De Dunkerque member wordt traditiegetrouw nog steeds in vier transgressieve fasen ingedeeld, volgens de auteurs op basis van archeologische, lithologische en sedimentologische gegevens. Daarbij wordt echter geen beschrijving of argumentatie gegeven, maar weliswaar verwezen naar Ameryckx (1960).

1.1.7.2. Noord Frankrijk

In N. Frankrijk zijn er sinds Dubois (1924) ook niet veel onderzoeken meer gebeurd betreffende de Holocene sedimenten.

In 1960 heeft Paepe (1960) de gebruikelijke stratigrafie van de Belgische bodemkartering in N. Frankrijk toegepast. Alhoewel de auteur schrijft dat hij de stratigrafische schaal van Tavernier (1946) overgenomen heeft, gebruikt hij in feite de onderverdeling zoals door Moormann (1951) werd voorgesteld.

Heel terecht maakt Paepe hier een onderscheid tussen enerzijds "afzetting" en anderzijds "transgressie", wanneer hij schrijft: "dépôts de la phase dunkerquienne" (waarbij fase gebruikt wordt om de verschillende transgressies aan te duiden).

Sommé (1969) gebruikt de klassifikatie zoals ze door Dubois werd ingevoerd: "Assise de Calais", "Assise de Dunkerque" waaraan hij "la tourbe de surface" toevoegt.

Onder invloed van de Belgische bodemkartering vermeld Sommé ook "les transgressions dunkerquiennes", waarvan de 4 fasen gegeven worden met de respektievelijke dateringen. Ook Sommé houdt terecht "de afzettingen" gescheiden van het begrip "transgressie".

In 1977 onderscheidt Sommé (1977) voor de nieuwe geologische kaart "kartografische eenheden" met name: 1'Assise de Calais, la Tourbe de surface, 1'Assise de Dunkerque. De auteur haalt daarbij aan dat de stratigrafie, zoals ze ingevoerd werd door de Jong (1971), ook toegepast zou kunnen worden in N. Frankrijk.

1.1.8. BESLUIT : DE PROBLEMATIEK BETREFFENDE DE NAMEN
 CALAIS, HOLLAND VEEN EN DUNKERQUE
 EN HUN LITHOSTRATIGRAFISCHE BETEKENIS

Aan de hand van deze voorgaande ontleding, is duidelijk tot uiting gekomen dat er wel degelijk een dubbel gebruik bestaat voor de namen "Calais" en "Dunkerque".

Het is gebleken dat de namen gedefinieerd worden als lithostratigrafische eenheden, maar gebruikt worden om transgressies aan te duiden die op hun beurt als basis dienen om een chronostratigrafische indeling op te stellen waarvan de eenheden "Calais" en "Dunkerque" genoemd worden, maar waarbij deze nog steeds lithostratigrafisch beschouwd worden.

Bij de meeste lithostratigrafische klassifikaties worden 14-C data van veenlagen vermeld ter aanvulling (Brand et al. 1965, Hageman 1969, de Jong 1971).

Maar in de praktijk komt het er altijd op neer dat de verscheidene laagpakketten en lagen gekorreleerd worden uitsluitend op basis van de 14-C data (zoals ook wordt vermeld door Barckhausen et al., 1977). Op die manier zijn lithologische en chronologische korrelaties niet meer van elkaar te scheiden.

Uiteindelijk werd de regionale korrelatie nog uitsluitend op basis van de gedateerde veenlagen doorgevoerd. Het gebruik van veenlagen als scheidend en korreleerbaar element tussen klastische sedimenten is niet erg betrouwbaar, noch in een chrono-, noch in een lithostratigrafisch systeem (cf. 1.2.).

De eer komt toe aan Streif en Roeleveld die het traditioneel lithostratigrafisch systeem met de drie-delige indeling van naderbij hebben beschouwd en het tevens aan een zeer grondige kritiek hebben onderworpen.

In zijn werken van 1971, 1972 en 1973 bestudeert Streif respectievelijk de kustgebieden van Woltzeten en Rysum/Knock in Oostfriesland. Hij vergelijkt zijn resultaten met de klassifikatie die opgemaakt werd door Brand et al. (1965), maar moet besluiten dat deze in zijn studiegebied helemaal niet kan toegepast worden.

De opeenvolging van klastische sedimenten en veen geeft een heel ander beeld in Woltzeten dan in de gebieden die bestudeerd werden door Brand et al.. In deze laatste bevond de voornaamste veenlaag zich tussen de "Dornum" en "Midlum" laagpakketten. In Woltzeten echter bevindt zich een belangrijke veenlaag middenin het Dornum laagpakket, nl. tussen de "Fiel" en "Husum" lagen. Daartegenover is de grens tussen de "Dornum" en "Midlum" laagpakketten (die overeenkomt met de grens tussen de Calais- en D unkirchen Unterformation) slechts vertegenwoordigd door een dun veenlaagje, dat door Streif als onbelangrijk wordt beschreven. Het meest uitgebreide en dikste veen daartegenover, wordt in het studiegebied van Streif aangetroffen in het "Midlum" laagpakket nabij de grens tussen de "Meldorf" en "Schwabstedt" lagen.

De belangrijkste fasen van veenvorming in het gebied van Woltzeten komen dus helemaal niet overeen met deze uit de klassifikatie van Brand et al.. Streif haalt daarbij aan dat deze afwijking niet te wijten is aan alleen maar een bepaalde lokale ontwikkeling van en in dit gebied, want de fasen van veengroei in het gebied van Woltzeten reflektieren wel degelijk een supraregionale veenontwikkeling (Streif, 1972).

In al zijn werken over het mariene Holocene, besluit Streif (1971, 1972 en 1973, Sindowski & Streif 1974) dat het zeer problematisch is om de mariene Holocene sedimenten onder te verdelen in een lithostratigrafisch systeem. De auteur is daartegenover voorstander van een chronostratigrafisch systeem, gebaseerd op 14-C data (van

goede monsters), omdat dit tot nog toe het meest complete stratigrafisch schema weergeeft van de mariene Holocene sedimenten.

Het werk van Roeleveld (1974) over de kustvlakte in Groningen is wat betreft de stratigrafie, min of meer volgens hetzelfde denkpatroon opgebouwd. Ook deze auteur kan de klassieke 3-delige lithostratigrafische indeling niet aannemen, omdat deze volgens hem alleen maar een accidentele en onvolledige weergave is.

De 3-delige lithostratigrafische indeling is volgens Roeleveld in de eerste plaats gekenmerkt door het voorkomen van de belangrijkste laag van het Holland veen. Maar juist de aanwezigheid van deze veenlaag toont aan dat verscheidene transgressieve fasen, die in andere delen van de kustvlakte wel werden teruggevonden, niet geëregistreerd werden.

Roeleveld wijst dan ook terecht en zeer duidelijk op het feit dat er een fundamenteel verschil moet gemaakt worden tussen enerzijds de transgressieve en regressieve intervallen en anderzijds de lithostratigrafische eenheden. Daarom stelt hij een volledig nieuw lithostratigrafisch systeem voor, waarbij een onderscheid wordt gemaakt tussen enerzijds klastische mariene afzettingen die hij tot de "Groningen Formation" rekent en anderzijds de venen die tot de "Wold Formation" gerekend worden. Beide Formaties vormen tezamen de "North Sea Group".

De termen "Calais" en "Dunkerque" worden door Roeleveld gebruikt in een chronostratigrafische zin ter aanduiding van transgressieve perioden. De regressieve perioden worden aangeduid als Holland intervallen.

In een volgende publikatie heeft Roeleveld (....) de bestaande stratigrafische schema's van de zuidelijke kusten van de Noordzee nader bestudeerd.

De auteur ontleedt op zeer kritische wijze de criteria die aan de basis liggen van de klassifikaties van de sedimenten die afgezet werden na het begin van de jaartelling.

Roeleveld toont aan dat deze jongere sedimenten, die meestal dicht onder de oppervlakte voorkomen, sterk gemo-difieerd kunnen zijn door afwatering, bioturbatie, grondbewerking, enz... . Daardoor is de afwisseling van mariene en niet-mariene fasen nauwelijks meer vast te stellen, evenals de opeenvolging van afzettingen en de eventuele hiaten.

Roeleveld schrijft daarbij ook dat in verband met de afnemende intensiteit van de relatieve zeespiegelrijzing de afzettingsspakketten, die behoren bij de jongere mariene fasen, dun zijn ten opzichte van die van de oudere fasen, tenzij er door voorafgaande erosie extra verticale ruimte werd gecreeërd.

Daarmee samenhangend stelt de auteur zich trouwens de vraag of de incidentele overstromingen, die gedurende een beperkte tijd optraden, wel degelijk een sedimentatiepakket nalieten en of die al of niet herkenbaar is.

Ook de dateringsmogelijkheden, toegepast op deze jongere sedimenten, worden door Roeleveld in twijfel getrokken. Door de beperkte aanwezigheid van veen, is een grote bron van dateerbaar materiaal voor de 14-C methode weggevallen. De dateringen van schelpen en vegetatieniveaus geven geen duidelijke ouderdom van het begin of einde van transgressies en regressies. De archeologische vondsten en nederzettingen kunnen een datering geven voor het sediment waarin ze zich bevinden, maar hebben slechts een terminale betekenis voor het optreden van mariene fasen.

Roeleveld besluit dat de mogelijkheden zeer beperkt zijn om transgressie- en regressieperioden in de jongere sedimenten te dateren. Daarom beweert hij: "de vanuit de aardwetenschappen (historie, archeologie en historische geografie) gepresenteerde schema's van transgressie- en regressieperioden moeten onbetrouwbaar geacht worden".

Wegens de grote moeilijkheid om het 3-delige litho-stratigrafisch systeem toe te passen en de onduidelijke inhoud die de namen "Calais" en "Dunkerque" meegekregen hebben, wordt in 1977 door Barckhausen, Preuss & Streif (1977) een volledig nieuwe lithologische klassifikatie voorgesteld die totaal afwijkt van alle bestaande.

Deze nieuwe lithologische klassifikatie werd speciaal ontwikkeld voor de geologische kartering van vlakke kustgebieden. Het is van toepassing in een gebied dat een volledige kustvlakte dekt, nl. vanaf het dagzomend Pleistoceen tot aan de buitenkant van het wad.

Deze klassifikatie laat toe de volledige opeenvolging van de sedimenteenheden te beschrijven, onder te verdelen en in de vorm van profieltypen op kaart voor te stellen.

De lithologische klassifikatie heeft een hiërarchische onderverdeling (cf. 1.4.) die gebaseerd is op de verticale opeenvolging en de laterale interfingering van klastische sedimenten enerzijds en veen anderzijds. Met de verschillende hiërarchische niveaus wordt een profieltypenkaart opgesteld, waardoor het mogelijk wordt om de drie dimensionale uitbreiding van een volledige sedimentaire sequentie op kaart voor te stellen (cf. de Jong & Hageman, 1960 en Hageman, 1963).

Met deze nieuwe lithologische klassifikatie wordt er een einde gesteld aan de onduidelijke, en verwarring brengende, talrijke definities van "Calais" en "Dunkerque".

1.2. K A R T E E R B A R E E E N H E D E N : B O U W S T E N E N V O O R E E N L E G E N D E

1.2.1. INLEIDING

Uit de voorafgaande litteratuurbespreking betreffende de bestaande indelingen voor het kust-Holoceen in de zuidelijke Noordzeegebieden, is gebleken dat het opstellen van een stratigrafie voor deze sedimenten niet steeds probleemloos is verlopen.

Daarom moet de vraag nu gesteld worden welke elementen uit de lithostratigrafie, de chronostratigrafie, de lithologie, het afzettingmilieu, enz. nuttig en zinvol zijn om ze in een legende te gebruiken en hoe die elementen in een legende-systeem kunnen ondergebracht worden. Daarbij moet er rekening mee gehouden worden dat de legende karteerbare eenheden moet aangeven, d.w.z. in het veld duidelijk herkenbaar zijn. De legende moet bovendien representatief zijn voor het kustgebied in zijn geheel.

Omdat in de loop der tijd de namen Calais en Dunkerque vereenzelvigd werden met zowel lithostratigrafische als chronostratigrafische eenheden en zelfs met het begrip transgressie, wordt in dit hoofdstuk de waarde ervan als karteerbare eenheid in het algemeen nagegaan.

1.2.2. DE LITHOSTRATIGRAFIE

Gedurende het grootste gedeelte van het Holoceen vormde het kustgebied een afzettingmilieu waarin enerzijds klastisch materiaal sedimenteerde en anderzijds veenvorming plaats vond.

De veengroei vond hoofdzakelijk in het landinwaartse deel van het kustgebied plaats, terwijl sedimentatie van zand en klei meer zeewaarts plaatsvond. Zoals door Roeleveld (....) ook wordt aangegeven, is er in samenhang met veranderingen in intensiteit van de mariene invloed in de loop van de ontwikkeling meerdere malen een laterale verschuiving opgetreden van deze twee milieus.

De klastische sedimenten worden gekenmerkt door een sterke wisselende facies, omdat de afzetting heeft plaatsgevonden aan de uiterste randen van sedimentatiebekkens onder specifieke sedimentatiekondities. Het sedimentatieproces is zeer gevoelig voor veranderingen van supraregionale factoren (o.a. klimaatsschommelingen, transgressies) en wordt ook sterk beïnvloed door lokale factoren zoals o.a. eiland- of duinvorming, vorming en/of verplaatsing van geulen, alsmede de morfologie van de Pleistocene ondergrond (Prange 1963).

Het sediment uit dergelijke veranderingen door snelle en sterke facieswisselingen, zowel in laterale als in verticale zin. Deze facieswisselingen in twee richtingen herhalen zich daarbij meerdere malen boven elkaar.

Sedimenten met verschillende facies worden gelijktijdig naast elkaar afgezet en verschillende facieszones zijn niet over grotere afstanden te vervolgen, omdat overal weer andere factoren bepalend zijn geweest. Een facieszone kan lateraal snel uitwijken en door een andere vervangen worden. In verticale richting doen zich soortgelijke verschuivingen voor.

De kustafzettingen zijn dus opgebouwd uit een opeenvolging van sedimenten waarvan de facies zowel lateraal als vertikaal snelle wisselingen vertoont. Daarenboven is de aanwezigheid van geulen en prielen de oorzaak van een nog verdere differentiatie in detail.

Als gevolg van het specifieke sedimentatieproces en van de voortdurende verschuivingen van de grenzen tussen de talrijke en verschillende sedimentatiemilieus, is het niet mogelijk om één bepaalde eenheid zuiver op basis van de lithologie te onderscheiden, te begrenzen en in horizontale zin te vervolgen.

Als een detailstratigrafie moet opgesteld worden, voldoen de mariene Holocene sedimenten daarmee niet aan één van de basiskriteria voor lithostratigrafische

eenheden (Hedberg, 1976): "the critical requirement of the unit is a substantial degree of overall lithologic homogeneity", zoals reeds door Barckhausen et al. (1977) werd opgemerkt. Zelfs een zekere homogeniteit in de heterogeniteit kan niet in aanmerking komen om de klastische kustafzettingen in lithostratigrafische eenheden onder te verdelen.

Bepaalde verticale (lithologische) opeenvolgingen kunnen zich dikwijls boven elkaar herhalen, maar zijn meestal niet te vervolgen in laterale zin, zodat de ruimtelijke verspreiding en de lithostratigrafische korrelatie van eenheden niet door te voeren zijn in de zin van Hedberg (1976).

De enige te identificeren, te bepalen en te vervolgen lithostratigrafische eenheid wordt gevormd door het geheel van de mariene Holocene kustsedimenten zelf. De homogeniteit ervan wordt gekenmerkt door zijn typische heterogeniteit, nl. de complexe afwisseling, zowel lateraal als vertikaal, van enerzijds venen met anderzijds klastische sedimenten met sterke facieswisselingen.

1.2.3. DE CHRONOSTRATIGRAFIE

Daar in de "Calais-Dunkerque" klassifikatie veel chronostratigrafische elementen verscholen zitten, wordt de problematiek betreffende de chronostratigrafie als karteerbare eenheid hier naar voren gebracht.

Verschillende auteurs hebben reeds een zuiver chronostratigrafische klassifikatie opgemaakt voor de mariene Holocene sedimenten (Geyh, 1969 en Luttig, 1960 en 1966).

Ook Streif was in 1972 voorstander van een chronostratigrafisch systeem gebaseerd op 14-C ouderdomsbepaling. De auteur verbond daarmee de voorwaarde dat de 14-C data moesten afkomstig zijn van representatieve monsters van regionaal betekenisvolle venen.

De mariene Holocene sedimenten lenen zich op het eerste zicht goed voor het opstellen van een gedetailleerde chronostratigrafie op basis van de 14-C methode door de aan-

wezigheid van verschillende veenniveaus. De betekenis van deze veenniveaus doet echter bepaalde problemen oprijzen.

Algemeen mag worden aangenomen dat een veengroei tot stand komt tengevolge een regressie en ophoudt tengevolge een transgressie*. Noch de top, noch de basis van een bepaalde veeniaag behoeven binnen een zeker gebied noodzakelijk synchroon te zijn.

De transgressie, respektievelijk regressie, uit zich niet over een geheel gebied gelijktijdig. Nabij het landwaartse gebied zal de transgressie later tot uiting komen en vlugger verdwijnen om plaats te maken voor de eventuele veengroei dan in een zeewaarts gebied.

Het is ook mogelijk dat nabij het hinterland het veen ononderbroken blijft doorgroeien, terwijl een transgressie een meer zeewaarts gelegen gebied beïnvloedt, waardoor het veen daar zal opgesplitst zijn door klastische sedimenten. De opeenvolging van transgressies en regressies is niet altijd volledig weerspiegeld in de sedimentaire sequentie over het hele kustgebied (Roeleveld, 1974).

Hageman (1969) merkte ook terecht op dat de stratigrafische eenheden moeten gedateerd worden in gebieden die "een rustige ontwikkeling gekend hebben". In meer energieke milieus zullen trouwens de meeste veenlagen ontbreken, waardoor het beschikbaar dateerbaar materiaal wegvalt. In dit geval is het zeer problematisch om nog een gedetailleerde chronostratigrafie door te voeren.

*Het begrip transgressie, resp. regressie, kan op verschillende wijzen geïnterpreteerd worden. Het kan in de eerste plaats beschouwd worden als een verhoging, resp. verlaging, van de zeespiegel. Anderzijds kunnen de begrippen gebruikt worden voor het aantonen van de al of niet aanwezigheid van mariene invloed op een bepaalde plaats. In deze laatste betekenis zullen ze in deze studie gebruikt worden.

Het oudere Holoceen is door de aanwezigheid van afwisseling van klastisch materiaal met venen relatief goed dateerbaar. Voor het jongere Holoceen (de periode na 2500 j. B.P.) is het echter veel moeilijker, zoals trouwens door Roeleveld (....) zeer duidelijk werd betoogd.

De auteur wijst erop dat deze jongere sedimenten in de kustvlakte zich veelal in de bovengrond bevinden en dat door o.a. ontwatering, bioturbatie en grondbewerking, de oorspronkelijke toestand van het sediment in het algemeen sterk gemodificeerd is, waardoor de opeenvolging van afzettingen onherkenbaar kan geworden zijn. Daarbij is het optreden van veenvorming gedurende deze jongere perioden beperkt geweest, zodat ook hier dateerbaar materiaal, om een chronostratigrafie op te stellen, grotendeels ontbreekt.

Deze aanmerkingen tonen aan dat de geldigheid van een chronostratigrafische onderverdeling, gebaseerd op 14-C data van venen, steeds beperkt zal zijn tot een bepaald gebied en niet mag veralgemeend worden voor het gehele kustgebied.

Daarnaast komt nog het probleem dat de geologische gegevens in een kustvlakte meestal beschikbaar komen door middel van boringen, dus in feite betrekking hebben op een reeks van individuele punten. Een veenlaag in een reeks boringen mag niet zonder meer chronostratigrafisch gekorreleerd worden en als basis dienen voor een onderverdeling. Het is niet zeker of de top en/of basis ervan isochroon zijn voor al de boringen.

Een zekere korrelatie van veenlagen over lange afstand is slechts mogelijk met behulp van ouderdomsbepaling (Streif, 1972). Op die manier kunnen ook de regionale veenlagen onderscheiden worden van de lokale. Maar het blijft zeer moeilijk en twijfelachtig om het onderscheid te kunnen maken tussen enerzijds lokale, maar betekenisvolle veenlagen, en anderzijds die veenlagen die als elementen gelden in het schema van een regionale strati-

grafische onderverdeling. Deze laatste veenlagen kunnen echter van plaats tot plaats verschillende ouderdommen te zien geven.

De chronostratigrafie heeft als groot nadeel dat de grenzen niet waarneembaar zijn in het veld. Het zijn "laboratorium grenzen" zoals De Jong & Hageman (1960) terecht aanhaalden. Ze zijn bijgevolg ongeschikt als karteerbare eenheid. Daarbij moeten de monsters steeds degelijk en representatief genomen worden (van de Plassche, 1977) en achteraf behandeld worden ("Streif effect", Streif, 1971, 1972, Roeleveld, 1974).

Een chronostratigrafie opstellen met behulp van dateerbare schelpen is niet eenvoudig, daar in boringen soms moeilijk na te gaan is of de schelpen zich in situ bevinden. Bovendien moeten zeer veel in situ schelpen van eenzelfde niveau verzameld worden om een bruikbare 14-C datering te verkrijgen. Bovendien zijn schelpen vaak zeldzaam en bevinden ze zich niet op regelmatige niveaus, waardoor het niet mogelijk is om er grenzen op te baseren.

Een gedetailleerde chronostratigrafie kan bijgevolg niet gebruikt worden om karteerbare eenheden in het veld te onderscheiden en kan dus niet als legende dienen voor de Holocene kustsedimenten.

1.2.4. DE TRANSGRESSIES

De afwisseling van klastische sedimenten en venen werden in de laatste jaren veelvuldig gebruikt om de mariene Holocene sedimenten onder te verdelen in transgressies en regressies. Transgressies werden door de Belgische bodemkartering zelfs als karteerbare eenheden aangewend.

De problemen die aangetoond werden voor het opstellen van de litho- en chronostratigrafie, komen op dit vlak nog veel sterker tot uiting.

Transgressies en regressies vermengen met een stratigrafisch systeem is een zeer onnauwkeurige en ongewenste werkmethode.

Een zekere transgressie uit zich niet op dezelfde manier over een gehele kustvlakte, noch lithologisch, noch chronologisch. Ze is de oorzaak van het ontstaan van verschillende sedimentaire afzettingssmilieus die lithologisch zeer grote verschillen geven. Op die manier kan in een bepaald gebied gelijktijdig sedimenten afgezet worden die lithologisch zeer sterk van elkaar verschillen.

Een transgressie kan ook op een bepaalde plaats helemaal geen sedimenten nalaten (Prange, 1963) en is dus in de lithologie helemaal niet waar te nemen, terwijl op een andere plaats de transgressie een belangrijke sedimentatie tot gevolg kan hebben (vb. in gebieden gekenmerkt door getijdegeulen).

Gedurende eenzelfde transgressie kunnen de sedimentaire afzettingssmilieus lateraal gaan verschuiven, zodanig dat er een verschil in lithologie gaat optreden, zonder dat zich een nieuwe transgressie heeft voorgedaan.

Zuiver op basis van de lithologie zijn de transgressies en regressies niet steeds te achterhalen in het veld.

Een transgressie is chronologisch ook niet identiek over een bepaald gebied. Zoals reeds vermeld werd, kan de transgressie in de richting van het land veel later tot uiting komen en vroeger eindigen dan in een zeewaarts gebied. Een tijdsgrens die in een zeker gebied het einde van een transgressie bepaalt, kan in een nabij gelegen gebied midden in een sedimentatiepakket vallen dat afgezet werd tengevolge diezelfde transgressie.

Het ontbreken van veen is niet noodzakelijk een aanduiding van het ontbreken van een regressie. Het veen kan weggeërodeerd zijn, of wegens ongunstige omstandigheden nooit tot stand zijn gekomen.

Veengroei moet ook niet noodzakelijk samenvallen met een regressie zoals reeds door Roeleveld (....) werd bewezen. De veengroei kan starten na een periode van non-depositie als resultaat van een sterke vernatting

gedurende een transgressie, zonder dat de transgressie zelf op de bepaalde plaats tot uiting is gekomen.

Slechts weinig horizonten die tot stand zijn gekomen tengevolge een transgressie of regressie, hebben een stratigrafische waarde voor een gebied in zijn geheel. De horizonten zijn inderdaad te afhankelijk van vele verschillende lokale factoren en het is nooit zeker of ze al dan niet representatief zijn voor het gebied in zijn geheel.

Om deze redenen zullen de transgressies niet gebruikt worden als karteerbare eenheden.

1.2.5. BESLUIT

Als beginprincipe werd aangenomen dat de karteerbare eenheden duidelijk herkenbaar moeten zijn in het veld, representatief zijn voor het gebied in zijn geheel en bovendien zoveel mogelijk informatie geven betreffende de lithologie en de opbouw van het gebied.

Uit de voorafgaande overwegingen is tot uiting gekomen dat de opbouw van het sedimentpakket het onmogelijk maakt een gedetailleerde lithostratigrafie te ontwerpen die voor het gehele gebied geldig en toepasbaar is. Daarom is het ook niet zinvol om dit in de kaartlegende op te nemen. Een globale lithostratigrafie waarbij enige stratigrafische ordening in de sedimenten kan aangebracht worden, en die wel toepasbaar is in het gehele gebied, is daartegenover wel mogelijk; maar dit overnemen in de legende geeft dan weer veel te weinig informatie van het gebied op de kaart.

Ook een gedetailleerde algemeen toepasbare indeling van de sedimenten in een chronostratigrafie is niet verwezenlijkbaar en zo'n indeling kan niet in de kaartlegende verwerkt worden.

De bestaande detailstratigrafieën gebaseerd op de Calais-Dunkerque indeling voldoen niet aan de nodige vereisten noch om gebruikt te worden, noch om als basis te dienen voor het ontwerpen van een legende. Trouwens het gebruik van Calais en Dunkerque hetzij als member, hetzij als afzetting of transgressie, geeft geen informatie weer betreffende de lithologie. Een Calais of Dunkerque afzetting komt niet per definitie overeen met een zandig of kleiig sediment. Op de geologische kaarten van Nederland wordt dit probleem opgelost door verschillende niveaus in de legende te verwerken, zodanig dat er bijv. in de verschillende Dunkerque transgressies en afzettingen toch nog eens een lithologisch en genetisch onderscheid moest gemaakt worden.

De stratigrafie gebaseerd op de Calais - Dunkerque indeling zal bijgevolg in deze studie niet aangewend worden als basis voor de legende.

Als karteerbare eenheden werden de sedimentaire afzettingsmilieus gekozen. Deze geven lithogenetische eenheden: lithologisch beschrijfbare eenheden die een duidelijk en gedetailleerd beeld weergeven van de genese, de opbouw en de evolutie van een kustvlakte in zijn geheel.

1.3. B E S C H R I J V I N G V A N D E L I T H O G E N E T I S C H E E E N H E D E N

1.3.1. INLEIDING

De lithogenetische eenheden, die in de klastische sedimenten van de Holocene opvullingssequentie voorkomen, nl. het lagunair, het wad en het getijdengeul facies en die gekozen werden als karteerbare eenheden, zijn in een tabel samengebracht (tabel 2).

Daarbij aansluitend wordt in dit hoofdstuk een korte beschrijving gegeven van de kenmerken van de belangrijkste sedimentaire afzettingssmilieus die in een kustvlakte aanwezig kunnen zijn.

Dit overzicht, dat hoofdzakelijk gebaseerd is op de werken van Van Straaten, Reineck en Streif, werd hieraan toegevoegd opdat er geen verkeerdelijke interpretatie van bepaalde termen zou mogelijk zijn. In de Belgische litteratuur blijkt er inderdaad nogal verwarring te bestaan omtrent de juiste betekenis van sommige termen. Het willekeurig gebruik van benamingen (bv. kreek, wadafzetting) om morfologische eenheden aan te duiden die nochtans voorzien waren van een duidelijke definitie, heeft in de Belgische litteratuur echter geleid tot weinig waarschijnlijke en zelfs onmogelijke verklaringen omtrent de opbouw van de kustvlakte (cf. 2.6.6.). Een sprekend voorbeeld van het niet in acht nemen van de bestaande definities is het veelvuldig gebruik van het woord 'kreek' dat te pas en te onpas werd aangewend om zekere verschijnselen te verklaren.

Dat het verschil tussen getijdegeul, priel en kreek in de Belgische litteratuur tot op heden nog steeds niet duidelijk is en dat er trouwens maar weinig belang wordt gehecht aan dit verschil, kan geïllustreerd worden door de volgende paragraaf die overgenomen werd uit een beschrijving van 'kreektypes': "...the distinction between creeks and creeklets

SEDIMENTAIR AFZETTINGSMILIEU	TEXTUUR	STRUKTUREN EN KENMERKEN	
Lagune (rietmoeras) (la)	slib	homogeen sterke doorgroeiing van rietrhizomen reduktievlekken	subtidal
Wad (wa) schorre (br,wa)	hoofdzakelijk slib	brakwaterlaminaties slib/zand strukturen van plantenwortels soms schelpenconcentraties geen bioturbaties van bodembewonende dieren	supratidal
slikwad (sl,wa)	slib weinig zandige intercalaties	geen strukturen sterke bioturbatie schelpen in levenspositie	intertidal
gemengd wad (sls,wa)	slib en zand	slib/zand laminaties flaser bedding	
zandwad (s,wa)	zand, silteus soms slib in de ribbels	klein-schalige cross bedding zwakke bioturbaties concentratie van schelpen en gebroken schelpen	
Getijdegeul (rn)	zand	slib/zand laminaties cross bedding, multidirectionaal ribbel strukturen grovere zandlagen en sliblaagjes kleikeitjes en veenbrokken talrijke schelpfragmenten zeer zwakke bioturbaties	subtidal

Tabel 2

is based on an empiric way. The term creek corresponds with the main tidal channels, "geul" used by VANSTRAATEN 1964, and creeklet corresponds with the sidebranches of the tidal channels and is related as well as to the term "priel" for the intertidal zone as well as to the term "kreek" only used by VANSTRAATEN 1964 for the high tide salt marsh gullies." (Heyse, 1979).

1.3.2. DE LAGUNE - HET LAGUNAIR FACIES

De kustlagunes zoals ze in deze studie zullen beschouwd worden, zijn ondiepe depressies gescheiden van de open zee door een duinengordel, eilandenreeks, zandruggen of schorre. Het typische kenmerk van de lagune is dat ze steeds gevuld is met water, zelfs bij de laagste waterstand. Ze staat dikwijls in verbinding met de open zee langs een zeegat van waaruit een geul het waterniveau in de lagune in relatie brengt met de niveauveranderingen van de zee. Het zoutgehalte van de lagune (max 10 ‰) wordt gekontrolleerd door deze wateruitwisseling met de open zee en het binnenvloeiend zoet water. De lagune is vooral gekenmerkt door een intense rietbegroeiing vandaar ook de benaming van 'rietmoeras'.

De bodem van de lagune kan een onregelmatig karakter hebben. Er kunnen geulinsnijdingen in voorkomen, die afkomstig zijn van vroegere aktieve geulen tengevolge transgressies of stormen. Door gebrek aan sedimenten of een te lage sedimentatiesnelheid kunnen deze geulen open blijven.

De verdeling van de sedimenten wordt hoofdzakelijk bepaald door de beschikbaarheid van materiaal en de hydrografische kondities. De nagenoeg volledige afwezigheid van fysische rijping van het sediment wijst op een konstante immersie. De sedimenten zijn vaak gekenmerkt door talrijke zwarte reductievlekken (Vivianiet) die niet verkeerdelijk mogen geïnterpreteerd worden als zijnde organisch materiaal. Het zijn reductievlekken waarvan de zwarte

kleur veroorzaakt wordt door de aanwezigheid van ijzer-mono-sulfide (Van Straaten, 1950). Ze worden meestal aangetroffen daar waar het sediment in contact is met plantenresten. Ze vormen ook een goede indikator voor een continue onderwatersedimentatie.

De uitgebreide bodem van de lagune vormt de ideale voorwaarde voor de afzetting van silteuze en kleiige sedimenten. De sedimenten zijn zeer fijnkorrelig en goed gesorteerd. De zware textuur en het nagenoeg volledig ontbreken van sedimentaire structuren wijzen op een lage energie in een rustig sedimentair afzettingsmilieu.

De sedimenten zijn gekenmerkt door een hoge doorgroeiings- en doorwortelingsgraad van riet, wat wijst op een ondiep milieu met een geringe zoutconcentratie. Het is voornamelijk de Phragmites communis die de lagunes domineert. Zoals Streif (1971) reeds aanhaalde, kan de Phragmites communis in gunstige groei omstandigheden tot 10 % zoutgehalte verdragen. De aanwezigheid van riet is van grote betekenis als 'sedimentvanger' en als 'veenopbouwer'. Inderdaad wanneer het water voldoende ondiep en het zoutgehalte laag genoeg is, zijn de belangrijkste gunstige omstandigheden tot stand gekomen waarin veengroei eventueel kan starten.

Wanneer de lagune gekenmerkt wordt door een sterke toevvoer van sedimenten waardoor ze steeds ondieper wordt, kan ze gradueel overgaan in een wad.

1.3.3. HET WAD - HET WAD FACIES

Het wad ontwikkelt zich in de schaduw van kusteilanden of hoog liggende zandplaten langsheen een zacht hellende kust met getijden waar voldoende sediment beschikbaar is en de windactie niet sterk is. Een wad moet echter niet noodzakelijk afgesloten zijn van de open zee om tot ontwikkeling te komen, maar in dit geval moet de kust gekenmerkt zijn door een sterk verminderde golfactie.

Het wad bestaat uit drie subzones:

- de schorre (supratidal zone, salt marshes)
- de slikke (intertidal zone, tidal flat)
- de getijdegeul (subtidal zone, tidal channel)

De schorre en slikke zullen niet als afzonderlijke karteerbare eenheden onderscheiden worden, maar samen als één enkele eenheid wad beschouwd worden. Alhoewel deze twee milieus elk verschillende typische kenmerken en een typische landschaps-evolutie kennen, zijn deze verschillen in de boringen niet steeds te achterhalen. Daarenboven zijn beide milieus gekenmerkt door hun dynamisch karakter, d.w.z. dat hun grenzen meermaal lateraal kunnen verschuiven, wat in een verticale sequentie leidt tot een complexe afwisseling. Wanneer deze complexe afwisseling zou voorgesteld worden op een profiel-typenkaart die de volledige Holocene sequentie weergeeft, zou de kaart onduidelijker worden en de meer belangrijke gegevens doen vervagen. Indien de volledige sequentie alleen maar uit het wadfacies zou bestaan, dan is dit onderscheid uiteraard verantwoord. Daarom zal in deze studie de specifieke delen van het wad (vnl. het zandwad) als karteerbare eenheid slechts onderscheiden worden wanneer de leesbaarheid van de kaart niet te veel in het gedrang komt en de typische lithologische eenheden duidelijk te differentiëren zijn.

Toch zullen de belangrijkste kenmerken van de schorre en de slikke hier aangehaald worden, omdat aan de hand van deze kenmerken het mogelijk is de rekonstruktie van de verschillende landschappen op te stellen en zo de evolutie van de kustvlakte beter te begrijpen. In dit verband zal dan ook speciaal aandacht besteed worden aan de verschillende geulsystemen die er voorkomen omdat deze in de Belgische literatuur steeds (verkeerdelijk) als zeer belangrijke factoren werden aanzien in de opbouw (en erosie) van de kustvlakte (cf. 1.3.1. en 2.6.6.).

1.3.3.1. D e S c h o r r e

De schorre bevindt zich boven het niveau van gemiddeld hoog water en komt slechts tijdens springvloed of stormen onder water.

De schorre is bedekt met een dichte vegetatie van halofyten die (in de zuidelijke Noordzee gebieden) hoofdzakelijk bestaat uit Salicornia herbacea en Spartina townsendi op de jonge schorren, uit Aster tripolium, Limnium vulgare, Artemisia vulgaris en Puccinellia maritima op de meer ontwikkelde schorren, en uit Juncus maritimus en Festuca rubra in een nog later en verder ontwikkeld stadium (Small, 1970; Dörjes, 1978). Deze verdeling van de plantenassociaties is natuurlijk sterk afhankelijk van lokale omstandigheden.

De aanwezigheid van de dichte vegetatie is meestal bepalend om de schorre van de slikke af te bakenen. Maar volgens Van Straaten (1954) is het vanuit een geologisch standpunt verkieselijk om de grens tussen beide milieus te bepalen op het niveau dat overeenkomt met het gemiddeld hoog water-niveau. Dit niveau komt trouwens overeen met de grens waarboven de bodembewonende dieren niet meer voorkomen. De schorre kan geleidelijk in de slikke overgaan, maar meestal bestaat de grens tussen beide milieus uit een klein klifje.

De schorre bestaat uit fijn korrelige sedimenten die een typische gelaagdheid vertonen. De laminaties zijn gekenmerkt door een onregelmatige dikte en vertonen een golvend aspect wat te wijten is aan de aanwezigheid van de schorreplanten, de 'sedimentvangers', die een ongelijke verdeling van het nieuw afgezette materiaal teweegbrengen. De laminaties vertonen ook zelden structuren van stroom- of golfribbels die onmogelijk tot stand kunnen komen door de aanwezigheid van de planten. De sedimentaire structuren van de schorre blijven meestal goed bewaard omdat er geen bodembewonende dieren aanwezig zijn. De plantenwortels veroorzaken een veel kleinere verstoring.

Behalve in de kreekbodems en in de zoutpannen komen op de schorre inderdaad geen benthonische organismen voor. Het milieu voor deze bioturberende organismen is er ongunstig omdat de frekwentie van overstroming met zoutwater er niet voldoende meer is. Maar anderzijds is deze frekwentie toch nog te hoog opdat een landfauna er zich zou kunnen ontwikkelen.

De schorre sedimenten kunnen echter wel gekenmerkt zijn door het voorkomen van schelpen gekoncentreerd in laagjes. Gedurende stormen worden schelpen aan de basis van het klifje, tegenaan het klifje of op de voorste delen van de schorre zelf afgezet waarna ze weer bedolven worden door sedimenten. Deze schelpenkoncentraties zijn meestal samengesteld uit uitsluitend één enkel species zoals de Littorina littorea of de Hydrobia ulvae, wat te wijten is aan het sorteringseffekt van de golven (Van Straaten, 1954).

Een zeer belangrijk aspect van de schorre is de aanwezigheid van talrijke, sterk meanderende kreken, waarvan de belangrijkste functie en tevens de oorsprong het draineren van de schorre is (Small, 1970). Zoals reeds bewezen werd door Van Straaten in 1954, zijn kreken veel meer het resultaat van non-depositie dan wel van erosie. Op een jonge schorre hebben de planten de neiging om samen te groeien in geïsoleerde groepen en op die manier 'schorre-hummocks' te vormen. In de ondiepe depressies tussen de schorre-hummocks is de aktie van de golven en stromingen gekoncentreerd, waardoor deze delen vrij blijven van vegetatie en sedimentatie terwijl de schorre-hummocks de sedimenten kapteren en zo onderhevig zijn aan een continue verticale accumulatie. Deze open gebleven delen evolueren geleidelijk naar een krekensysteem. De diepte van de kreken is dus niet te wijten aan erosie, maar is veeleer het resultaat van de verticale groei van de schorre zelf.

In sommige gevallen zijn de kreken het resultaat van regressieve erosie. Ze ontwikkelen zich dan kort nadat de schorrevegetatie tot stand is gekomen, waardoor het schorreoppervlak relatief snel verhoogt (tegenover de slikke) en er bijgevolg een klifje ontstaat (Van Straaten, 1954).

Eenmaal dat een kreek tot stand is gekomen, kan zijn bodem opgehoogd worden door sedimenten en dit met dezelfde snelheid als de verticale aangroei van het oppervlak van de omliggende schorre zelf. De krekken kunnen ook gemodificeerd worden door erosie, wat dan hoofdzakelijk gebeurt tijdens eb-tij (Small, 1970). Dit betekent dan dat eerst delen van de schorre zelf geërodeerd worden.

Uit deze beschouwingen blijkt dat de krekken veeleer een opbouwend dan een erosief karakter hebben.

De krekken zijn bijna altijd begrensd door oeverwallen. Volgens Verger (1968) kunnen deze oeverwallen verscheidene meters breed zijn en een hoogte bereiken van 50 cm tot zelf 1 m. Ze bestaan uit materiaal dat iets grover is dan de rest van het schorregebied.

1.3.3.2. D e S l i k k e

De slikke, het typische getijdengebied, vormt een uitzonderlijk milieu, zowel wat betreft de sedimentatie als de fauna en flora omdat het afwisselend droog en onder water komt te liggen.

De slikke heeft een karakteristieke verdeling van sedimenten waardoor ze kan onderverdeeld worden in, van land naar zee:

- slikwad (mud flat)
- gemengd wad (mixed flat)
- zandwad (sand flat)

Nabij de hoogwaterlijn komt slib* voor, terwijl nabij de laagwaterlijn de sedimenten hoofdzakelijk zandig zijn. De slibzone gaat geleidelijk over in de zandige zone; deze overgangszone wordt het 'gemengd wad' genoemd (Reineck & Singh, 1973). Deze karakteristieke verdeling van de sedimenten is bepaald door de energie en het transportmechanisme. Nabij de laagwaterlijn is de golfactie het sterkst en actief voor

*De term slib (of slik) wordt hier gebruikt om de zachte, lutite rijke sedimenten met een hoog watergehalte aan te duiden. Het slib gaat over in klei door kompaktie, veroorzaakt door drainage of door bedekking met nieuwe sedimenten (Van Straaten, 1954).

een langere periode dan nabij de hoogwaterlijn waar het grootste deel van het slib afgezet wordt omdat daar de golf- en stroomenergie laag zijn.

Deze verdeling is de oorzaak van een typische morfologie van het slikkegebied wanneer die grote oppervlakten beslaat. Het topografisch oppervlak daalt meestal zachtjes af vanaf de zee in de richting van het land. Het gebied dicht bij de zee is gekenmerkt door een grotere sedimentatietoevoer dan de gebieden nabij het land. Het slib in de landwaartse gebieden is daarenboven veel sterker onderhevig aan kompakctie dan het zand, zodanig dat het oppervlak in het zandwad iets hoger komt te liggen en zich daardoor in een nog gunstiger positie zal bevinden om meer sedimenten te vangen.

De bepaalde delen van het wad worden ook gekenmerkt door typische sedimentaire structuren, alhoewel deze toch niet beperkt zijn tot uitsluitend deze zones.

Op het zandwad komen cross bedding voor, afkomstig van stroomribbels. Het gemengd wad is gekenmerkt door lenticulaire structuren en flaser bedding met een fijne afwisseling van zand en slib. Het slib sedimenteert bij het keren van de tij of gedurende andere momenten van kalmwater kondities. Het zand is er het produkt van stromingen en golven. Het slikwad bestaat hoofdzakelijk uit dikke lagen slik met dunne zandige intercalaties.

In tegenstelling tot de schorre is de stratifikatie van de slikke meestal sterk verstoord door benthonische organismen. De invloed van de bioturberende dieren is het sterkst in het slikwad. Daar de accumulatie van sediment er relatief langzaam maar ononderbroken is, hebben de bodembewonende dieren de tijd om de laminaties te verstoren. De bioturbaties zijn dikwijls zo intens dat de oorspronkelijke laminaties in de afzetting volledig verdwenen zijn.

In het zandwad zijn de laminaties enigszins beter bewaard als gevolg van het type van sedimentatieproces.

De sedimentatie is er nl. veel minder regelmatig, want perioden van vlugge afzetting komen afwisselend voor met perioden van vlugge erosie. Dit betekent dat, wanneer het effect van het bioturberend dier op de sedimentaire structuren van belang wordt, er een deel van het sediment volledig wordt weggenomen en vervangen wordt door een nieuwe gelamineerde afzetting (Van Straaten, 1954).

Een zeer kenmerkend verschijnsel van de slikke is de aanwezigheid van mosselbanken (Mytilus edulis) die meestal gekoncentreerd in de lagere delen voorkomen, nl. in de nabijheid van prielen en geulen.

De andere typische bewoners zijn o.a. Hydrobia ulvae, Scrobicularia plana, Littorina littorea, Arenicola marina, Macoma baltica voor het slikwad en Macoma baltica, Mya arenaria, Cardium edule, Arenicola marina voor het gemengd wad (Reineck & Singh, 1973).

Het is echter sporadisch dat er schelpenconcentraties in de wadsedimenten voorkomen. Deze zijn dan in hoofdzaak te wijten aan sterke erosie.

De Hydrobia ulvae gekoncentreerd in lagen (de zgn. Hydrobia-beds) worden echter wel gevormd in het sediment zelf. Ze zijn het resultaat van de bioturberende aktie van de bodembewonende dieren, en in hoofdzaak van de Arenicola marina.

De slikke is vooral gekenmerkt door het voorkomen van prielen (gullies). Het slikwad is echter veel minder versneden door prielen dan de rest van het wad, omdat bij eb een veel kleiner volume aan water moet afgevoerd worden, zodanig dat de stromingen ook geen hoge snelheid meer bereiken. De meeste krekten die uitmonden op de slikke, gaan trouwens niet over in prielen, maar verdwijnen over korte afstand achter de schorre rand. Het water van de krekten wordt dan lateraal uitgespreid, waarbij de stroomsnelheid zeer sterk vermindert. De continue kreek-priel insnijdingen komen slechts voor daar waar de schorre zeer breed is, of waar de slikke een nauwe rand vormt met een steil hellend oppervlak.

De prielen zijn gekenmerkt door stromingen die afwisselend in tegenovergestelde richting actief zijn. Daarenboven zijn de eb-stromingen belangrijker en van langere duur dan de vloed-stromingen.

De prielen hebben niet steeds een vaste positie. Ze zijn sterk onderhevig aan laterale migraties. Ze kunnen ook gewoonweg verdwijnen gedurende één enkele storm, waardoor ze opgevuld worden met zand.

De prielen op het zandwad blijven niet ononderbroken openstaan. Door een geringe kohesie tussen de zandkorrels storten de relatief steile wanden in, waardoor de prielen met zand worden opgevuld. De prielen in het slikwad daartegenover vertonen een meer blijvend karakter in de morfologie.

De verdeling van de sedimenten in de prielen is sterk afhankelijk van het gebied waardoor ze vloeien. De bodem ervan bestaat echter hoofdzakelijk uit slib met weinig zandige intercalaties. Op de bodem van de prielen komen dikwijls schelpenlagen voor, waarvan het materiaal bestaat uit valven van één enkele species, zoals bv. Mytilus edulis, Mya arenaria of Scrobicularia plana. Dit in overeenstemming met de molluskensamenstelling van het door-kruiste gebied.

1.3.4. DE GETIJDEGEUL - HET GEULEN FACIES

De term getijdegeul (tidal channel) wordt in deze studie gebruikt zoals ze door Van Straaten (1954) werd gedefinieerd: een waterloop die in het wad bij laag water nog steeds een diepte heeft van tenminste 1 meter.

Het grote verschil met alle andere morfologische eenheden van het wad, bestaat hierin dat de getijdegeul onder geen enkele omstandigheid droog komt te liggen. De getijdegeul onderscheidt zich daarenboven ook van de prielen en krekten door een verschil in afmetingen, morfologie en hydrologie.

De diepte van de getijdegeul is afhankelijk van verscheidene factoren, zoals het watervolume dat er door komt, de breedte, de eventuele samenvloeiing met andere getijdegeulen, de samenstelling van de bodem, enz.. De bodem van de getijdegeul bestaat in de meeste gevallen uit recente sedimenten die gevormd werden in het geulmilieu zelf. Soms kan door erosie van getijdestromen de oudere afzettingen bloot gelegd worden. Dit is dan ook sterk afhankelijk van de erosiebasis op dat moment. Wanneer echter de verticale erosie in de getijdegeulen het oppervlak van een meer weerstand biedende laag bereikt, bv. oudere kleiafzettingen of veen, dan gebeurt de diepere insnijding zeer langzaam. Het belangrijkste effect van de erosie zal in dit geval dan zijwaarts gericht zijn, waardoor de minder koherente sedimenten van het wad verwijderd worden. In deze omstandigheden is de bodem van de getijdegeul meestal zeer vlak.

De getijdegeulen spelen een belangrijke rol in de ontwikkeling van een wad. Ze zijn onderhevig aan laterale migraties door middel van meandering, waardoor grote delen van het wad kunnen geremaniëerd worden.

De sedimenten van de getijdegeulen zijn meestal zeer heterogeen. Ze bestaan hoofdzakelijk uit zand. Daarin kunnen voorkomen, al of niet gekoncentreerd in lagen: slibkeitjes, grote en kleine veenbrokken en schelpen. Lagen van grof zand, zowel als sliblagen, komen ook veelvuldig voor. De grootste concentratie van mollusken worden aangetroffen op de bodem van de getijdegeul, en vertonen een grote diversiteit.

De verschillende typen van structuren in de afzettingen zijn veroorzaakt door veranderlijke weerkondities, waarvan de belangrijkste factoren de windrichting en -intensiteit zijn, die een overeenstemmende verandering in golfrichting en -intensiteit veroorzaken (Reineck & Singh, 1973).

De belangrijkste structuren zijn de stroomribbels, zowel in de dikke zandmassa's als in de dunne laminaties,

de cross laminaties en de zand/slib laminaties.

De bioturbatie is er zeer zwak, omdat de sedimentatiesnelheid te hoog is. De weinige bioturbaties en mollusken in groeipositie kunnen voorkomen in de lagen die de bodem van de getijdegeul vormden gedurende een langere periode van non-depositie. Het is echter ook mogelijk dat het sediment vrij is van elke structuur en dit over een aanzienlijke dikte.

...However, a true and total understanding of changes in coastal configuration or rates of change of shoreline environmental positions must include an understanding of vertical sedimentary sequence profiles for the shoreline in study. Without an understanding of the third dimension, it is difficult or impossible to determine or delineate the shape of the sedimentary environmental lithosomes or sedimentary bodies representing the depositional environmental unit through space and time. Without this element of critical third dimension, one can only speculate as to the nature of the record underneath and as to the nature of the ongoing processes of coastal change.

John C. Kraft, 1978

1.4. D E L I T H O L O G I S C H E K L A S S I F I K A T I E

In deze studie werd verkozen om alle gegevens van het Kust-Holoceen voor te stellen onder de vorm van profieltypenkaarten (cf. 1.1.4.).

De profieltypenkaarten bieden inderdaad de mogelijkheid om de Holocene sequentie in zijn geheel voor te stellen, waarbij de drie dimensionale uitbreiding van een volledige sedimentaire sequentie kan getoond worden.

Wegens de problematiek omtrent de stratigrafie, gebaseerd op de Calais - Dunkerque indeling en de daarmee verbonden chronostratigrafische implicatie (cf. 1.1.), zal de legende zoals die gebruikt wordt aan de Rijks Geologische Dienst Nederland (cf. 1.1.4.) in deze studie niet aangewend worden.

Voor de ontwikkeling en voorstelling van profieltypen werd een voorkeur gegeven aan het nieuw ontworpen systeem van Barckhausen, Preuss & Streif (1977). Dit systeem biedt de mogelijkheid om het volledige Kust-Holoceen voor te stellen waarbij alle lithologische informatie vrij eenvoudig, maar duidelijk op kaart kan gebracht worden.

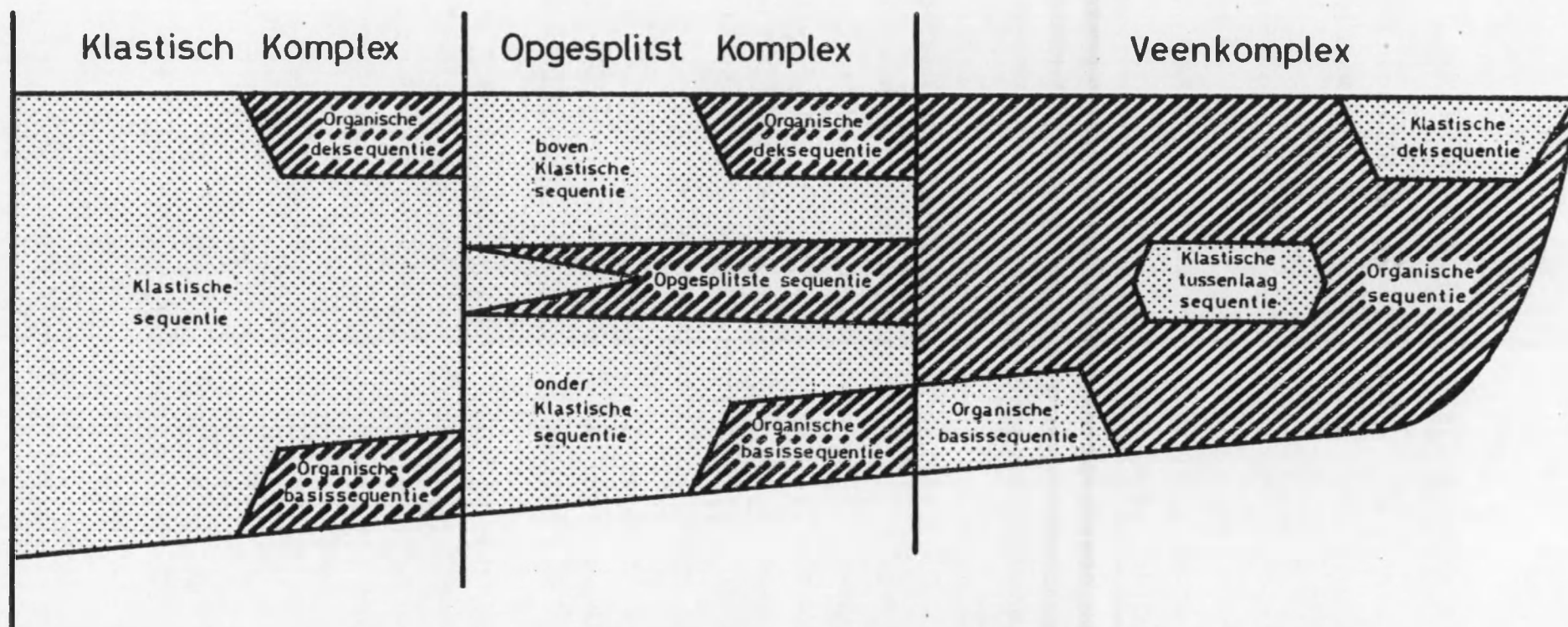
Als toelichting worden de definities en het principe van deze nieuwe klassifikatie hier volledig overgenomen uit het werk van Barckhausen, Preuss & Streif (1977).

De klassifikatie is hiërarchisch opgebouwd. Daarbij worden drie hiërarchische niveau's onderscheiden*:

- het niveau der complexen (met 3 hoofdprofieltypen)
- het niveau der sequenties (met 12 ondergeschikte profieltypen)
- het niveau der facies eenheden (met een veranderlijk aantal speciale profieltypen)

De complexen zijn opgebouwd door de sequenties, die op hun beurt opgebouwd worden door één of meerdere facies eenheden (fig. 6).

*De benamingen van de hiërarchische niveau's zijn een vertaling van de Duitse terminologie: Komplexe, Sequenzen en Fazieseenheden.



Figuur 6. Schematische voorstelling van de Complexen en Sequenties
(overgenomen uit Barckhausen, Preuss & Streif, 1977)

DE KOMPLEXEN

Aan de top van het hiërarchisch systeem worden 3 lithologische complexen, en bijgevolg 3 profieltypen gesteld (fig. 6)

- een klastisch complex (zeewaarts gebied)
bestaat volledig uit klastische sedimenten zonder intercalatie van veenlagen. Een veenlaag mag echter wel voorkomen aan de top en/of basis van het complex.
- een opgesplitst of interfingering complex (overgangsgebied)
bestaat uit afzettingen in dewelke één of meerdere veenlagen geïntercaleerd voorkomen.
- een veencomplex (landwaarts gebied)
bestaat uit veen en/of limnische ooze. Dunne lagen van klastische sedimenten mogen voorkomen in het veencomplex of aan de top en/of basis ervan.

Deze drie complexen kunnen onder de vorm van een profieltype voorgesteld worden in een profieltypenkaart. Daarbij vormen ze hoofdtypen die de volgende benaming krijgen:

- het klastisch complex: X - profieltype
- het opgesplitst complex: Y - profieltype
- het veencomplex: Z - profieltype

Deze drie hoofdtypen worden meestal voorgesteld op veralgemeende kaarten met een kleine schaal. Een verdere onderverdeling wordt bekomen door het gebruik van de sequenties.

DE SEQUENTIES

De sequenties zijn eenheden van de lithologische klassificatie die geplaatst worden op het middelste niveau van het hiërarchisch systeem.

De verschillende sequenties worden aanzien als stratigrafische elementen. Ze worden geschreven onder de vorm van symbolen, overeenkomstig met de "Symbolschüssel Geologie" (Barckhausen, Look, Vinken en Voss, 1975).

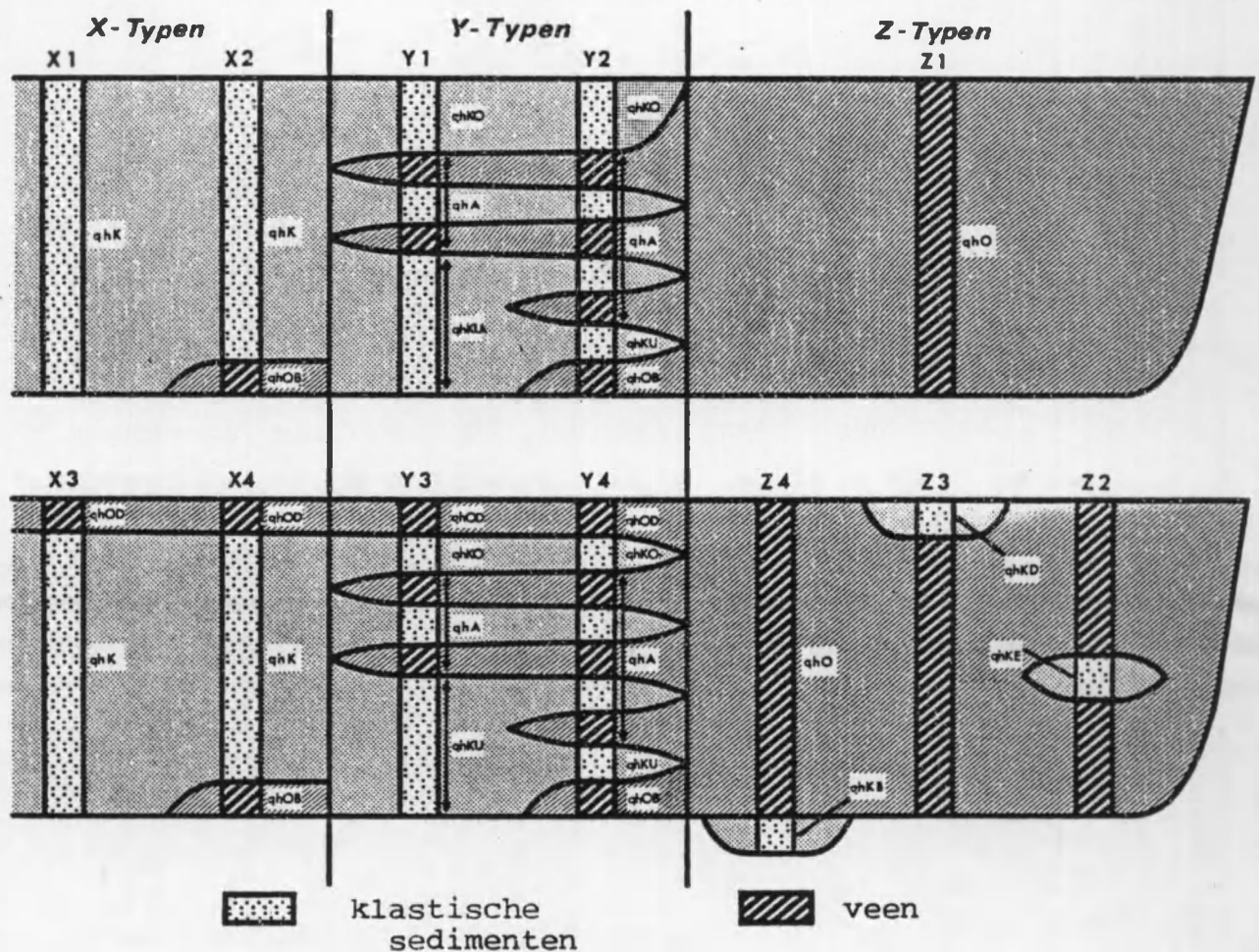


Fig. 7 Schematische voorstelling van de sequenties

(overgenomen van Barckhausen, Preuss & Streif, 1977)

Er zijn bepaalde interrelaties af te leiden van organische en klastische afzettingen. De verschillende mogelijkheden van interrelaties zijn (fig. 7) :

- klastische sequentie (qhK)
klastische sedimentaire opeenvolging zonder intercalatie van venige lagen. Bodemhorizonten en lagen waarin rietwortels veelvuldig voorkomen, worden ook tot de qhK gerekend.
- organische basissequentie (qhOB)
opeenvolging van veen en limnische ooze of organische bodemhorizonten die aan de basis van de mariene Holo-cene sedimenten liggen, maar zelf bedekt zijn door klastische sedimenten.

- organische deksequentie (qhOD)
opeenvolging van veen of limnische ooze die voorkomt aan de huidige oppervlakte en waaronder klastische Holocene kustafzettingen voorkomen.

De organische basis- en deksequentie zijn 2 elementen die kunnen voorkomen zowel in het klastisch complex als in het opgesplitst complex; ze kunnen er echter ook ontbreken.

Om een opgesplitst complex op te stellen, zijn de volgende sequenties noodzakelijk:

- onder klastische sequentie (qhKU)
klastische sedimentaire eenheid van tenminste 5 cm dikte, die zich bevindt onder de diepst voorkomende geïntercaleerde veenlaag. De onder klastische sequentie zelf kan op de organische basissequentie liggen.
- opgesplitste sequentie (qhA)
sedimentaire opeenvolging tussen de basis van het onderste en de top van het bovenste geïntercaleerd veen. De opgesplitste sequentie omvat dus zowel veenlagen (in speciale gevallen slechts één) als klastische sedimenten die tussen de geïntercaleerde venen voorkomen.
- boven klastische sequentie (qhKO)
klastische sedimentaire eenheid van tenminste 5 cm die ligt op de bovenste geïntercaleerde veenlaag. De boven klastische sequentie kan zelf bedekt zijn met de organische deksequentie.

Het veencomplex bestaat noodzakelijker wijze uit veen. Klastische lagen kunnen echter ook voorkomen aan de top, aan de basis en middenin (fig. 7):

- organische sequentie (qh0)
opeenvolging van veen en limnische ooze met ten hoogste één enkele (normaal sedimentaire) klastische laag van meer dan 5 cm dikte.

- klastische basissequentie (qhKB)
klastische sedimentaire eenheid die voorkomt aan de basis van de Holocene kustafzettingen en bedekt is door de organische sequentie. De dikte van de qhKB moet echter kleiner zijn dan de dikte van de bedekkende organische sequentie.
- klastische tussenlaag sequentie (qhKE)
eenheid van klastische sedimenten die voorkomt in de organische sequentie, maar zonder bepaalde korrelatie met de boven en onder klastische sequentie (qhKO en qhKU) of met de klastische eenheden van de opgesplitste sequentie (qhA). De dikte van de klastische tussenlaag sequentie mag niet meer dan 50 % bedragen van de organische sequentie en mag zowel bestaan uit één enkele laag en/of uit verschillende dunne laagjes die elk niet meer dan 5 cm dik zijn.
- klastische deksequentie (qhKD)
klastische sedimentaire eenheid die voorkomt aan het huidige oppervlak en die op de organische sequentie ligt. De dikte van de klastische deksequentie moet kleiner zijn dan deze van de onderliggende organische sequentie.

Afhankelijk van de verschillende kombinatiemogelijkheden van de boven vermelde sequenties, bestaan er 12 mogelijkheden van superpositie.

Deze 12 mogelijke combinaties vormen dan de 12 ondergeschikte profieltypen, die symbolisch voorgesteld worden door de hoofdletter X, Y of Z, gevolgd door het arabisch cijfer 1, 2, 3 of 4 (fig. 7).

Voor de boringen die de basis van de Holocene kustafzettingen niet bereikt hebben, onvolledige boringen dus, wordt de letter "u" toegevoegd. Op die manier ontstaat: Xlu, X3u, Ylu, Y3u, Zlu, Z3u en Z2u.

Met deze klassifikatie kunnen de boringen al onmiddellijk in het veld gerangschikt worden in het lithologisch systeem volgens één van de 3 hoofdtypen en/of volgens één van de 12 ondergeschikte profieltypen.

DE FACIES EENHEDEN

Een meer gedetailleerde onderverdeling van de sedimentaire eenheden kan bekomen worden op het laagste niveau van het hiërarchisch systeem, waar speciale profieltypen moeten ontwikkeld worden.

In tegenstelling met de hoofd- en middenniveaus, met hun wel bepaalde elementen en wel bepaald aantal profieltypen, is het laagste niveau van het hiërarchisch systeem zeer variabel. Dit laagste niveau wordt gevormd door de facies eenheden.

De facies eenheden zijn dus zeer variabel zowel in aantal als in inhoud. Zo kunnen petrografische, genetische, structurele en andere kenmerken in rekening gebracht worden en voorgesteld worden in een onbeperkt aantal speciale profieltypen.

De facies eenheden en de speciale profieltypen moeten dus individueel geselecteerd en bepaald worden, naargelang de heersende lokale omstandigheden en het specifieke doel van de te maken kaart. Voor bv. kaartbladen met verschillende geologische opbouw, zullen ook verschillende facies eenheden moeten geselecteerd worden.

Ook voor het op kaart brengen van zuiver wetenschappelijke geologische gegevens is het gebruik van de facies eenheden, en dus speciale profieltypen, zeer succesvol. Zo kunnen bv. ander speciale profieltypen gekozen worden voor eenzelfde kaartblad, naargelang men praktische, economische of technische factoren in kaart wil brengen. Vb. de verschillen in de granulometrische samenstelling van nuttige delfstoffen en hun 3-dimensionale verspreiding,

de 3-dimensionale verspreiding van zones die wel of niet gevoelig zijn aan kompaktie ten behoeve van bouwwerken, enz.. .

Zoals hierboven vermeld, kunnen verschillende criteria aangewend worden om de facies eenheden te onderscheiden en de speciale profieltypen op te bouwen. Deze verschillende criteria kunnen bijvoorbeeld zijn: de petrografie, de granulometrische samenstelling, de genese,

Daar het in deze studie de bedoeling is om voornamelijk de lithologie en de ontwikkeling van de kustvlakte in kaart te brengen, zullen lithogenetische eenheden aangewend worden als criterium voor de facies eenheden.

HET BLOTE

*De vlakte wordt aan de bocht
een armzwaai eindeloosheid
kantelend naar de ruimte toe,*

*de wind werd geplant
en de boom werd wind
en verdween,*

*wolken zon en aarde
hebben een blote afspraak
op de oeverloze weiden.*

Fernand Florizoone

Deel 2. De geologische ontwikkeling van de westelijke kustvlakte gedurende het Holoceen

2.1. METHODEN VAN ONDERZOEK

2.1.1. VERZAMELING VAN DE GEGEVENS

Een kustvlakte is een vlak gebied zonder natuurlijke ontsluitingen waar de grondwaterspiegel dicht tegen het maaiveld voorkomt. Boringen en uitgravingen vormen de basis van het onderzoek.

2.1.1.1. B o r i n g e n

Voor deze studie werden een 550 tal nieuwe boringen uitgevoerd. De boringen werden verricht door middel van handboorapparatuur. De bovenste 50 tot 80 cm werd uitgeboord met de zogenaamde pedologische of Edelmanboor, waarna de guts- of steekmonsterboor werd gebruikt. Op die manier werden weinig verstoorde kernen verkregen van 1 m lengte en 3 cm diameter. Deze kernen werden onmiddellijk na het bovenhalen in het veld beschreven. De beschrijving van het sediment bevat steeds: diepte t.o.v. het maaiveld, kleur, textuur, kalkgehalte, sedimentaire structuren, aard van boven- en ondergrens en bijzondere kenmerken zoals de aanwezigheid van fauna, planteninsluitsels, doorworteling, bioturbaties, bodemvorming, reductievlekken, erosieniveaus*. Het grootste gedeelte van de boringen werden topografisch ingemeten t.o.v. van de Belgische Waterpassing (D.N.G. of T.A.W.) met behulp van de merktekens van de "Nieuwe (tweede) Algemene Waterpassing van het Rijk", gepubliceerd door het N.G.I.

*De beschrijving van een boring wordt als voorbeeld in bijlage 1 gegeven.

De boringen werden doorlopend genummerd over de 4 bestudeerde kaartbladen en over een gedeelte van het kaartblad Oostduinkerke.

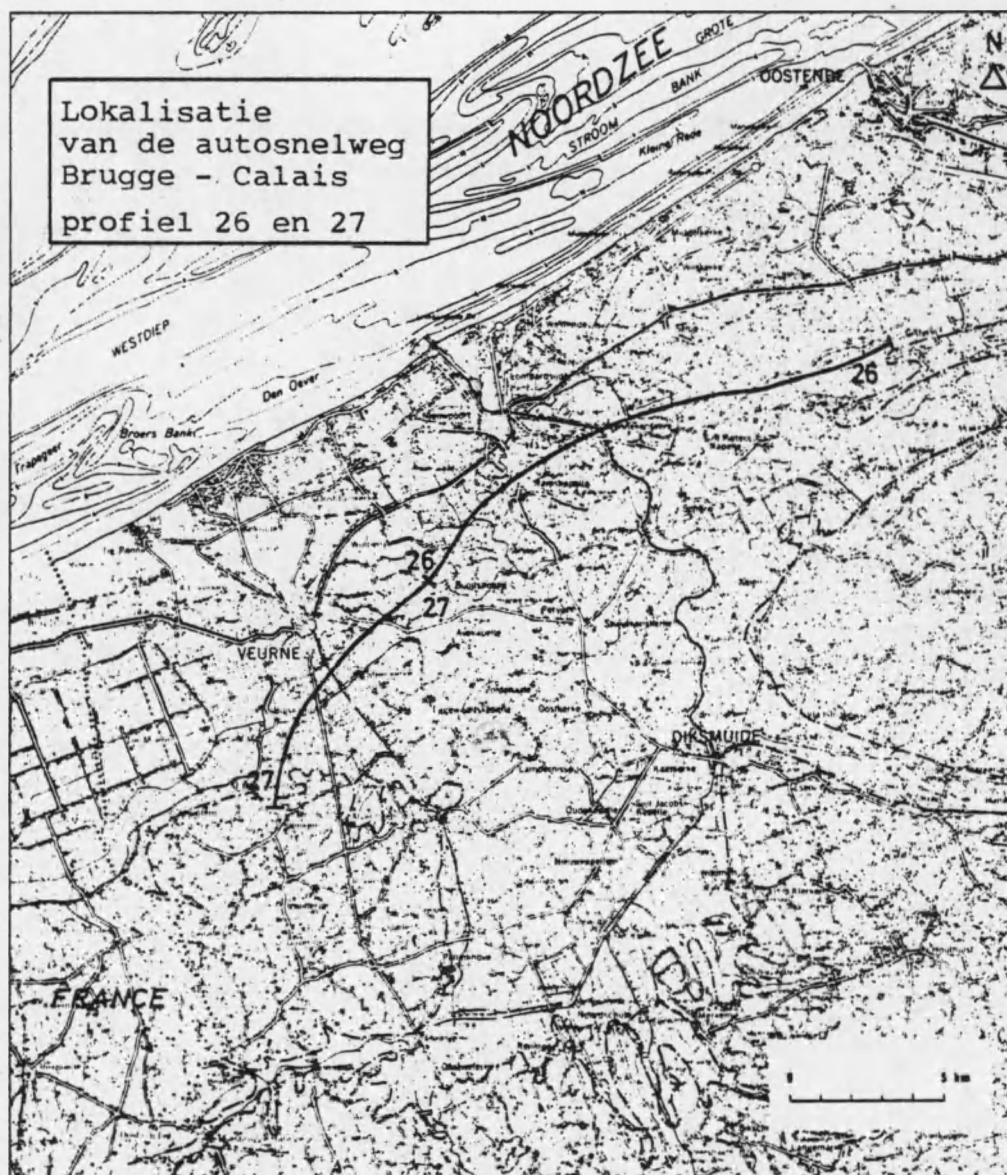
Bij iedere boring was het steeds de bedoeling om de volledige Holocene sequentie te doorboren tot op de Pleistocene sedimenten. Technische problemen hebben echter dikwijls de boordiepte beperkt. Door het feit dat er met de hand werd geboord, kon in het algemeen maar een boordiepte van max 10 m bereikt worden, wat nog beperkt werd tot 6,50 m voor de boringen uitgevoerd door 1 persoon. De aanwezigheid op een zekere diepte van een belangrijke laag silteus zand, verzadigd aan grondwater, maakte het tevens onmogelijk om nog dieper te boren of sediment op te halen. Op deze manier zijn talrijke boringen in feite als onvolledig te beschouwen in het gebied waar de Holocene sequentie een dikte bereikt van meer dan 8 à 10 m.

Om de talrijke handboringen toch enigszins aan te vullen, voornamelijk in de diepte, werden in het kader van deze studie 4 gestoken boringen uitgevoerd met ongeroerde monsternamen: twee boringen verkregen van de Eenheid Kwartairgeologie (VUB) en twee boringen aangeboden en uitgevoerd door de Rijks Geologische Dienst van Nederland.

De boringen werden niet zeer regelmatig ingeplant zoals dit normaal wel het geval is bij een systematische kaartering. Behalve in het gebied van 'De Moeren' zijn wel raaien uitgezet geworden. Dit onderzoek is trouwens niet in de eerste plaats verricht met het doel een zuivere systematische kaartering uit te voeren, maar veeleer om een inzicht te krijgen van de opbouw en genese van het gebied en het uittesten van een karteringssysteem. De boringen werden derhalve meer gekoncentreerd ingeplant daar waar het gebied sterke veranderingen in de stratigrafie en genese vertoont of waar bijzondere problemen tot uiting kwamen.

Naast de eigen, nieuw uitgevoerde boringen werd ook gebruik gemaakt van de boringen uit de archieven van de Belgische Geologische Dienst (BGD) en deze van het Rijks Instituut voor Grondmechanica (RIG), Gent.

Fig. 8



Het grootste gedeelte van de boringen van de BGD in dit gebied, meestal beschreven door Murlon rond de jaren 1900, zijn vrij ondiep (1.5 à 3m). De weinig diepe boringen zijn hoofdzakelijk gelokaliseerd langsheen de kustzone. Deze boringen werden uitgevoerd met de inspoelingsmethode die steeds een grove, onnauwkeurige monsternamen met zich meebrengt. Bijgevolg kan de beschrijving ervan niet in aanmerking komen voor het opstellen van een gedetailleerde Holocene stratigrafie. Deze boringen werden wel gebruikt bij het opmaken van de isohypsenkaart van de top van het Tertiair substraat, vermits deze textuurgrens steeds zeer duidelijk is.

Naar aanleiding van de aanleg van de nieuwe autostrade "Brugge - Calais", werden een 300 tal boringen, gelokaliseerd op de kaartbladen Veurne en Nieuwpoort en die uitgevoerd werden door het RIG, beschreven (fig. 8).

Een eerste reeks van deze boringen (op het kaartblad Veurne) werd reeds gepubliceerd (Baeteman et al. 1974), maar werden in deze studie opnieuw geïnterpreteerd en verwerkt (profiel 27).

Bij de boormethode, gebruikt door het RIG, wordt een geoerd monster genomen om de 0.5m, zodat ook hier de beschrijving geen nauwkeurig beeld kan weergeven van de werkelijkheid.

Bijgevolg geven deze boorgegevens ook niet voldoende en nauwkeurige informatie om een gedetailleerde stratigrafie op te stellen.

Inderdaad de profielen opgesteld aan de hand van deze boringen, komen niet volledig overeen met de sekties die konden waargenomen worden ter gelegenheid van de uitgravingen van de autostrade (cf. 2.4.6.2.). De profielen geven slechts een zeer globaal beeld weer van de sedimentaire sequentie.

2.1.1.2. O n t s l u i t i n g e n

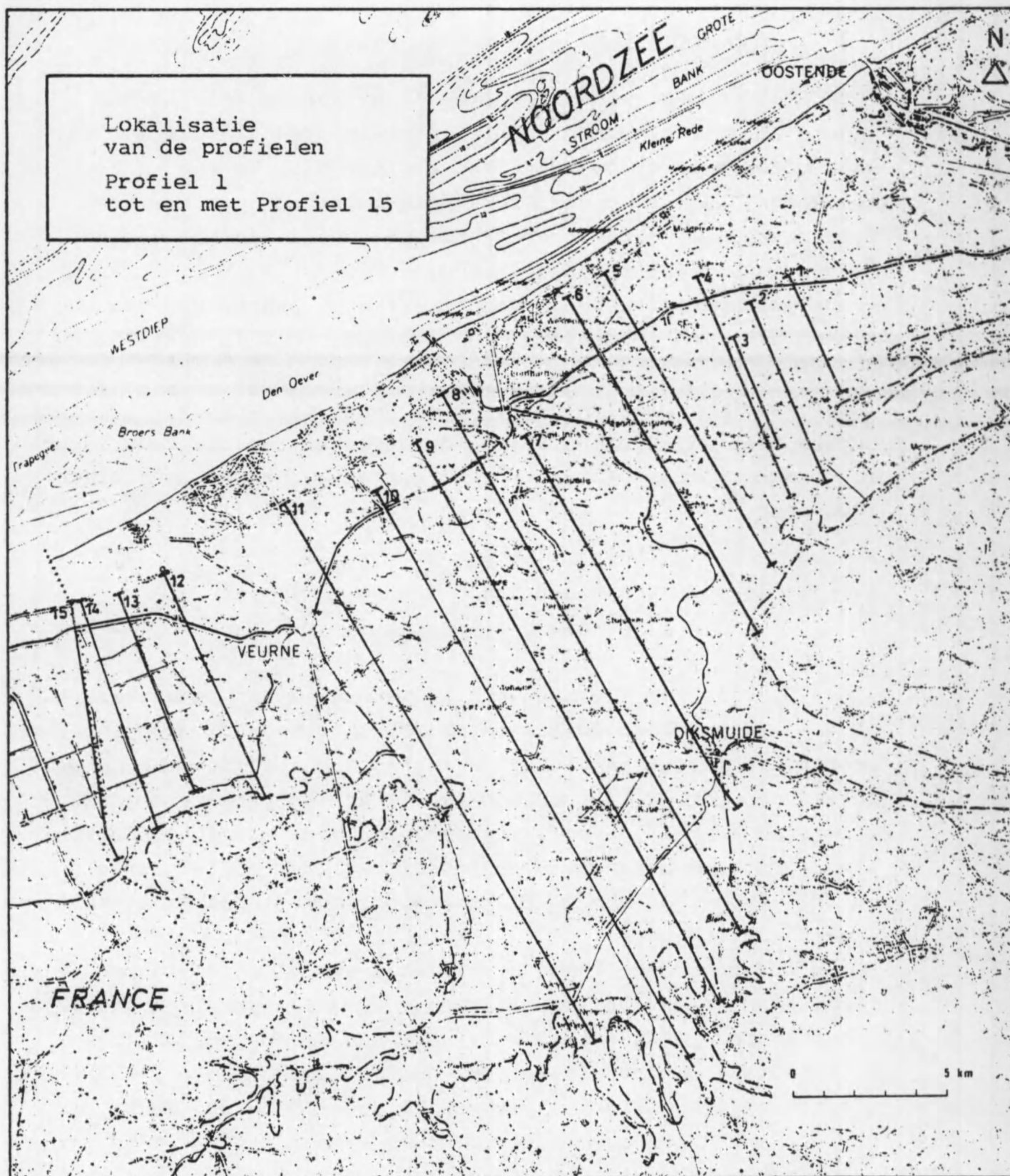
Tijdens de veldwerkperiode zijn naar aanleiding van wegen- en andere werken enkele ontsluitingen tijdelijk zichtbaar gekomen in de omgeving van Booitshoeke, Veurne en te Nieuwpoort langsheen de IJzer. Deze ontsluitingen die veel informatie opleverden betreffende de genese van het gebied werden in een profiel opgetekend.

De archeologische opgraving 'Leffinge, Zwarte Weg' van de "Vereniging voor Oudheidkundig Bodemonderzoek in West-Vlaanderen" onder leiding van dr. H. Thoen, hebben eveneens zeer interessante profielen opgeleverd. De studie van deze profielen hebben veel bijgedragen om een duidelijker inzicht te krijgen in de opbouw en evolutie van het gebied gedurende de laatste 3000 jaar.

2.1.1.3. 14 - C d a t e r i n g e n e n p o l l e n a n a l y t i s c h o n d e r z o e k

Slechts twee veensequenties werden in het kader van deze studie systematisch pollenanalytisch onderzocht. De pollenpreparaten werden aanvankelijk in een laboratorium van de B.G.D. bereid door dr. C. Verbruggen die tevens de preparaten analyseerde en de resultaten interpreteerde. Het diepere gedeelte van 2 gestoken boringen werd onderzocht door dr. W. Zagwijn en dr. J. de Jong van de Rijks Geologische Dienst van Nederland.

De ouderdomsbepalingen door middel van de 14-C methode zijn verricht op veen. Deze bepalingen werden aanvankelijk uitgevoerd in het Laboratorium voor Algemene Plantkunde (Rijks-universitair Centrum Antwerpen) onder leiding van dr. R.Vanhoorne, die tevens een pollenanalyse van de veenmonsters gemaakt heeft. Een reeks van 10 veenmonsters werden eveneens bepaald op het 14-C en 3-H Laboratorium van de 'Niedersachsisches Landesamt für Bodenforschung' te Hannover onder leiding van dr. M.A. Geyh. De laatste ouderdomsbepalingen konden uitgevoerd worden op het 14-C Laboratorium van het 'Koninklijk Instituut voor het Kunstpatrimonium' te Brussel onder leiding van dr. M. Dauchot.



Figuur 9

De te bepalen monsters werden steeds genomen aan de basis en/of top van een veenlaag of in de veensequentie zelf, daar waar door het palynologisch onderzoek bepaalde belangrijke ecologische niveaus of veranderingen aangetoond werden. Recent plantenmateriaal, wortels en rhizomen werden zo veel mogelijk uit de veenmonsters verwijderd om contaminatie te vermijden (Streif, 1971, 1972 en Roeleveld, 1974). De ouderdom van de monsters is in deze studie steeds uitgedrukt in conventionele 14-C jaren B.P. (before present = vóór 1950 A.D.)

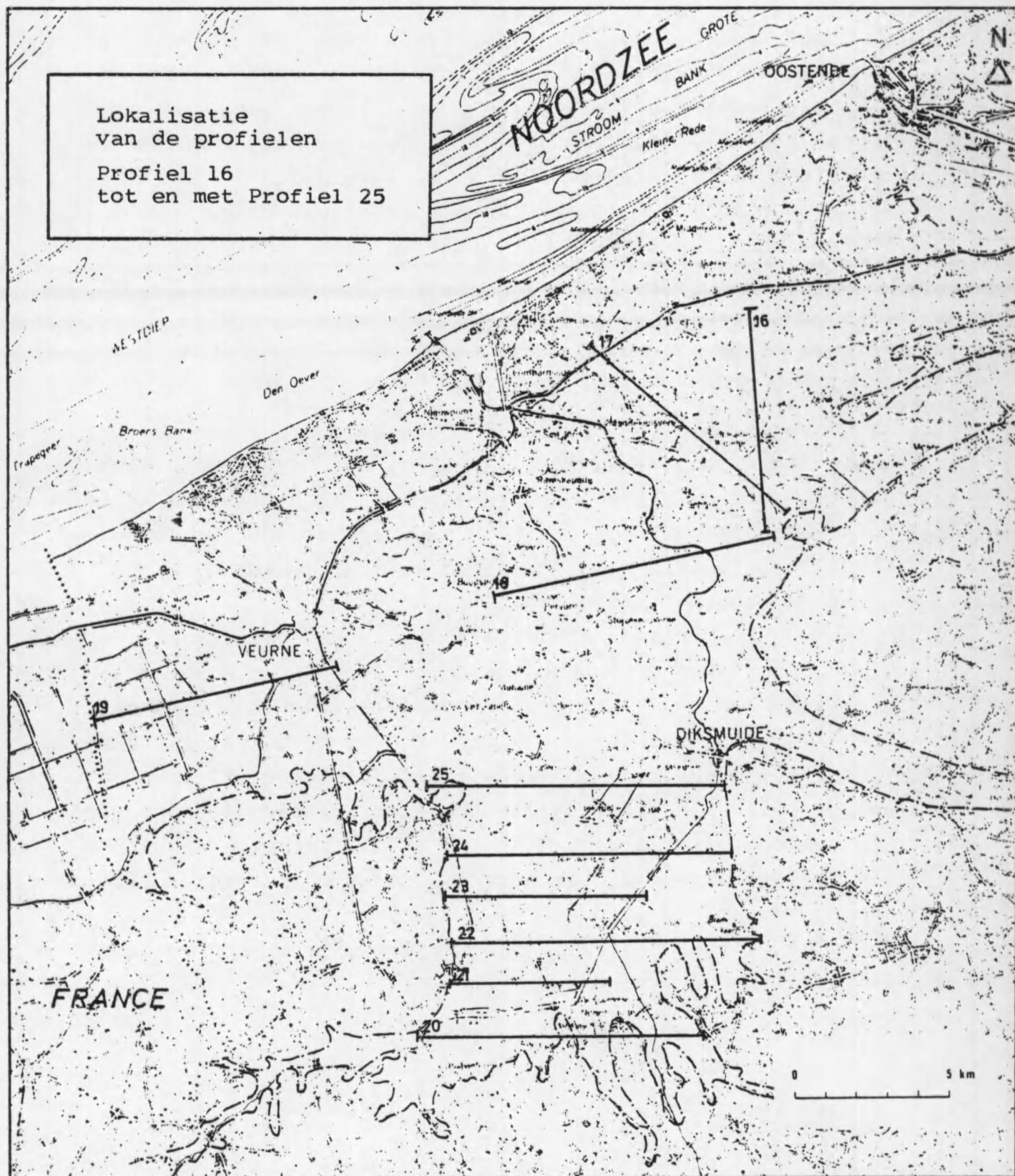
1.2. VERWERKING VAN DE GEGEVENS

1.2.1. P r o f i e l e n

Nagenoeg alle verzamelde boorgegevens werden grafisch voorgesteld per boring (bijlage 2). Daarbij werden symbolen gekozen voor de lithologie alsmede voor de bijzondere kenmerken. Het kalkgehalte, de kleur, aard van de grenzen, erosieniveaus en de belangrijkste sedimentaire stukturen werden naast de boorlog opgetekend.

Aan de hand van deze boorlogs werden een hele reeks geologische profielen opgemaakt. Deze profielen zijn evenwijdig aan mekaar en loodrecht gericht op de aktuele kustlijn omdat op deze manier een duidelijk en volledig beeld wordt verkregen van de evolutie in de opbouw van de kustvlakte (fig. 9 & 10). In het zuidelijk gedeelte van het studiegebied werden tevens een reeks profielen gemaakt dwars op de IJzer, om de eventuele invloed van de rivier doorheen de Holocene periode te kunnen nagaan.

In de profielen worden de boringen gekorreleerd volgens lithogenetische eenheden.



Figuur 10

2.1.2.2. Profieltypenkaarten

2.1.2.2.1. Selektieren van profieltypen

Aan de hand van de profielen werden de elementen verzameld om profieltypen te selektieren die dan op hun beurt de elementen moeten vormen om de profieltypenkaart op te stellen (cf. 1.4. ; fig. 11).

Allereerst werden daarom alle boringen onderverdeeld volgens de 3 hoofdtypen, zijnde de complexen: X, Y of Z. Achtereenvolgens werden per boring en per complex de verschillende sequenties onderscheiden met hun respectievelijke lithogenetische inhoud.

Op basis van deze gegevens zijn uiteindelijk de speciale profieltypen per kaartblad geselecteerd kunnen worden.

Hiertoe was het noodzakelijk om per verschillende sequenties de verschillende lithogenetische eenheden, en/of de opeenvolging van meerdere verschillende lithogenetische eenheden, na te gaan in iedere boring. Op die manier werd iedere boring door een typische combinatie van opeenvolgende lithogenetische eenheden gekenmerkt. Deze typische combinatie komt dan overeen met een "speciaal profieltype" (fig. 11).

Het opstellen van deze combinatie "sequentie/lithogenetische eenheden" per boring, leidde uiteindelijk tot een te groot aantal speciale profieltypen wat de leesbaarheid van de kaart sterk bemoeilijkt.

Daarom moesten de meest representatieve profieltypen per kaartblad geselecteerd worden op basis van het numeriek voorkomen van een bepaald speciaal profieltype.

In geval sommige speciale profieltypen maar enkele keren voorkwamen, moest er overwogen worden of dit profieltype specifieke en belangrijke informatie geeft die niet tot uiting komt in de andere typen. In dat geval moet zo'n profieltype behouden blijven. Indien het profieltype echter nauw aansluit bij een ander type, werd het erdoor vervangen.

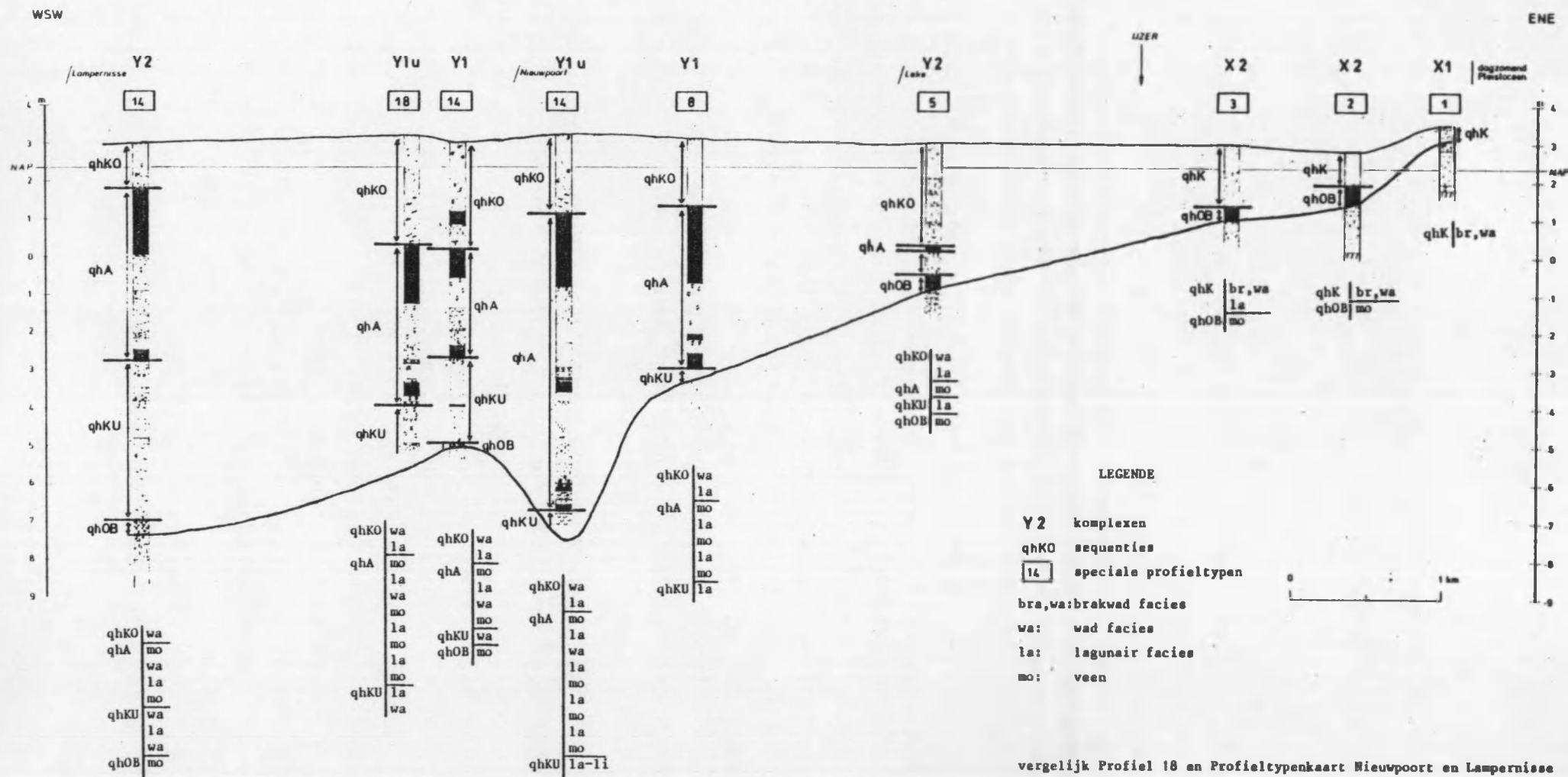


Fig. 11 Selektie van profieltypen

Uiteindelijk werden de geselecteerde profieltypen genummerd en samengebracht in een schematisch profiel dat de basis vormde voor het opstellen van de profieltypenkaart. Deze selectie werd voor ieder kaartblad afzonderlijk doorgevoerd (zie de profieltypenkaarten van Nieuwpoort, Veurne, Lampernisse en Lo).

Daarenboven werd voor het kaartblad Nieuwpoort 3 verschillende reeksen van profieltypen geselecteerd en ook 3 verschillende schematische profielen opgesteld om de evolutie in de opbouw van een profieltypenkaart beter aan te tonen, vertrekkende van weinig profieltypen om te komen tot een profieltypenkaart met een groot aantal profieltypen.*

2.1.2.2.2. Opbouw van een profieltypenkaart

Bij het opmaken van de profieltypenkaart werden de speciale profieltypen als het ware weer uit elkaar getrokken volgens de verschillende opeenvolgende sequenties.

Per sequentie, te beginnen met de onderste, werd een aparte kaart gemaakt die de verspreiding weergeeft van de verschillende lithogenetische eenheden die voorkomen in de geselecteerde profieltypen. Op die manier werd hier per kaartblad een aparte kaart gemaakt voor respectievelijk de qhKU, de qhA en de qhKO. Het projekteren van deze 3 kaarten op elkaar heeft dan uiteindelijk geleid tot de definitieve profieltypenkaart, waarin alle geselecteerde profieltypen terug te vinden zijn.

Logischer wijze moet men in feite beginnen met het opstellen van een kaart waarop de verspreiding van het basisveen (qhOB) weergegeven wordt. Zoals te voren reeds werd vermeld, zijn vele boringen in deze studie onvolledig in de diepte en de aanwezigheid van het basisveen is bijgevolg op sommige plaatsen niet met zekerheid gekend. De meeste boringen in het gebied waar de Holocene sedimenten een dikte bereiken van meer dan 8 m, moeten dus in feite als onvolledig bestempeld worden.

*Bij de beschrijving van de Holocene sedimenten wordt er steeds naar de meest gedetailleerde profieltypenkaart van Nieuwpoort verwezen.

Om het karteringssysteem toch te kunnen toepassen, werd op de kaart de al of niet aanwezigheid van het basisveen niet beschouwd in deze diepere, onvolledige boringen. Er werd slechts rekening mee gehouden daar waar de Holocene sedimenten een dikte hebben van minder dan 8 m.

2.1.2.3. P a l e o g e o g r a f i s c h e k a a r t e n

Aan de hand van een synthese van alle beschikbare gegevens werd geprobeerd om een globaal overzicht te geven van de evolutie van de kustvlakte doorheen de Holocene periode. Deze evolutie wordt voorgesteld door middel van paleogeografische kaarten.

Op basis van een nieuw opgestelde chronostratigrafie werden 4 paleogeografische kaarten gemaakt die een beeld weergeven van de evolutie en ontwikkeling in de genese en opbouw van de kustvlakte.

De paleogeografische kaarten geven de toestand van de kustvlakte weer in de volgende perioden: omstreeks 7000 j. B.P., omstreeks 6500 j.B.P., omstreeks 5500 j.B.P. en omstreeks 4500 j.B.P..

2.2. ANALYSE VAN DE BELGISCHE LITTERATUUR

2.2.1. INLEIDING

Een kort overzicht geven van de Belgische literatuur omtrent de Holocene geologie, zou in deze studie nog weinig zin hebben.

Ozer publiceerde reeds in 1976 een samenvatting van al de gekende gegevens van de kustvlakte en in 1970 hebben Tavernier & Ameryckx de belangrijkste informatie over de kustvlakte opnieuw naar voor gebracht, weliswaar niet onder de vorm van een literatuuroverzicht.

De literatuur over de kustvlakte is, zeker voor de periode tussen 1952 en 1973, gekenmerkt door het overnemen van informatie en herhalingen van vorige publikaties, zonder dat dit echter uitdrukkelijk vermeld werd.

Daardoor komen de beschrijvingen zeer algemeen en vaag over. Duidelijke verwijzingen naar specifieke plaatsen, alsmede geologische detailkaarten of gegevens zoals bv. de beschrijvingen en tekeningen van profielen en boringen, ontbreken doorgaans in de meeste publikaties, althans voor het westelijk deel van de kustvlakte.

Daarom is het onze bedoeling om in deze studie het algemene en het vage van de publikaties in het licht te stellen en na te gaan op welke basis de steeds opnieuw terugkerende oude gegevens gefundeerd zijn.

Daarom werd in deze studie geen korte samenvatting gebracht, doch een eerder uitvoerige analyse van de literatuur over de Belgische kustvlakte, en meer in het bijzonder over het westelijk deel ervan.

In deze analyse werd de literatuur nagegaan vanaf ongeveer het begin van deze eeuw. Om het algemene en de herhalingen beter tot uiting te laten komen, werd de analyse

ingedeeld volgens de meest gebruikelijke stratigrafische eenheden, m.n. het basisveen, de afzetting van Calais, het oppervlakte veen en de afzetting van Dunkerque. De bespreking van iedere eenheid wordt gevolgd door een besluitende samenvatting.

De schrijfwijze van de stratigrafische nomenclatuur werd overgenomen zoals ze door de auteurs zelf werd genoteerd.

2.2.2. HET BASISVEEN

De term basisveen wordt in deze studie gebruikt om de veenlaag aan te duiden die aan de basis ligt van het pakket Holocene sedimenten. In de litteratuur wordt het basisveen vermeld onder de benamingen "veen op grote diepte", "veen-op-grotere-diepte", "tourbe de grande profondeur" of "tourbe profonde".

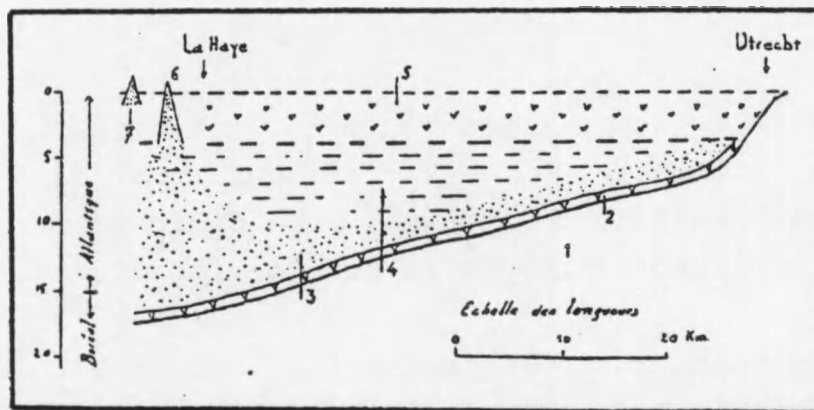
Het basisveen wordt in de litteratuur over de Belgische kustvlakte pas beschreven vanaf 1943. Voorheen hadden noch Cornet (1927), noch Hacquaert (1930), noch Tavernier (1938) het bestaan ervan gemeld.

Halet (1931) had weliswaar in een reeks boringen het voorkomen van dieper gelegen veenlagen beschreven (rond -18 m te Knokke, tussen -14 en -15 m te Oostende, op -12 m te Wenduine). Deze diepere veenlagen worden echter nog steeds niet aanzien als de basis van de postglaciale mariene afzettingen, omdat Halet alle Kwartaire sedimenten van de kustvlakte beschouwde als zijnde afgezet gedurende één en dezelfde flandriaanse transgressie. De sedimenten zowel boven als onder de diepere veenlagen worden samen beschreven als "sables pissards".

Na een vergelijking met de kustvlakte in Nederland, schrijft Tavernier (1943) op een zeer algemene wijze dat het veen op grote diepte ook in België op verschillende plaatsen werd aangeboord. Verdere gegevens worden er echter niet bijgevoegd. Heel waarschijnlijk heeft de auteur de boorbeschrijvingen van Halet (1931) als referentie gebruikt.

Pas in 1946 wordt door Tavernier (1946) meer aandacht geschonken aan het basisveen. Na een vergelijking met de studies in Nederland, verklaart de auteur dat het veen op grotere diepte niet als een herkenningsniveau kan beschouwd worden, omdat:

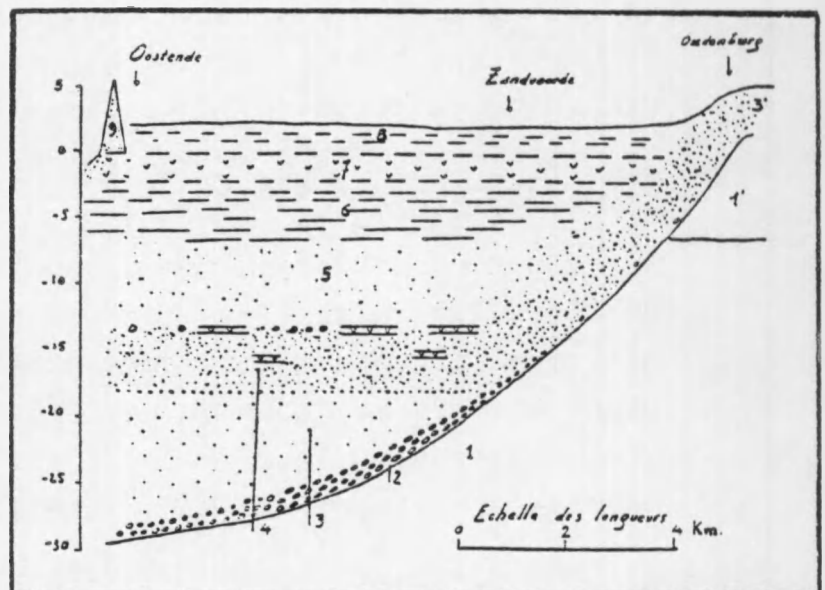
- het niveau minder konstant is (dan in Nederland) door het lensvormig karakter van de veenlaag



Coupe schématique de la plaine maritime des Pays-Bas.

1. Sédiments inférieurs à la tourbe profonde; 2. Tourbe profonde (l'ailure de cette couche est déduite de la carte par courbes de niveau de F. FABER); 3. Sable inférieur des polders (oud zeezand); 4. Argile inférieure des polders (oud zeelei); 5. Tourbe de surface; 6. Dunes anciennes; 7. Dunes récentes.

Figuur 12. Vergelijkende schematische profielen van Nederland en België



Coupe schématique de la plaine maritime belge.

1 et 1'. Tertiaire (respectivement Yprésien et Panisèlien); 2. Zone graveleuse importante formant la base des dépôts quaternaires dans les parties profondes de la plaine maritime belge; 3. Sables marins et estuariens (sable d'Ostende de l'assise d'Ostende); 3'. Sables de couverture en dehors de la plaine maritime avec cailloux épars à la base (drift); 4. Couches de passages sablo-limoneuses, avec zones tourbeuses ou graveleuses, se rattachant au drift en dehors de la plaine maritime (sable de Leffinghe de l'assise d'Ostende); 5 et 6. Respectivement sables inférieurs des polders (sables pissards) et argile inférieure des polders formant l'assise de Calais; 7. Tourbe de surface (gallo-romaine); 8. Sables et argiles supérieurs des polders post-gallo-romains (assise de Dunkerque); 9. Dunes actuelles, qui, à Ostende, se sont formées au-dessus de la tourbe de surface par suite de la régression de la côte, les dunes anciennes (internes) n'étant pas conservées au Sud de l'estuaire de l'Yser.

(overgenomen uit Tavernier, 1946).

- het veen op mariene en estuariene sedimenten* (assise d'Ostende) rust, die, naar hun fauna, als "flandrien" beschouwd worden (waarbij Tavernier verwijst naar Rutot en Dubois). Deze sedimenten, evenals de zanden die op het diepte veen liggen, zouden tot éénzelfde opvullingscyclus behoren: "la transgression flandrienne". Daartegenover bevindt het veen op grotere diepte zich in Nederland aan de basis van de mariene postglaciale afzettingen.

De vergelijkende schematische profielen van de kustvlakte van Nederland en van België (fig. 12) tonen duidelijk aan dat er een grote verwarring bestaat betreffende de betekenis van de termen Holocene en Flandrien.

Volgens Tavernier worden de sedimenten van de "cycle flandrien" in België aangetroffen op -35 m, terwijl ze in Nederland voorkomen tot -15 m à -20 m. Bij een vergelijking van de 2 figuren (fig. 12) valt het op dat de venige lenzen in de Belgische kustvlakte en de doorlopende veenlaag in de Nederlandse kustvlakte beiden voorkomen rond het niveau -15 m.

Tavernier geeft echter geen commentaar op deze opvallende overeenkomst. Hij hecht alleen belang aan het feit dat in Nederland het veen op grote diepte steeds voorkomt aan de basis van de mariene sedimenten, terwijl dat dit in België, volgens hem, niet het geval is.

In dezelfde publikatie besluit Tavernier dat de "Assise d'Ostende" onmogelijk kan behoren tot de "cycle flandrien postglaciaire", maar moet beschouwd worden als een "dépôt interstadial du Würmien".

Het is echter merkwaardig dat de auteur in deze publikatie niet meer terugkomt op het probleem en de positie van het "veen op grote diepte" dat, volgens zijn nieuwe

*volgens de bijgaande figuur (fig. 12) komen de veenlenzen voor in en aan de top van de "sable de Leffinghe" en worden ze in de legende niet beschreven als marien, maar als "couches de passage sablo-limoneuses...".

interpretatie, stratigrafisch op de afzettingen van het "interstadiaal du Wymien" komt te liggen en dus niet meer op de sedimenten die behoren tot de "cycle flandrien post-glaciaire". Bijgevolg kunnen de door hem genoemde venige lenzen o.i. nu wel als basisveen beschouwd worden vermits, steeds volgens de nieuwe interpretatie van Tavernier, ze nu wel aan de basis van de mariene postglaciale afzettingen en op sedimenten van Pleistocene ouderdom komen te liggen. In dit geval gaat de vergelijking tussen Nederland en België wel degelijk op.

In een volgende publikatie bespreekt Tavernier (1947) het basisveen niet expliciet. Hij deelt de "Assise d'Ostende" onder in:

- partie inférieure: zone d'Ostende: dépôts marin
- partie supérieure: zone de Leffinghe: dépôts éoliens

Daarbij vermeldt hij de aanwezigheid van veenlagen in de "zone van Leffinghe", maar korreleert deze nog steeds niet met het basisveen.

Ook in de publikatie van 1948 geeft Tavernier (1948a) weinig gegevens. Hij schrijft enkel dat de veenvlakte (waarvan de afzetting bestaat uit "la tourbe profonde") in de atlantische periode bedekt werd met de "assise de Calais". In een bijgaande tabel wordt -in tegenstelling tot de tekst- wel voor de preboreale en boreale perioden het basisveen vermeld: "localement formation de tourbe profonde (pro parte)".

Tot ongeveer 1950 is over het bestaan van het basisveen in de Belgische litteratuur maar bitter weinig gekend. Een nieuwe hypothese wordt zelfs vooropgesteld wanneer Tavernier (1954) het bestaan van het basisveen in de kustvlakte volledig in twijfel trekt. Hij schrijft dat er in de meeste gevallen een vegetatiehorizont bestaat onder de "sable pissards". De auteur verwijst daarbij naar de onderzoeken van Stockmans & Vanhoorne om te besluiten dat dit humeuze niveau of vegetatiehorizont zich niet gevormd heeft vóór de atlantische periode.

Dit niveau, dat Tavernier korreleert met het basisveen, kan volgens hem bijgevolg niet beschouwd worden als de grens tussen het Pleistoceen en het Holoceen. Het is volgens de auteur enkel maar in de erosievalleien, die het gebied buiten de kustvlakte draineren, dat er zich veen heeft gevormd tijdens de postglaciale zeespiegelrijzing.

Het is duidelijk dat er hier verwarring bestaat tussen het basisveen en de toen nog niet gekende verschillende veenlagen die voorkomen in de afzetting van Calais. Het zijn nl. die verschillende diepere veenlagen die toen geïnterpreteerd werden als basisveen.

Het artikel van Tavernier & Moormann (1954) is, voor wat betreft het basisveen, een herhaling van de publikatie van Tavernier (1954). Er wordt zelfs aan toegevoegd dat de kustvlakte relatief droog was gedurende het Tardiglaciaal en het begin van het Holoceen, omdat de venige niveaus, daterend uit deze perioden, zo goed als volledig ontbreken.

In 1958 wordt door Tavernier & Ameryckx (1958) het bestaan van het basisveen blijkbaar opnieuw aanvaard, zonder weliswaar nieuwe feiten of gegevens te vermelden. De auteurs schrijven nl. : "de postglaciale zeespiegelrijzing maakte het gebied moerassig en plaatselijk vormde zich een veenlaag, veen op grote diepte". Stratigrafisch rekenen ze het veen tot het Midden - Holoceen.

Maréchal, De Breuck, De Moor & Verheye (1964) spreken zeer vaag en twijfelachtig over het basisveen. Ze schrijven enkel: "dat aan het plaatselijk voorkomende zgn. 'veen op grote diepte' vermoedelijk slechts een tardiglaciale ouderdom mag toegekend worden". Het basisveen wordt dus in hun opvatting zelfs niet meer tot het Holoceen gerekend.

Aan het voorkomen van het basisveen in de Belgische kustvlakte wordt blijkbaar vanaf ongeveer 1960 niet veel aandacht meer geschonken. Een reeks publikaties handelend

over de kustvlakte vatten de bespreking ervan aan amper bij het begin van het Atlanticum (Moormann & Ameryckx, 1950; Ameryckx, 1959 en Paepe, 1960).

In de publikaties van Ameryckx (1960, 1961) wordt het basisveen meestal beschreven als een dunne laag tussen de Pleistocene- en de bedekkende recentere afzettingen. De auteur korreleert deze laag met het veen op grote diepte dat gevormd werd tijdens het Boreaal. Maar hij voegt eraan toe (weliswaar zonder enige referentie) dat volgens de jongste gegevens dit veen in de Vlaamse kustvlakte gedeeltelijk ook van Atlantische ouderdom schijnt te zijn. Heel waarschijnlijk wordt door Ameryckx ook de onderzoeken van Stockmans & Vanhoorne bedoeld, waar Tavernier (1954) reeds in 1954 naar refereerde, alhoewel toen bleek dat het veen zich niet gevormd had vóór de atlantische periode en er dus geen sprake was van een gedeeltelijke atlantische ouderdom.

In een poging tot een nieuwe stratigrafische onderverdeling van de Oostelijke kustvlakte schrijven De Breuck, De Moor & Maréchal (1969) niet expliciet over het basisveen. Ze onderscheiden wel een nieuw ingevoerde formatie: "de afzetting van Wenduine". Deze laatste in een grinthoudende laag met vooral bovenaan dunne venige laagjes die afgezet werd op het einde van het Weichseliaan of in het begin van het Holoceen en die gedateerd werd op 11349 j.B.P.*. De auteurs schrijven wel dat dit niveau, door zijn algemene verbreiding, waarschijnlijk stratigrafisch een grote betekenis heeft. Ze vermelden echter niet of dit niveau eventueel kan gekorreleerd worden met het basisveen.

In een algemene publikatie van Tavernier & Ameryckx (1970) over de kustvlakte wordt ook in vage bewoordingen over het basisveen geschreven. Er wordt vermeld dat "tijdens het Boreaal er in de kustvlakte een veenlaag gevormd wordt, die in het Belgische kustgebied slechts plaatselijk als

*14-C datering op schelpen

een dunne laag voorkomt tussen de Pleistocene en de bedekkende jongere afzettingen". Daarbij refereren de auteurs naar de publikaties van Tavernier 1947 en 1954, terwijl deze paragraaf letterlijk terug te vinden is in het hoger vermelde werk van Ameryckx (1960). Nochtans is de publikatie van Tavernier (1954) uitgesproken dé publikatie waar het veen op grote diepte niet als aanvaardbaar niveau, als grens tussen het Pleistoceen en het Holoceen, beschouwd werd.

De auteurs halen verder over het basisveen ook nog aan: "volgens de jongste gegevens schijnt dat veen daar ook gedeeltelijk van atlantische ouderdom te zijn. In Nederland daarentegen betreft het een belangrijke en doorlopende veenlaag, het zogenaamde 'veen op grote diepte'*".

Ook hier wordt voor de ouderdomsbepaling geen referentie vermeld. Heel waarschijnlijk gaat het opnieuw om de resultaten van de onderzoeken van Stockmans & Vanhoorne die in de publikaties van Tavernier (1954) en Ameryckx (1960) als "recente" onderzoeken vermeld werden.

Voor het eerst in de Belgische literatuur wordt een gedetailleerd geologisch profiel gegeven van een deel van de Belgische kustvlakte door Paepe (1971). De auteur vermeldt het basisveen niet en laat trouwens het Holoceen aanvangen met de "afzetting van Calais", waardoor moet verondersteld worden dat het basisveen volledig ontbreekt in de bestudeerde sekte**.

*In Nederland werd deze term tenminste al sinds 1960 vervangen door basisveen (De Jong & Hageman, 1960).

**Eigen onderzoek heeft uitgewezen dat de boormethode en bemonstering uitgevoerd door het R.I.G. zeer ontoereikend zijn om een degelijke stratigrafie te kunnen opstellen in Holocene sedimenten (cf. 2.4.6.2.).

In de boringen van een meer westelijk deel van deze auto-snelweg, beschreven door Baeteman, Lambrechts & Paepe (1974) zijn eveneens geen aanduidingen voor de aanwezigheid van het basisveen. Het Holoceen vangt ook hier aan met de "afzettingen van Calais" die onmiddellijk op het Tertiair substraat rusten.

In het bibliografisch werk van Ozer (1976) over de polders en de kust, wordt het basisveen vermeld zoals in Tavernier & Ameryckx (1970). Het is daarbij merkwaardig dat, eveneens verwijzend naar de pollenanalytische studie van Stockmans & Vanhoorne (1954), de ouderdom van het basisveen nu iets ruimer gesitueerd wordt, nl. "hetzij Boreaal, hetzij begin van het Atlanticum" en dus niet meer "van gedeeltelijk Atlantische ouderdom".

Volgens Baeteman (1978) zijn er helemaal geen aanduidingen voor de aanwezigheid van het basisveen.

In een algemeen artikel over de Belgische kustvlakte gedurende het Kwartair, van Paepe & Baeteman (1979) wordt een veenlaag op -9 m diepte, die slechts lokaal gevonden werd, gekorreleerd met het basisveen.

Resumerend

De aanwezigheid van het basisveen in de kustvlakte werd steeds met vage en sporadische gegevens aangeduid. Het is enkel en alleen Halet (1931) die feitelijke gegevens brengt over de aanwezigheid van veenlagen, dieper dan het oppervlakte veen. Tavernier is voorts de enige auteur die deze gegevens in 1946 heeft overgenomen, hoewel hij het diepere veen niet durft te korreleren met het basisveen omdat de stratigrafie van de sedimenten in de kustvlakte zelf nog zeer verward was.

In het algemeen is uit de litteratuurgegevens niet met zekerheid te achterhalen of er al dan niet basisveen aanwezig is in de Belgische kustvlakte.

De vraag dient gesteld te worden of er in België ook geen verwarring bestond omtrent de interpretatie van de

term "veen op grote diepte".

In Nederland werd trouwens al vrij vlug de term basisveen gebruikt (De Jong & Hageman, 1960). Deze werd later door Hageman (1963) gedefinieerd als volgt:

"Basisveen-afzettingen: onder de basisveen-afzettingen verstaan wij de veen-afzettingen direkt gelegen op pleistocene afzettingen mits gelegen in een gebied waar deze voorkomen onder de Afzettingen van Calais, met als regel een dikte van tenminste 1 m."

In België heeft men waarschijnlijk steeds meer aandacht besteed aan de "diepte" van het veen dan wel aan het feit of het al dan niet op Pleistocene (of oudere) sedimenten ligt. De onafhankelijkheid van het basisveen ten opzichte van de diepte waarop het voorkomt, werd nochtans door Jelgersma (1961) aangetoond: "het veen dat bijna overal het Pleistoceen oppervlak bedekt en van Holocene ouderdom is, wordt "Lower peat" genoemd. Meer landinwaarts komen de "Upper peat" (oppervlakte veen) en "Lower peat" tesamen."

Daarenboven voegt Jelgersma er nog aan toe dat de ouderdom van de "Lower peat" wel afhankelijk is van de diepte van het Pleistoceen oppervlak; de ouderdom vermindert met een hogere ligging van het Pleistoceen oppervlak.

Aan deze resultaten en vaststellingen werd in de Belgische litteratuur blijkbaar geen gevolg gegeven.

2.2.3. DE AFZETTING VAN CALAIS

Gosselet (1893) gebruikte de term "sable pissart" om het zandig facies aan te duiden van de sedimenten die voorkomen onder het oppervlakte veen. Hij beschrijft de "sable pissart" als een fijn groenachtig zand, doordrongen van water. Volgens Gosselet is de "sable pissart" gescheiden van het oppervlakte veen door een blauwe of grijze kleilaag. De auteur geeft geen bepaling van de onderste grens van deze afzetting.

Blanchard (1906) noemt het pakket sedimenten dat zich bevindt onder het (oppervlakte-) veen en boven het Tertiair ook "sables pissarts"*. De sedimenten bereiken volgens de auteur een dikte van 20 à 30 m. Hij beschrijft ze als grijs, zeer fijn zand, volledig doordrongen van water. Aan de basis wordt het materiaal meestal grof, terwijl aan de top, tot een dikte van 3 m, het zand dikwijls kleiiger wordt. Het kleiig facies wordt door de auteur geïnterpreteerd als een lagunaire afzetting.

Cornet (1927) neemt de benaming "Assise de Calais" over van Dubois (1924) (cf. 1.1.2.), maar plaatst de afzetting nog in het "Pléistocène de la Plaine maritime". Hij beschrijft de sedimenten zeer algemeen als zandige klei tot klei. De klei die zich onder het oppervlakte veen bevindt zou zich gevormd hebben onder dezelfde omstandigheden als de polderklei (= de klei die boven het veen voorkomt).

Halet (1931) is van oordeel dat er geen grens kan getrokken worden tussen de "Assise de Calais" en de "Assise d'Ostende", zoals Dubois (1924) had voorgesteld. Hij plaatst bijgevolg alle afzettingen van de kustvlakte, voorkomend onder het oppervlakte veen, in het Boven Pleistoceen. De sedimenten die overeenkomen met de "Afzetting van Calais"

*De schrijfwijze van "sable pissart" wordt hier overgenomen zoals ze door de auteurs zelf werd opgeschreven.

worden door Halet als zand beschreven met intercalaties van veenlagen die hij interpreteert als stilstanden gedurende de "flandriaanse transgressie".

In de boring van Wenduine* interpreteert hij de "banc vaseux" als een oude kreek of als een lagunaire afzetting. De diepere zandige sedimenten worden door Halet "sables pissards" genoemd. Er moet wel opgemerkt worden dat alle boringen die hier door Halet bestudeerd werden, gesitueerd zijn in de onmiddellijke nabijheid van de aktuele kustlijn en bijgevolg niet representatief kunnen zijn voor de gehele kustvlakte.

Tavernier (1938) vermeldt de "Afzetting van Calais" niet, maar schrijft dat door de zeespiegelverhoging, tengevolge de flandriaanse transgressie, er mariene afzettingen ontstonden. Hij gaat wel iets dieper in op het ontstaan van het "Nauw van Kales", dat volgens hem reeds vroeger bestaan heeft, maar dat zich met de flandriaanse transgressie definitief en ongeveer in zijn huidige gedaante, gevormd heeft.

In de publikatie van Tavernier (1943) blijft de beschrijving van de "Afzetting van Calais" nog steeds even vaag: "in de zeevlakte gebeurde tijdens het Atlantisch de afzetting van een zandig sediment met soms plaatselijke veenlagen (sables pissards), waarin Rutot en Dubois verschillende assisen onderscheiden hebben". Een nadere omschrijving van deze verschillende assisen wordt niet gegeven.

Tavernier houdt hier blijkbaar geen rekening met het feit dat de term "sables pissarts", door Blanchard gebruikt, een veel ruimere betekenis had. De auteur hecht echter wel opnieuw veel belang aan de mariene doorbraak van het "Nauw van Kales" die hij thans in deze publikatie 'ongeveer' (sic) laat overeenkomen met het Atlantisch van Blytt-Sernander.

*een boring uit een reeks boringen, die uitgevoerd werden voor de Belgische Geologische Dienst en die gelokaliseerd zijn langsheen de kustlijn. Deze boringen werden dikwijls door talrijke auteurs als referentieboringen gebruikt.

In de publikatie van 1947 schrijft Tavernier over de "Assise van Calais" dat ze alleen nog een gemiddelde dikte van 10 m heeft en in haar bovenste gedeelte uit een afwisseling van zandige en kleiige lagen bestaat. Hij vergelijkt de omstandigheden van de vorming ervan met de Waddenzee in Nederland.

De ouderdom van de afzetting is hier niet erg duidelijk gesteld. Eigenaardig genoeg stelt de auteur de postglaciale periode gelijk met het Atlanticum, de periode waarin zich de Littorina transgressie voordeed. Tavernier schrijft verder dat er rond 5000 jaar vóór onze tijdrekening ($\pm$ 7000 B.P.) zich een duinengordel gevormd heeft, waardoor de zee de vlakte niet meer kon bereiken, daar waar ze de "Afzetting van Calais" zopas had afgezet.

Deze bewering veroudert de "Afzetting van Calais" aanzienlijk. Daarbij moet de vraag gesteld worden wat er gebeurd is in de periode tussen de afzetting van de Calais sedimenten ($\pm$ 7000 B.P.) en het begin van de veenvorming ($\pm$ 4000 B.P.).

De "Assise van Kales" werd in België in 1948 uiteindelijk gedefinieerd door Tavernier (1948b) als: "het geheel van mariene sedimenten van postglaciale ouderdom thans achter deze duinengordel* gelegen.

De postglaciale ouderdom lijkt hier zeer ruim gesteld, tenzij Tavernier dit gelijkschakelt met het Atlanticum. Anders zou dit betekenen dat de "Assise van Kales" overeenkomt met de volledige Holocene opvullingssequentie. Dit is dan niet meer in overeenstemming met de vorige publikaties waarin de sedimenten van de "Afzetting van Calais" afgezet werden tijdens het Atlanticum. De auteur beschrijft de sedimenten trouwens als materiaal dat afgezet werd langs onze kust die op het einde van de Atlantische periode (ongeveer 2000 j. vóór onze tijdrekening) een waddengebied vormde.

* "rond 2000 j. voor onze tijdrekening werd een doorlopende duingordel opgebouwd, waardoor de toegang van de zee tot het waddengebied afgesloten werd" (Tavernier, 1948b).

Uiteindelijk geeft Moormann (1951) enkele nieuwe gegevens betreffende de "Afzetting van Calais". Hij beschrijft de afzetting niet meer eenvoudigweg als zand, maar beschouwt ook geheel kleiige profielen, waarin hij duidelijk verschillende horizonten aantreft die gescheiden zijn door licht humeuze bandjes. De auteur interpreteert deze als een aanduiding voor een onregelmatige aangroei van de waddenplaat, wat misschien een gevolg is van een niet gelijkmatige stijging van de zeespiegel. Deze ideeën worden dan ook overgenomen door Tavernier in een publikatie van 1954.

Tavernier & Moormann (1954) beweren opnieuw, in tegenstelling met Moormann (1951), dat de "Assise de Calais" hoofdzakelijk zandig is (sables pissards) en dat het daarvoor in de Belgische kustvlakte niet mogelijk is om een onderscheid te maken tussen "oud zeezand" en "oude zeeklei", zoals dit in Nederland het geval was. Nochtans had Tavernier (1946) in zijn stratigrafische tabel heel duidelijk vermeld: "Argile et sable inférieurs des Polders (sables pissards)".

De auteurs voegen er daarenboven nog aan toe dat in de zandige sedimenten lokaal kleilenzen voorkomen van 1 à 2 m dikte, maar gaan daar niet verder op in. Wel beweren ze dat de aanwezigheid van venige lagen van verschillende dm dikte, doet veronderstellen dat de stijging van de zeespiegel gedurende het Atlanticum niet doorlopend is geweest, maar onderbroken werd door stilstandsfasen of zelfs kleine regressies. Niettegenstaande al deze gegevens blijven de auteurs de "Assise de Calais" beschouwen als één enkel sedimentatiepakket.

Maréchal (1953) onderscheidt in de Golf van Lo twee verschillende facies in de "Assise van Calais". Een facies van mariene oorsprong in het noorden (bestaande uit slappe, blauwe zandige klei met meer zandige lagen naar de diepte) en in het zuiden een fluviatiel facies in de oude valleien (bestaande uit zandige en kleiige sedimenten met talrijke venige intercalaties). De venige intercalaties worden verklaard door de betrekkelijk geringe toevoer van terrigeen materiaal in de postglaciale valleien.

Vanaf ongeveer 1954 bestaat er een tendens om alle Holocene sedimenten die dieper dan het oppervlakte veen liggen, gewoon te negeren. De "Afzetting van Calais" wordt nog slechts vaag omschreven in een paragraaf waarvan de inhoud meestal letterlijk -gedeeltelijk of volledig- terug te vinden is in verscheidene publikaties* : "Het belangrijkste feit uit de Atlantische periode is de flandriaanse transgressie, tijdens dewelke het Nauw van Kales aanzienlijk werd verbreed en uitgediept. De atlantische sedimenten (assise van Kales, sables pissards, atlantische waddenafzettingen) zijn gemiddeld 10 m dik en vormen het oppervlak van de Frans-Belgische Moeren. Het zijn hoofdzakelijk zandige afzettingen, terwijl ze naar het noorden meer kleiig zijn."

Deze paragraaf werd in feite oorspronkelijk geschreven door Tavernier in 1938 en later in zijn publikaties van 1943, 1947, 1948b en 1954 door hem herhaald en gekompleteerd, terwijl eigenlijk Moormann er de meeste gegevens heeft aan toegevoegd in 1951.

De Breuck, De Moor & Maréchal (1969) spreken helemaal niet meer over de "Afzetting van Calais", maar onderscheiden in het oostelijk kustgebied twee nieuwe formaties die van Atlantische ouderdom zijn: de "Afzetting van Houtave" en de "Afzetting van Zuienkerke".

De ouderdom van de "Afzetting van Zuienkerke" wordt al vlug in twijfel getrokken door Paepe & Vanhoorne (1972a) die aantonen dat deze afzetting van "Late (Weichselian) Glacial" ouderdom is.

In het geologisch profiel van de autostrade Brugge-Calais geeft Paepe (1971a) weinig kommentaar betreffende de "Afzetting van Calais". Het belangrijkste feit is dat deze in

* Ameryckx 1959, 1960, 1961; Lentacker 1972; Maréchal et al. 1964; Ozer 1976; Paepe 1960, 1971b; Tavernier & Ameryckx 1958; Tavernier & Ameryckx 1970.

het oostelijk deel van het profiel ontbreekt, behalve ten noorden van de "rug van Oudenburg-Ettelgem" waar ze slechts aangetroffen wordt in een kleine en ondiepe zone. Daartegenover is de afzetting ten zuiden van de vermelde rug volgens de auteur vrij belangrijk (5 m dik), maar de auteur geeft geen verdere besprekingen.

In navolging van de onderzoeken in Nederland wordt voor het eerst in België door Baeteman et al. (1974) meer aandacht besteed aan de "Afzetting van Calais". Er wordt een lithostratigrafische differentiatie doorgevoerd in vier eenheden (C1 tot C4) waarvan de drie onderste eenheden door twee leden van het Holland Veen worden gescheiden.

Het is met dit profiel dat ook voor de eerste maal de aanwezigheid van veenlagen in de "Afzetting van Calais" duidelijk aangetoond wordt. In deze lithostratigrafische onderverdeling, meestal gebaseerd op het voorkomen van de veenlagen, worden de veenlagen echter wel chronologisch gesitueerd.

De vier verschillende Calais afzettingen worden lithologisch gedefinieerd, maar het is toch niet zeer duidelijk op welke basis de lithostratigrafische indeling doorgevoerd werd. De definities komen bovendien niet steeds overeen met de doorgevoerde differentiatie op het geologisch profiel en er worden ook grenzen getrokken daar waar er in feite geen enkele aanwijzing voor is.

In 1976 houdt Ozer (1976) geen rekening met deze nieuwe resultaten en blijft nog steeds bij de vroegere opvatting dat de "Afzetting van Calais" uit één enkel sedimentatiepakket bestaat.

Vanaf 1977 wordt de "Afzetting van Calais" in een volledig nieuw licht gesteld. Uit de nieuwe onderzoeken (Baeteman 1977, Baeteman 1978 en Paepe & Baeteman 1979) blijkt dat de lithologie van de "afzetting van Calais" niet mag veralgemeend worden over de gehele kustvlakte, maar dat er verschillende landschappen moeten onderscheiden

worden waarin de afzetting op verschillende manieren gebeurde. Zo wordt een onderscheid gemaakt tussen de kustzone waar de afzetting voorkomt als een uitsluitend zandig facies, terwijl naar de poldergrens toe een kleiig facies overheerst dat opgesplitst is door verschillende veenlagen.

Resumerend

De "Afzetting van Calais" werd in de Belgische litteratuur meestal stiefmoederlijk behandeld. Er werd steeds vanuit gegaan dat de afzetting het resultaat was van één enkele transgressie. Aan de sedimenten zelf werden nooit veel studies gewijd.

De weinige geologische data, waar alle verdere verhalen op gebaseerd zijn, bestaan in feite uit enkele boringen van de Geologische Dienst, door Halet bestudeerd. Er wordt echter veel te weinig rekening mee gehouden dat al deze boringen gelokaliseerd zijn nabij de kust. Nochtans worden de resultaten ervan in de litteratuur overgenomen en als algemeen representatief beschouwd voor de gehele kustvlakte.

Ongelukkig genoeg heeft Moormann, die wel meer aandacht besteedde aan de "Afzetting van Calais", uitgerekend in een gebied gewerkt waar de sedimenten ook zandig zijn.

Op die manier is de "Afzetting van Calais" dan ook steeds beschouwd geworden als zijnde niets anders dan 'hoofdzakelijk zandig'. Dit is ook heel waarschijnlijk de reden waarom de afzetting werd gelijk gesteld aan "wadafzettingen".

Het blijft nog steeds de vraag waarom men nooit dieper is ingegaan op de aanwezigheid van de kleilagen van enkele dm dik aan de top van de afzetting. Deze kleilagen werden doorgaans door de meeste auteurs gewoonweg als kleilenzen vermeld, zonder evenwel enige verdere interpretatie.

De venige intercalaties die slechts enkele keren werden vermeld, worden geïnterpreteerd als stilstandsfasen of kleine regressies gedurende de transgressie.

Aan al deze feiten wordt er verder geen belang gehecht, want doorheen de litteratuur wordt er steeds beweerd dat het niet mogelijk is om in de "Afzetting van Calais" een onderverdeling te maken. Pas vanaf 1974 zijn er pogingen om de afzetting onder te verdelen in verschillende transgressies.

Uit de litteratuur is op te maken dat de studie over de "Afzetting van Calais" gedomineerd is geworden door de idee dat één enkele transgressie in het Atlanticum één enkel sedimentatiepakket heeft afgezet nadat het Nauw van Kales aanzienlijk werd verbreed en uitgediept.

2.2.4. HET OPPERVLAKTE VEEN

Het oppervlakte veen werd door Cornet (1927) reeds uitvoerig beschreven. Hij noemt de veenlaag die zich aan de top van de "Assise de Calais" bevindt "la tourbe moderne". Hij vermeldt erbij dat ze gewoonlijk uit een enkele laag bestaat, maar ook opgesplitst kan voorkomen. De auteur beschrijft het veen, waarvan hij ook de samenstelling geeft, als laagveen dat door accumulatie evolueerde naar bosveen. Vanaf "les temps de César" zou het veen terug een moerassig karakter vertoond hebben, waaruit de auteur besluit dat er een vernieuwing van de zeespiegelrijzing tot stand is gekomen ("la reprise du mouvement positif flandrien").

Cornet had ook opgemerkt dat de kustvlakte in deze periode een grotere zeewaartse uitbreiding had dan tegenwoordig en dat langsheen de kust een duinengordel bestond die de vlakte beschermde tegen springvloeden. Hij veronderstelde trouwens dat het mogelijk was dat ook een zwakke negatieve zeespiegelbeweging de kustvlakte beschermde tegen hoge vloeden.

Volgens Cornet zou de periode van veengroei lang geduurd hebben. Ze omvat het Neolithicum, de Bronstijd, de IJzertijd en de historische tijden tot ongeveer de 4e eeuw.

Na de studies van Cornet wordt gedurende een lange periode weinig belang gehecht aan het oppervlakte veen.

Briquet (1930) heeft zich blijkbaar niet laten beïnvloeden door de studies van Cornet. Hij is helemaal niet overtuigd van het bestaan van het oppervlakte veen en interpreteert deze laag als een vegetatiehorizont. Briquet stelt zich trouwens de vraag of de veenlaag niet zou gevormd zijn door vegetatieresten die aangespoeld werden door de zee-stromen. Waar die vegetatieresten dan vandaan kwamen, wordt niet vermeld.

Hacquaert (1930), die de gegevens van Cornet (1927) samenvat, schrijft alleen nog dat de veenlaag soms gesplitst voorkomt en gescheiden is door zand of klei.

Halet (1931) die weliswaar één van de weinige auteurs is die veel aandacht geschonken heeft aan het voorkomen van veenlagen, hecht geen speciaal belang aan de bovenste veenlaag en geeft ze verder ook geen afzonderlijke benaming.

De benaming oppervlakte veen verschijnt voor het eerst in de Belgische litteratuur in de stratigrafische tabel opgemaakt door Tavernier (1943). De auteur vermeldt daarbij dat op het einde van het Atlantisch zich boven de "sables pissards" een veenlaag ontwikkelde waarvan de vorming doorgegaan zou zijn tijdens het daaropvolgende Subboreaal. Tavernier beweert dat het veen verdronk in het Subatlantisch door de mariene invasie van de "duinkerkiaanse transgressie" die dagtekent uit de 4e eeuw.

In 1947 wordt door Tavernier (1947) opnieuw meer aandacht geschonken aan het oppervlakte veen. Wat betreft de datering schrijft de auteur nu al met meer zekerheid dan in 1943 dat het veen zich gevormd heeft vanaf het begin van de Atlantische en in de Subboreale perioden. Hij haalt daarbij aan dat het veen gedateerd werd door diverse archeologische vondsten afkomstig uit de prehistorie tot de relatieve recente periode. De Gallo-Romeinse vondsten zouden afkomstig zijn uit de 4e eeuw.

Exacte gegevens betreffende de lokalisatie en de stratigrafische positie van de vondsten ten opzichte van het veen, worden niet vermeldt.

In een publikatie van 1948 dat, wat betreft de Holocene periode, nochtans handelt over de kustvlakte, schrijft Tavernier (1948a) helemaal niets meer over de aanwezigheid van het oppervlakte veen in de kustvlakte. Hij haalt alleen aan dat parallel aan de opvulling van de kustvlakte ook de valleien opgevuld worden, waarbij klei wordt afgezet in de "grote bedding van de rivieren". Het is in deze grote bedding dat volgens de auteur het veen "dite 'de surface'" zich ontwikkelt wanneer de toevoer van terriegen materiaal onvoldoende wordt opdat de sedimentatie stand zou kunnen houden met het stijgende waterniveau.

In hetzelfde jaar bespreekt Tavernier (1948b) wel het oppervlakte veen waarvan hij specificeert dat het hoofdzakelijk uit laagveen is opgebouwd. Hij verklaart dit echter als zijnde onder water gesedimenteerd. Volgens de auteur is het laagveen op sommige plaatsen doorgegroeid tot mosveen en zelfs tot Sphagnum veen (hoogveen).

De duur van de veenvorming wordt, zoals vroeger steeds werd aangehaald, gesitueerd van in het Neolithicum tot aan de Gallo-Romeinse tijd.

Moormann & Ameryckx (1950) brengen een nieuw element aan in de studie van het oppervlakte veen. Ze schrijven dat daar waar het Pleistoceen of de Atlantische waddenplaten te hoog lagen, het milieu niet geschikt was voor veenvorming. Er wordt geen lokalisatie gegeven van die hoger gelegen waddenplaten, behalve het Oudland van Veurne-Ambacht.

Moormann (1951) is één van de weinige auteurs die een beschrijving geeft van het oppervlakte veen, zich refererend naar Stockmans, Vanden Berghen & Vanhoorne (1948). Hij beschrijft trouwens ook, in navolging van Nederland, de verschillen in horizontale verspreiding. Omdat Moormann belang hecht aan het milieu waarin de veengroei plaats vindt, komt hij tot het besluit dat er sterke verschillen bestonden in het veenlandschap. In dit verband haalt Moormann ook hier aan dat de hoogste delen van de Atlantische platen niet of nauwelijks overdekt werden met veen. Deze gebieden worden hier ook niet nader gelokaliseerd, zodanig dat het nog steeds niet duidelijk is waar dit verschijnsel zich dan wel heeft voorgedaan.

Het probleem van De Moeren wordt ook door Moormann aangesneden. Hij beweert dat het Sphagnum veen zeer hoog moet zijn geweest in verhouding tot de rest van het veenlandschap, waardoor het bij latere transgressies niet of nauwelijks meer werd overstroomd.

Moormann korreleert de veengroei met een regressie. Het

oppervlakte veen zou volgens hem gevormd zijn vanaf het Neolithicum (begin der regressie) tot aan de Gallo-Romeinse tijd (Duinkerkiaanse transgressie).

Een volledig nieuw idee betreffende de vorming van het oppervlakte veen wordt vooropgesteld door Tavernier & Moormann (1954). De auteurs beweren wel nog dat het veen zich gevormd heeft tegelijkertijd met de vorming van een duinengordel die tot stand kwam ten gevolge een regressie, maar iets verder in het artikel schrijven de auteurs dat het zeeniveau opnieuw is gaan stijgen gedurende de veenvorming.

Als argument halen ze aan dat het veen zich gradueel uitbreidde over de Pleistocene afzettingen, wat verklaard werd door een graduele stijging van het grondwaterniveau ten gevolge van een stijging van het zeeniveau. Een tweede bewijs werd geleverd door het feit dat de mariene sedimentatie verder plaats vond in de depressies die bestonden tussen de verschillende duinengordels. De top van deze mariene afzettingen, die gelijktijdig is aan het veen, bevindt zich tegenwoordig op een hoger niveau dan de top van het veen. Als derde argument halen de auteurs aan dat er tijdelijke en lokale overstromingen plaats gevonden hebben, zoals in De Moeren waar er zandige mariene afzettingen voorkomen in de Sphagnum-veen zone. Dit was volgens de auteurs ook het geval in de streek van Lampernisse, waar de overstroming een laag "onder-water veen" (Menyanthes, Phragmites, e.a.) tot stand heeft doen komen, geïntercaleerd tussen de Betula-veen en de Sphagnum-veen horizonten.

Het argument in De Moeren is toch niet zeer overtuigend, daar dit gebied gekenmerkt is door de afwezigheid van het oppervlakte veen. De vraag stelt zich dan waar juist die zandige intercalatie in het veen voorkomt.

Stockmans & Vanhoorne (1954) maken in 1954 een zeer grondige en gedetailleerde pollenanalytische studie van het oppervlakte veen in de streek van Pervijze. Het werk bevat weliswaar geen stratigrafische besluiten.

De ouderdom van het oppervlakte veen wordt door de auteurs gesitueerd vanaf het Atlanticum. De auteurs voegen er echter aan toe dat ze nog geen voldoende gegevens hebben om een oordeel te geven betreffende de overgang van het Subboreaal naar het Subatlanticum. De auteurs zijn ook tot het besluit gekomen dat de veenvorming op haar einde evolueerde naar een hoogveen.

Dit belangrijk punt in de onderzoeken van Stockmans & Vanhoorne (1954) zal op geologisch gebied een zeer voorname rol spelen in de verdere studies over de kustvlakte (cf. 2.6.5.). Talrijke auteurs hebben nl. -verkeerdelijk- geïnterpreteerd dat deze hoogveenvorming leidde tot de aanwezigheid van "hoog opgegroeid, gebombeerd hoogveen", zoals bijvoorbeeld in De Moeren.

Na de resultaten van Moormann (1951) en Tavernier & Moormann (1954) wordt aan het oppervlakte veen maar weinig aandacht meer geschonken. In de latere onderzoeken wordt alleen nog gerefereerd naar vroegere auteurs, waarbij de inhoud steeds minder en vager wordt.

Tavernier & Ameryckx (1958) geven een vage vermelding van het oppervlakte veen dat volgens hen aanving op ongeveer 2000 B.C.. De auteurs korreleren de veengroei hier opnieuw met een stilstand of misschien zelfs met een lichte zeespiegeldaling (regressie periode) zonder weliswaar enige argumentatie.

Ameryckx (1959, 1960, 1961) zegt alleen maar dat het zogenaamde oppervlakte veen dateert uit de Subboreale periode en enkele dm tot verschillende meters dik kan zijn. De basis ervan bestaat volgens hem overwegend uit rietveen dat bedekt is met een pakket mosveen. Langs de waterlopen vindt men gewoonlijk een strook bosveen.

In 1960 worden door Paepe (1960) enkele nieuwe ideeën vooropgesteld. De auteur spreekt niet meer van regressie, maar legt de nadruk op het feit dat de vorming van duinengordels de directe invloed van de zee heeft verminderd. Daardoor kon zich een venige laag vormen in de lagunes, gesitueerd achter en tussen de oude duinen.

Nieuw is ook de idee door de auteur voorgesteld dat de vorming van het veen niet overal gelijktijdig begonnen is. Tussen de duinengordels is de vorming later begonnen dan in het zuidelijk deel van de kustvlakte. Paepe veronderstelt ook dat de vorming van het veen samenhangt met een graduele verhoging van het grondwaterniveau, zoals reeds werd aangetoond door Tavernier & Moormann (1954).

De Breuck et al. (1969) gebruiken de naam oppervlakte veen niet meer, maar geven een lokale naam "Veen van Nieuwmunster" aan het veen dat op de Atlantische sedimenten voorkomt. Het veen bereikt volgens de auteurs een maximale dikte van 4 à 5 m op de plaatsen waar in de onderliggende sedimenten geulen voorkomen. Deze aanzienlijke dikte komt helemaal niet tot uiting op het profiel.

Alhoewel De Breuck, De Moor & Maréchal niet verwijzen naar de gebruikelijke benaming "oppervlakte veen", nemen ze toch het traditionele verhaal over betreffende het gebombeerd hoogveen: het veen ten zuiden van Meetkerke zou zeer hoog zijn opgegroeid, waardoor het later niet meer overstroomd werd. Ook hier wordt geen enkele argumentatie gegeven betreffende het hoog opgroeien van het veen dat tegenwoordig in dit gebied volledig verdwenen is (door uitgraving in de Middeleeuwen, volgens de litteratuur). De auteurs schrijven ook dat het veen zich gevormd heeft achter een lage strandwal, maar ze beweren tegelijkertijd dat er zich een podzol ontwikkeld heeft in deze strandwal. Volgens de auteurs zou de vorming van de podzol verband houden met de ononderbroken veengroei.

Zoals reeds werd vermeld (cf. 2.2.3.), is volgens Paepe & Vanhoorne (1972a) de "Afzetting van Zuienkerke" Laat Weichseliaan.

De sedimenten die in de studie van De Breuck et al. (1969) als strandwal worden geïnterpreteerd, behoren dus tot de "Afzetting van Zuienkerke", vermits de auteurs schrijven dat zich in de top van de "Afzetting van Zuienkerke" een podzol heeft ontwikkeld, dezelfde podzol als

in de lage strandwal.

Een veen dat kan groeien in een gebied beschermd van de zee door een strandwal, zal nooit tegelijkertijd op diezelfde strandwal gaan groeien.

Het veen waarvan hier sprake is, zal gegroeid hebben op de "Afzetting van Zuilenkerke" (door de auteurs dus als "lage strandwal" aangeduid) en indien er een strandwal aanwezig was gedurende de veengroei, zal deze veel meer zee-waarts gelegen hebben.

Dit betekent dat het "Veen van Nieuwmunster" waarschijnlijk kan gekorreleerd worden met het basisveen, dat zoals in de meeste gevallen een podzol ontwikkeld heeft in de zandige onderliggende Pleistocene sedimenten.

Twee monsters van het veen werden met 14-C bepaald en gaven beiden identiek dezelfde ouderdom van 5064 j.B.P.. Daarbij werd echter niet vermeld of de monsters afkomstig waren van de top of de basis van de veenlaag. De auteurs besluiten echter traditioneel dat het veen zich ontwikkeld heeft gedurende het Atlanticum en het Subboreaal.

Dit besluit is eigenlijk niet helemaal in overeenstemming met de 14-C bepaling. Althans niet als nog steeds mag worden aangenomen dat het Atlanticum begint rond 8000 B.P. en eindigt rond 5000 B.P..

In een palynologische en foraminiferen studie werd het "Veen van Nieuwmunster" onderzocht door De Groote & Moorkens (1969)*. Als belangrijkste resultaat werd vastgesteld dat het veen een verzonken hoogveen is, waardoor De Groote veronderstelt dat de hoogveenvorming niet uitsluitend beperkt was tot de streek Pervijze-Nieuwpoort (Stockmans & Vanhoorne, 1954), maar verder noordwaarts ook aanwezig was.

*In deze studie wordt weliswaar niet gerefereerd noch naar de publikatie van De Breuck et al. (1969), noch naar het geologisch profiel, noch naar het "Veen van Nieuwmunster". De lokalisatie, diepte en benaming van het monster laten echter wel veronderstellen dat het afkomstig is van het geologisch profiel bestudeerd door De Breuck et al. (1969).

Volgens de auteur kon aan de hand van het pollenspektrum geen ouderdom gegeven worden, omdat er geen pollendiagram bestaat waarmee het onderzoek zou kunnen gekorreleerd worden.

Van de aanwezigheid van de kleilaag van 3 à 4 cm dikte die in het veen voorkomt, worden helaas geen gevolgtrekkingen afgeleid.

Nochtans is er in het pollenspektrum een opvallende verschuiving waar te nemen bij de kruiden (de overheersende rol van Ericaceae en Cyperaceae wordt overgenomen door de grassen en Chenopodiaceae). De Chenopodiaceae samen met het voorkomen van Armeria maritima geven een aanwijzing voor zoutwaterkondities (met hoger zoutgehalte).

Uit de resultaten komt niet duidelijk tot uiting hoe de bovenste en onderste overgangen van klei naar veen en omgekeerd verlopen i.v.m. de indicaties voor zoutwaterkondities. Daardoor is het niet uit te maken of de dunne kleilaag in het veen al dan niet klapklei is of een transgressie vertegenwoordigt.

Het foraminiferen onderzoek gaf als resultaat dat de kleilaag marien was, uit een ondiep milieu afkomstig en van Kwartaire ouderdom.

In de lithostratigrafische studie van De Breuck et al. (1969) wordt helemaal niet verwezen naar deze pollen- en foraminiferen studie. De kleilaag wordt er ook niet vermeld. De auteurs veronderstellen trouwens een ononderbroken veengroei.

Paepe et al. (1972b) gebruiken, naar analogie met Nederland, voor het eerst in de Belgische litteratuur de term "Holland peat" om de veenlaag aan te duiden die voorkomt onder de "so-called Dunkirkian deposits". De ouderdom van de veenlaag wordt nog steeds omschreven als zijnde van laat Atlanticum tot Subatlanticum, refererend naar Stockmans & Vanhoorne (1954).

Ook in 1974 worden door Baeteman, Lambrechts & Paepe (1974) de term Holland Veen gebruikt. De bovenste veenlaag die in het profiel voorkomt, wordt gekorreleerd met het oppervlakte veen van de Bodemkaart en wordt in deze studie "hoofdlid van het Holland Veen" genoemd. Naar analogie met Nederland en Frankrijk wordt de basis van deze veenlaag bepaald op $\pm$ 4000 j. B.P..

In 1977 wordt door Baeteman (1977) de term oppervlakte veen niet meer gebruikt. De veenlaag die voorkomt op -1 en +2 m OP, en die beschouwd wordt als zijnde de belangrijkste veenlaag van het Belgische kustgebied, wordt beschreven als "Holland peat member". De basis en de top ervan werden respectievelijk gedateerd op 4150 j.B.P. en 2900 j.B.P..

Daarmee wordt dan ook voor de eerste maal een einde gesteld aan de vage bepaling betreffende het einde van de veengroei die tot nog toe steeds vastgelegd werd in de 4e eeuw (zowat 1250 jaren later dan de 14-C bepaling). De exacte lokalisatie van de plaats waar het veen gedateerd werd, wordt weliswaar niet vermeld.

In 1978 (Baeteman, 1978) wordt het oppervlakte veen als zodanig niet meer beschreven. De auteur geeft wel enige ideeën betreffende de paleogeografische kondities en schrijft dat "rond de periode van 4640 j.B.P. de directe mariene invloed sterk verminderde zodanig dat bijna in de volledige kustvlakte en delen die nu door de zee bedekt zijn, veen kon groeien".

De auteur beweert dat het veen ononderbroken is blijven doorgroeien, zonder of met weinig mariene invloed, doordat de vlakte beschermd was van de open zee door een goed gesloten duinengordel die tegenwoordig in zee is gesitueerd. De eventuele zeeniveau schommelingen zijn daardoor niet geëregistreerd in het veen zelf.

Resumerend

Het oppervlakte veen is in de Belgische litteratuur doorgaans beschreven geworden als één enkele veenlaag die ten gevolge een regressie, en dank zij een gesloten duinen-gordel, tot stand kwam op het einde van het Atlanticum en blijven doorgroeien is tot de 4e eeuw A.D..

Slechts door Tavernier & Moormann (1954) werden feiten aangehaald dat ook gedurende de veengroei het zeeniveau steeg.

Een belangrijk feit dat in de litteratuur steeds terugkomt, is het opgroeien van het veen tot hoogveen op bepaalde plaatsen, zoals in De Moeren. Het is echter uitgerekend op deze plaatsen dat het veen totaal afwezig is! Er werden weliswaar nooit bewijzen of argumenten geleverd waarom op enkele plaatsen het veen kon evolueren naar gebombeerd hoogveen, terwijl in de rest van de kustvlakte het veen niet hoog opgroeide.

2.2.5. DE AFZETTING VAN DUNKERQUE

Cornet (1927) beschrijft "l'Assise de Dunkerque du Flandrien" als "argile des polders et sable marin moderne". De auteur wees er terecht op dat het facies van de sedimenten in de kustvlakte afhankelijk is van de afzettingsvoorwaarden. Hij vergelijkt dan ook de kustvlakte van die periode met de Wadden in Nederland, waar volgens hem in de geulen en kreken het zand met Cardium afgezet werd en waar in de ondiepe delen, beschermd voor de golven, klei sedimenteerde.

Cornet beschouwt de "Assise de Dunkerque" als zijnde afgezet door de positieve beweging van de zee die hij "invasion marine du 4e siècle" noemt.

Hacquaert (1930) en Halet (1931) geven geen nieuwe informatie. Zoals reeds vroeger werd vermeld (cf. 1.1.3.), is Halet trouwens geen voorstander om de naam "Assise de Dunkerque" te gebruiken. Hij verkiest de benaming "âge moderne" of "holocène" voor al de afzettingen die historisch gedateerd kunnen worden.

In zijn werk van 1931 haalt Halet tevens de legende van de geologische kaart van 1929 aan. Deze omvat voor het Holoceen (Ho) van de kustvlakte: sables éoliens (dunes), argile des polders (alp), sables marins (alq) en tourbe (t).

Bij de bespreking van de jongste lagen, legt Tavernier (1938) veel meer de nadruk op het "transgressie-verschijnsel". Hij schrijft dat de 'turflaag' bedekt is door enkele meters polderklei van mariene oorsprong die afgezet werd door de "Duinkerkiaanse transgressie".

Deze Duinkerkiaanse transgressie is volgens de auteur door archeologische vondsten met grote nauwkeurigheid bekend. Ze heeft zich voorgedaan gedurende de 4e eeuw van onze tijdrekening met als gevolg dat de duinengordel doorbroken werd en de opvullingsvlakte overstroomde, tenminste gedurende vloed. Tavernier veronderstelde ook dat de kustvlakte toen te vergelijken was met de huidige Waddenzee.

Voor de periode van de 4e tot de 7e eeuw zijn er volgens de auteur geen historische gegevens omtrent de zeevlakte. Hij vermoedt dat gedurende deze periode de Vlaamse Waddenzee zich opvulde waarbij enkele zeegaten openbleven, zoals de IJzermonding en het Zwin.

In 1943 schrijft Tavernier (1943) niet expliciet over de "Afzetting van Dunkerque" die alleen maar wordt vermeld in de stratigrafische tabel van het Holocene. Daarin komen voor: verdrinken van het oppervlakte-veen, afzetting van jonge zeeklei (polderklei) en jong alluvium en vorming van jong duinlandschap. Dit alles wordt geplaatst in het Subatlanticum.

Pas in 1947 geeft Tavernier (1947) meer bijzonderheden. Hij beschrijft dat door hevige stormen van hoge vloed en de duinengordel werd doorbroken en de veenvlakte overstroomd werd. De auteur vraagt zich echter ook af of de oorzaak niet eerder te zoeken is in de progressieve stijging van het zeespiegelniveau.

Tavernier beschrijft het facies van de "Dunkerque afzetting", waarbij vooral de nadruk gelegd wordt op de zandafzettingen in de geulen en krekken en de kleiige sedimenten op het veenoppervlak.

Volgens de auteur hebben de bewoners dijken aangelegd op welbepaalde plaatsen. De gebieden, niet beschermd door dijken, werden nog periodisch overstroomd, waardoor "alluvions (Argile supérieure des Polders)" werd afgezet. Deze laatste onderscheidt zich, volgens Tavernier, van de "Argile inférieure des Polders" daar ze samengesteld is uit minder fijne elementen.

Het is ook in deze publikatie dat Tavernier het verschijnsel van de reliëfinversie voorstelt, waarvan de tekening toen nog de veel omvattende naam draagt van: "croquis schématisant l'évolution de la plaine maritime".

In een publikatie van Tavernier van 1948 (1948a) wordt alleen nog vermeld dat de subatlantische periode gekenmerkt is door een vochtiger klimaat dan het voorgaande en dat ze overeenkomt met een reeks transgressies die in de kustvlakte de oorzaak zijn van de "Afzetting van Dunkerque".

In een andere publikatie van 1948 gaat Tavernier (1948b) dieper in op de "Afzetting van Dunkerque". Hij definieert de afzettingen, die afkomstig zijn van de overstromingen vanaf de Gallo-Romeinse tijd waardoor de duinengordel herhaaldelijk en op meerdere plaatsen door de zee doorbroken werd, als de "Assise van Duinkerke".

Voor het eerst in de Belgische literatuur worden in deze publikatie de zeedoorbraken in verschillende fasen onderverdeeld:

- Duinkerke I phase en de afzettingen die er het gevolg van zijn, behoren tot de "zone van Wulpen".

De sedimenten ervan worden beschreven als zand en klei, afgezet boven het veen en vaak bedekt door een jongere dunne veenlaag. De auteur voegt er ter vergelijking aan toe dat deze eerste doorbraak gedateerd werd bij het begin van onze tijdrekening (1e eeuw) door Bennema in 1948 in Walcheren (Nederland).

- Duinkerke II phase waarvan de afzettingen de "zone van Koksijde" genoemd worden.

Deze fase wordt als één van de belangrijkste overstromingen beschouwd waardoor de zee verder het land binnengedrongen is dan dat vroeger ooit het geval was. Deze mariene invasie werd volgens de auteur vrij nauwkeurig gedateerd bij het begin van de 4e eeuw aan de hand van archeologische vondsten. Meer gegevens betreffende deze archeologische vondsten worden niet gegeven. Het is gedurende deze fase dat, volgens de auteur, het veen geheel of gedeeltelijk zou zijn weggeslagen. De sedimenten bestaan ook hier uit zand en klei.

- Duinkerke III phase: "zone van Nieuwpoort".

Deze overstroming wordt gesitueerd bij het begin van de 10e eeuw, maar de auteur sluit zelf niet uit dat ze jonger kan zijn.

Merkwaardig is dat de sedimenten van deze overstromingsfase alleen maar uit klei bestaan.

In 1950 maken Moormann & Ameryckx (1950) een belangrijk werk waar relatief veel nieuwe gegevens over de kustvlakte in verzameld zijn.

De auteurs spreken van de "Duinkerkiaanse transgressie" die tengevolge een zeespiegelrijzing in het Subatlanticum tot stand kwam. Deze Duinkerkiaanse transgressie overstroomde het veengebied en de laagste delen van het aangrenzend Pleistoceen gebied.

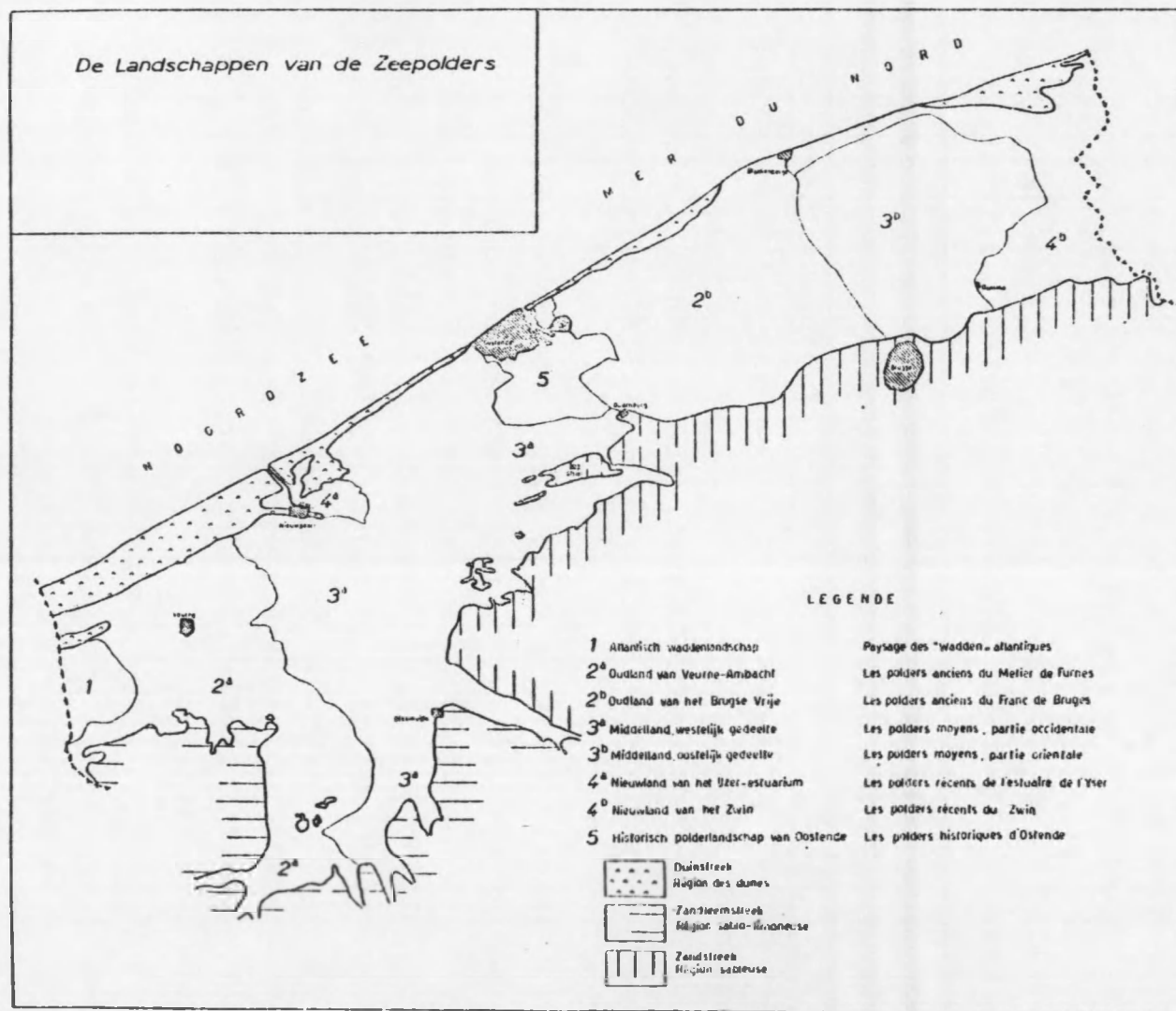
Ook hier wordt de overstroming in verschillende fasen ingedeeld; deze worden Duinkerke I, II, III-transgressie genoemd.

De Duinkerke I-transgressie wordt door de auteurs aanzien als doorbraken. Deze kwamen voor in het gebied ten noordoosten van Oostende en een kleinere doorbraak nabij Veurne, waardoor in het veengebied een aantal getijdegeulen werden geslagen (in tegenstelling met Tavernier (1948b) die beweerde dat de sedimenten boven het veen werden afgezet). Deze geulen werden opgevuld met hoofdzakelijk zandig materiaal, maar langs de randen ook met kleiige sedimenten.

De ouderdom van de transgressie werd vastgelegd rond het begin van onze tijdrekening. Deze datum werd overgenomen uit de publikatie van Tavernier (1948b).

De Duinkerke II-fase is volgens de auteurs belangrijker omdat ze de gehele huidige zeevlakte overstroomde. Ze werd voor het Vlaamse kustgebied gedateerd vanaf de 4e tot de 8e eeuw. Op basis waarvan wordt weliswaar niet vermeld.

Volgens de auteurs wordt de duingordel op meerdere plaatsen doorbroken; o.a. in de omgeving van Koksijde, Middelkerke en Vlissegem-Nieuwmunster. Onmiddellijk achter



Figuur 13

(overgenomen van Moormann & Ameryckx, 1950)

de doorbraakplaatsen werd het veen over een grote oppervlakte geheel weggeslagen. Verder landinwaarts werden in het veen krekken gevormd door de eroderende werking van de getijdestromen. Slechts twee gebieden zouden volgens de auteurs niet bedekt geworden zijn met sedimenten van deze 4e eeuwse transgressie: het gebied van de huidige Moeren (ten W van Veurne) en het gebied Gistel-Moere.

De Duinkerke III-transgressiefase zou plaats gevonden hebben in de 10e en 11e eeuw. De uitbreiding van deze transgressie werd tegengehouden door dijken. Hier eveneens werd de duinengordel doorbroken, maar dit gebeurde slechts op twee plaatsen, nl. te Nieuwpoort en aan het Zwin. Volgens Tavernier (1938) echter bestond de IJzermonding (te Nieuwpoort) reeds vanaf de 4e eeuw.

Bij de doorbraak van het Zwin wordt toch op voorzichtige wijze vermeld dat het Zwin zou gevormd zijn, of tenminste vergroot zijn gedurende deze fase. In hetzelfde artikel wordt trouwens ook reeds melding gemaakt van een belangrijke doorbraak ten noordoosten van Oostende tijdens de Duinkerke I-fase. Daar wordt weliswaar geen lokalisatie van gegeven.

In dit belangrijk werk onderscheiden Moormann & Ameryckx (1950) ook verschillende landschappen die ze "bodemkundige landschappen" noemen. Deze zijn: Oudland, Middelland en Nieuwland. Deze landschappen werden onderscheiden zowel voor het oostelijke als het westelijke deel van de kustvlakte (fig. 13).

Moormann (1951) onderscheidt in het gebied Veurne-Ambacht ook drie fasen in de Duinkerkeaanse transgressie. De dateringen ervan zijn enigszins anders dan in de bestaande literatuur.

De sedimenten van de Duinkerke I-transgressie in het gebied van Veurne-Ambacht werden opnieuw overdekt met een dunne veenlaag, die volgens de auteur waarschijnlijk tot

stand kwam ten gevolge een kleine regressie.

De Duinkerke I- transgressie werd gedateerd van de IIe eeuw B.C. tot de Ie eeuw A.D.. Deze datering wordt door Moormann hier vooropgesteld op basis van archeologische vondsten in Nederland, meer bepaald op Walcheren en in het Westland. Heel waarschijnlijk weer diezelfde archeologische vondsten die Tavernier reeds meerdere malen vermeld heeft.

De Duinkerke II-transgressie is volgens Moormann ook één van de belangrijkste geweest, daar ze invloed had op het gehele kustgebied van de Noordzee. Deze transgressie zou het gevolg zijn van een vrij belangrijke relatieve zeespiegelrijzing. De duinengordel wordt volgens de auteur gedurende deze fase op verschillende plaatsen en zelfs over een belangrijke breedte geheel opgeruimd. Het hele gebied achter de duinen (huidige kustvlakte) werd bijgevolg overstroomd, waarbij grote gedeelten van het veenlandschap werden weggeslagen.

In de publikatie van Moormann & Ameryckx (1950) werd het veen slechts weggeslagen in het gebied juist achter de duinengordel. Geen van beide studies geven exacte lokalisaties of eventuele profielen of doorsneden ter argumentatie.

De Duinkerke II-transgressie wordt gedateerd op de 4e tot de 8e eeuw A.D.. De auteur refereert o.a. naar Blanchard (1906) die het begin van de transgressie "vrij nauwkeurig" bepaald heeft (2e helft van de 4e eeuw) aan de hand van archeologische vondsten, afkomstig uit het bovenste deel van het overstroomde veen.

Betreffende de hoog opgegroeide delen van het veenlandschap (De Moeren, de Gistelmoere en de Moeren bij Meetkerke), gaat Moormann nu een stap verder en schrijft dat ze niet of nauwelijks overstroomd werden, terwijl in 1950 Moormann & Ameryckx alleen maar aanhaalden dat ze niet bedekt waren met sedimenten van deze transgressie.

Het is uit de litteratuur niet op te maken welke van de twee verschillende beweringen moet aangenomen worden, daar geen enkel argument, noch gegeven worden aangetoond.

Tavernier & Moormann (1954) nemen aan dat een verhoging van het zeeniveau, wat ze "transgression dunkerquienne" noemen, de gehele vlakte overstroomd heeft. De transgressie wordt ook in drie fasen onderverdeeld, waarvan de beschrijving van het facies en de geografische verspreiding slechts vaag weergegeven wordt.

Op de bijgaande figuur ("extension des phases de la transgression dunkerquienne dans la plaine maritime flamande") staan de verspreidingsgrenzen van de verschillende transgressies nog aangeduid als "waarschijnlijk" (behalve voor de D II-transgressie).

De auteurs beweren dat tijdens de "Dunkerquienne I" fase de veengebieden in het noorden van de vlakte onder water stonden. Er is dus geen sprake meer van het wegslagen van het veen. De uitbreiding van de overstromingszone zou meer gelimiteerd zijn in het zuidelijke deel van de vlakte. De auteurs schrijven trouwens dat de uitbreiding van de D I-fase niet met zekerheid gekend is. Het zou mogelijk zijn dat op bepaalde plaatsen langsheen de geulen de transgressie verder landinwaarts is getrokken dan aangegeven werd op de verspreidingskaart. De auteurs schrijven verder dat waarschijnlijk door de erosie van een volgende transgressie de sedimenten van de D I-fase niet meer te herkennen zijn.

Dit argument is weinig overtuigend. Indien de sedimenten zouden weggeërodeerd zijn gedurende een volgende fase, dan zal dit zeker eerst en vooral gebeuren in de nabijheid van de kust zelf en niet verder landinwaarts. Maar het is uitgerekend in het gebied nabij de kust zelf dat de D I sedimenten wel herkend werden.

De datering van de D I-fase wordt gesitueerd rond 100 jaar B.C.. Moormann (1951) haalde aan dat deze transgressie drie eeuwen duurde (2e eeuw B.C. tot 1e eeuw A.D.), maar in het werk van Tavernier & Moormann (1954) staat nu ineens vermeld dat de overstromingsperiode van een relatieve korte duur was.

De auteurs beweren dit omdat het veengebied, evenals de mariene sedimenten van de "plaine dunkerquienne I" bewoond waren gedurende de Romeinse periode (begin van onze tijdrekening) en omdat "ergens anders (Veurne en Wulpen)" een nieuwe veenlaag tot stand kwam op deze sedimenten.

In de bijgaande vergelijkende tabel (fig. 14) tussen Vlaanderen en Walcheren wordt voor de D I-transgressie echter een datering gegeven van de 2e en 1e eeuw B.C.. Uiteraard dezelfde ouderdom als voor Walcheren, vermits de data daarvan ontleend zijn!

Flandre
Transgression dunkerquienne I.
II^{me} et I^{er} siècle avant J.C.
Transgression dunkerquienne II.
début du IV^{me} au VIII^{me} siècle
Transgression dunkerquienne III.
X^{me} et XI^{me} siècle

Walcheren
„Vroeg-Romeinse transgressie”,
II^{me} et I^{er} siècle avant J.C.
„Vroeg-Middeleeuwse transgressie”,
du III^{me} au début du IX^{me} siècle
„Post-Karolingische transgressie”.
X^{me} et XI^{me} siècle

Fig. 14

Voor de tweede transgressie fase wordt alleen geschreven dat ze veel belangrijker was en bijna de gehele aktuele kustvlakte met de aangrenzende gebieden overstroomde. Voor de datering van het begin ervan wordt nog steeds naar Briquet (1930) verwezen. De auteurs veronderstellen dat het einde "des inondations générales de la transgression dunkerquienne III" kan geplaatst worden rond het midden van de 7e eeuw.

Tavernier & Moormann besluiten aan de hand van de studie van de verspreiding van de sedimenten dat de verhoging van het zeeniveau aan een stilstand onderhevig was nog vóór de bewoning op de vlakte plaats vond. Hoe de verspreiding van sedimenten een stilstand in zeespiegelrijzing kan aan-

tonen, wordt echter niet verder omschreven.

De derde overstromingsfase werd, volgens Tavernier & Moormann, begrensd door menselijke tussenkomst door de aanwezigheid van dijken. Volgens de auteurs was het mogelijk door historische gegevens deze fase zeer precies te dateren (10e tot 11e eeuw A.D?) doordat er in een gebied in de nabijheid van Lo een overstroming plaats had rond het jaar 944, een streek die reeds droog lag een eeuw vroeger.

Deze bewijsvoering komt toch erg onduidelijk over. Lo is nl. gelokaliseerd in het Oudland (oppervlak gevormd door sedimenten van de Duinkerke II-transgressie) en gescheiden door de oude zeedijk van het Middelland (oppervlak gevormd door de sedimenten van de Duinkerke III-transgressie). De streek rond Lo is dus normaler wijze gevrijwaard gebleven van de D III-transgressie, maar Tavernier & Moormann refereren juist naar deze plaats om de D III-transgressie te dateren.

De auteurs nemen aan dat de D III-transgressie tot in de 11e eeuw duurde, daar in het noordoosten van de kustvlakte, meer bepaald in het gebied van het Zwin, zich nieuwe overstromingen hebben voorgedaan gedurende de 11e eeuw. Maar de auteurs voegen er ook aan toe dat deze overstromingen veel eerder het effect zijn van een verandering in de richting van de stromingen dan wel een nieuwe transgressieve fase.

Volgens de auteurs zouden latere verhogingen in het zeespiegelniveau geen belangrijke overstromingen meer hebben veroorzaakt. Gegevens of bewijzen voor deze latere zeespiegelverhogingen worden niet vermeld.

De auteurs schrijven anderzijds toch dat de 14e eeuw gekenmerkt was door herhaaldelijke en belangrijke overstromingen in de Scheldepolders, ten noorden van Antwerpen.

Volgens Maréchal (1953) heeft de hoofdfase van de Duinkerkeaanse transgressie, waardoor de zee de veenvlakte en sommige laag gelegen delen van het Pleistoceen gebied overstroomde, pas plaats gevonden gedurende de 6e eeuw A.D..

In een voetnota voegt hij er echter aan toe dat de doorbraak van de 4e eeuw de Duinkerke II-fase wordt genoemd. Het is dus niet erg duidelijk wat de auteur hier bedoeld heeft.

Ook in de publikatie van Tavernier (1954) is de "Assise de Dunkerque" onderhevig aan een aanzienlijke veroudering. Onder de paragraaf getiteld "Période subatlantique" schrijft de auteur dat in de kustvlakte de atlantische periode overeenkomt met een reeks transgressieve fasen die geleid hebben tot de afzettingen van de "Assise de Dunkerque".

In de publikatie van 1959 geeft Ameryckx (1959), voor wat betreft de drie transgressiefasen, niet veel nieuwe informatie meer dan wat reeds geschreven werd door Moormann & Ameryckx (1950) en Moormann (1951).

Voor de duinkerke 1-transgressie spreekt Ameryckx vooral van de inbraakgebieden die voorkwamen in het centraal en oostelijk deel van de kustvlakte en een klein inbraakgebied te Wulpen. Voor de datering wordt nog steeds gerefereerd naar de archeologische vondsten op Walcheren en in het Westland (Nederland).

Bij de duinkerke 2-transgressie geeft Ameryckx toch nieuwe gegevens naast de traditionele verwijzing naar de Romeinse vondsten op het veen om de transgressie te dateren rond 300 A.D.. Hij verwijst naar "de boot van Brugge" die aangetroffen werd ten noorden van Brugge in Duinkerke 2-afzettingen en die gedateerd werd uit de 5e - 6e eeuw. Ook "de boot van Oostende" die in een Duinkerke 2-kreek werd gevonden, zou volgens de auteur waarschijnlijk uit deze periode dateren.

Ameryckx merkt terecht op dat gedurende die periode de kustvlakte dagelijks tweemaal overstroomd werd, maar vergelijkt dit niet met de Waddenzee, wat anders wel steeds gedaan werd met de "Afzetting van Calais".

De auteur beweert dat de volledige duinengordel opgeruimd werd door de D II-transgressie, behalve de "duineilanden" (bij Adinkerke - De Panne, Vlissegem, Bredene

en Klemskerke). Het veen of de oudere zee-afzettingen nabij de zee werden tijdens de D 2-fase meestal totaal weggeslagen. Welke "oudere zee-afzettingen" specificeert hij niet, evenmin tot welke diepte de erosie plaatsvond.

Ameryckx gaat iets dieper in op de Duinkerke 3-transgressie. Hij onderscheidt enerzijds het Westelijke (IJzergebied) en anderzijds het Oostelijke overstromingsgebied (Zwin). In deze laatste komen twee subfasen voor: D 3A en D 3B. Op de D 2-afzettingen werd een nieuw kleidek afgezet, maar op welke manier de verschillende kleilagen van mekaar te herkennen zijn, wordt niet beschreven, evenmin of er een herkenbaar horizont aanwezig is. De datering (11e eeuw) werd vastgelegd aan de hand van historische bronnen opgezocht door Verhulst (1959).

Een nieuw element door Ameryckx (1959) in de Belgische literatuur ingevoerd, is het gebruik van het begrip "regressie" om de 3 Dunkerque transgressies van elkaar te scheiden. Deze regressies worden door de auteur respectievelijk "Romeinse" en "Karolingische" regressie genoemd.

De Romeinse regressie komt voor na de D 1-transgressie en werd gedateerd op de 1e - 4e eeuw. De auteur beweert dat in de 1e eeuw A.D. de zeespiegelrijzing tijdelijk ophield. Het bestaan van deze regressie wordt gestaafd door het voorkomen van een bewoningsoppervlak op de sedimenten van de Duinkerke 1-transgressie en het herhaaldelijk voorkomen van een begroeiingshorizont. In het gebied Veurne - Wulpen werd zelfs een venig bandje aangetroffen op de sedimenten van de D 1-transgressie.

Na de D 2-transgressie voert Ameryckx de Karolingische regressie in die geplaatsd wordt in de 8e - 11e eeuw. De enige aanwijzingen voor het bestaan ervan zijn sporen van menselijke aktiviteit. Geologische aanwijzingen worden niet gegeven.

De publikaties van Ameryckx van 1960 (De jongste geologische geschiedenis van de Belgische zeepolders) en van

1961 (*La genèse des polders maritimes*) geven geen nieuwe informatie, vermits ze identiek en woordelijk hetzelfde zijn.

Paepe (1960) onderscheidt in het gebied tussen Dunkerque en de Frans-Belgische grens ook 3 fasen in de "assise de Dunkerque". Hij noemt ze: phase dunkerquienne 1, 2 en 3. Bij de 1e fase wordt de belangstelling gericht op voornamelijk het ontstaan van een krekensysteem waardoor, volgens de auteur, het veen gedeeltelijk of volledig is weggeërodeerd. Volgens de auteur werden deze krekken later opgevuld met zandige sedimenten. Deze vaststelling is in feite in tegenpraak met de vorige studies, waar het veen steeds bedekt werd door sedimenten of onder water kwam te staan tijdens de D 2-transgressie. De auteur haalt verder ook aan dat de sedimenten van de dunkerque 1-fase dikwijls bedekt zijn met een oud vegetatiehorizont.

Voor de 2e en 3e fase worden geen nieuwe gegevens vermeld. Wel wijst Paepe hier terecht op het feit dat de afzettingen van de "dunkerquien 3" moeilijk te onderscheiden zijn van "la zone dunkerquienne 2".

Door De Breuck, De Moor & Maréchal (1969) wordt niet veel belang gehecht aan de "Afzetting van Dunkerque". In tegenstelling tot de andere formaties die een nieuwe en lokale naam kregen in de publikatie, gebruiken de auteurs nu wel de bestaande naam Duinkerke.

De "Afzetting van Duinkerke", vaag gedateerd in het Subatlanticum, wordt zeer oppervlakkig beschreven als zandig in de getijdegeulen en kleilig in de veengebieden. De auteurs voegen eraan toe dat op sommige plaatsen het onderste gedeelte van deze afzetting ontbreekt. Wat bedoeld wordt met het onderste gedeelte van de afzetting en om welke reden het ontbreekt, wordt helemaal niet beschreven.

Na de studies van Ameryckx (1959, 1960, 1961) werd in feite geen nader onderzoek meer verricht in België over de "Afzetting van Dunkerque". De bestaande gegevens worden in de verdere litteratuur steeds overgenomen zonder nieuwe informatie of de afzetting wordt gewoonweg niet vermeld (Maréchal et al. 1964, Tavernier & Ameryckx 1970, Paepe 1971, Paepe & Vanhoorne 1972a, Paepe et al. 1972b, Baeteman et al. 1974, Baeteman 1978 en Paepe & Baeteman 1979).

Baeteman (1977) wijkt enigszins af van dit traditionele patroon. De auteur schrijft over de "Dunkerque Member" dat het zeer moeilijk is om de 3 fasen van elkaar te kunnen onderscheiden door het ontbreken van lithologische verschillen onderling en het ontbreken van veenhorizonten als scheidingen.

In 1978 wordt door de archeoloog Thoen (1978) de problematiek betreffende de verschillende Dunkerque afzettingen weer opgenomen. De auteur geeft aanvullende archeologische gegevens voor het westelijke en oostelijke overstromingsgebied. Op basis daarvan wijzigt hij de geografische verbreiding van de D 1-transgressie (zoals die opgesteld werd door Moormann & Ameryckx, 1950) in het gebied rond Veurne en Brugge.

De auteur twijfelt trouwens (na vergelijking met de litteratuur over Westelijk Zeeuws Vlaanderen) aan de op de bodemkaart voorgestelde verspreiding van de D 1-transgressie in het volledig oostelijk overstromingsgebied. Voor de D 2-transgressie wordt eindelijk nieuwe informatie gebracht. Volgens Thoen kon worden uitgemaakt dat de D 2-transgressie niet aanving in de 4e eeuw, een datum die nagenoeg doorheen de hele litteratuur stand heeft gehouden, maar archeologische vondsten hebben bevestigd dat ze een aanvang nam in de tweede helft van de 3e eeuw. Een bijkomende 14-C datering van een dubbelkleppige schelp uit een kreekafzetting, gaf als resultaat 1630 ± 90 B.P. (=320 A.D.). De interpretatie daarvan moet voorzichtig

genomen worden daar een te hoge 14-C ouderdom bij schelpen makkelijk kan optreden.

Een heel belangrijke informatie in de Belgische litteratuur betreffende de Dunkerque transgressies, wordt door Thoen gebracht. De auteur bewijst dat de archeologische vondsten, destijds aangehaald door Debray (1873), Blanchard (1906), Cornet (1927), Briquet (1930), Tavernier en alle andere auteurs die naar hen refereerden om de D 2-transgressie in de 4e eeuw te dateren, zijn grotendeels niet betrouwbaar. Deze archeologische vondsten lagen niet in situ en hebben bijgevolg stratigrafisch geen enkele betekenis!

Resumerend

Bij de studie over de "Afzetting van Dunkerque" wordt al vrij vlug de nadruk gelegd op het "transgressie - verschijnsel". De Dunkerque transgressie werd algemeen aanzien als een nieuwe verhoging van het zeespiegelniveau.

De studie over de "Dunkerque afzettingen" kan in feite in drie perioden ingedeeld worden.

In de jaren 1945 - 1960 werden onder impuls van de bodemkartering vrij vele nieuwe resultaten naar voren gebracht. De "Afzetting van Duinkerke" werd er dan ook steeds als heel belangrijk beschreven.

De jaren 1960 tot 1970 waren gekenmerkt door nagenoeg een volledige stilstand. De weinige publikaties hielden niet veel meer in dan een herhaling van de bestaande literatuur.

Na de jaren 1970 wordt niet veel belang meer gehecht aan de Afzetting van Dunkerque in de nieuwe studies over de kustvlakte. De driedelige indeling in de Dunkerque afzetting wordt helemaal niet meer met overtuiging beschreven, maar de nadruk wordt veeleer gelegd op de moeilijkheid om de drie fasen van elkaar te onderscheiden.

Daar de "Dunkerque Afzetting" ten tijde van de bodemkartering veeleer bestudeerd werd met de nadruk op het transgressieve karakter, wordt ook bitter weinig belang gehecht aan de sedimenten zelf. Er werd geen enkel gedetailleerd, lithologisch profiel van deze sedimenten gepubliceerd in bovenvermelde studies. Op de profielen door Ameryckx gegeven in de verklarende teksten bij de bodemkaart staan de te onderscheiden eenheden ook al onmiddellijk geïnterpreteerd als Duinkerke I, II, III-afzettingen. Een duidelijke beschrijving van de sedimenten van de drie transgressie fasen met hun eventuele verschillen in lithologie werd nooit gegeven. Grenzen tussen de verschillende transgressies werden lokaal en sporadisch aangestipt.

De feiten die wel in de verschillende publikaties steeds vermeld, beschreven en herhaald werden, zijn de doorbraken van de duinengordel, het "wegslaan" van het veen en het fenomeen van de reliëfsinversie, ook betiteld als "de belangrijke landschapsvormende processen".

Merkwaardig genoeg zijn volgens de litteratuur die "belangrijke landschapsvormende processen" enkel en alleen actief geweest tijdens de D II-transgressie.

Het fenomeen van de reliëfsinversie werd steeds aanzien als één van de belangrijkste feiten die zich ooit hebben voorgedaan in de hele geologische geschiedenis van de kustvlakte. De schets en bijgaande figuur werden dan ook in de meeste publikaties onveranderd* overgenomen van Tavernier (1947) door bv. Moormann & Ameryckx 1950, Moormann 1951, Tavernier 1954, Ameryckx 1959, 1960, 1961, Paepe 1960

*In Tavernier & Ameryckx (1970) en Ozer (1976) werd de traditionele figuur in een modernere versie overgenomen. Zie ook fig. 46 (2.6.6.).

Betreffende het "doorbreken van de duinengordel", vooral door de D 2-transgressie, hielden de verschillende auteurs er enigszins andere ideeën op na.

In de beginperiode van de onderzoeken was er slechts sprake van enkele doorbraakgebieden. Hoe meer de onderzoeken vorderden, hoe uitgebreider de doorbraakgebieden werden, tot uiteindelijk de volledige duinengordel opgeruimd werd. Deze verhalen werden steeds zo maar geschreven zonder ooit enige argumentatie naar voren te brengen, of de bestaande litteratuur te kommentariëren.

Ook de oppervlakte en hoeveelheid veen dat "weggeslagen" werd door de D 2-transgressie, werden groter naar mate de onderzoeken vorderden. De bewijsvoeringen ontbreken ook.

Uit de litteratuur is op te maken dat alle auteurs van het standpunt vertrokken zijn dat op de plaatsen waar geen veen aanwezig is, het veen door erosie moet verdwenen zijn. Het is merkwaardig vast te stellen dat geen enkele auteur in België zich ooit de vraag gesteld heeft of op deze plaatsen eigenlijk wel veen gegroeid heeft!

Uit de litteratuur die veel bodemkundige en vooral veel historische informatie geeft, is niet duidelijk uit te maken op welke basis de "Afzetting van Dunkerque" onderverdeeld is in verschillende transgressie fasen. Nagenoeg de hele studie over de "Afzetting van Dunkerque" is in België gedomineerd geworden door het zoeken naar verschillende transgressies.

Overtuigende geologische waarnemingen om deze verschillende transgressies te bevestigen, zijn toch nog altijd niet duidelijk tot uiting gekomen.

Het is noemenswaardig om aan te halen dat de Afzetting van Dunkerque, zoals ze door Dubois werd gedefinieerd hoofdzakelijk op basis van de aanwezigheid van Mya arenaria, in feite maar een zeer recente periode van afzetting vertegenwoordigt. Inderdaad, Mya arenaria is eerst omstreeks het begin van de XVIIe eeuw in West Europa geïmmigreerd.



Fig. 15 Kaart van het studiegebied met in de tekst gebruikte plaatsnamen

2.3. DE PRE - HOLOCENE SEDIMENTEN

2.3.1. HET TERTIAIR SUBSTRAAT

In de westelijke kustvlakte wordt onder de Kwartaire afzettingen het Tertiair substraat gevormd door de Klei van Ieper behorende tot het Eoceen. Het bestaat uit een zeer kompakte grijsblauwe klei (Yc van de geologische kaart) en kan een dikte bedragen rond de 100 m. In de westelijke kustvlakte komt alleen het kleiïg facies voor (Gulinck & Hacquaert, 1954, Gulinck, 1965 en Gulinck, 1967).

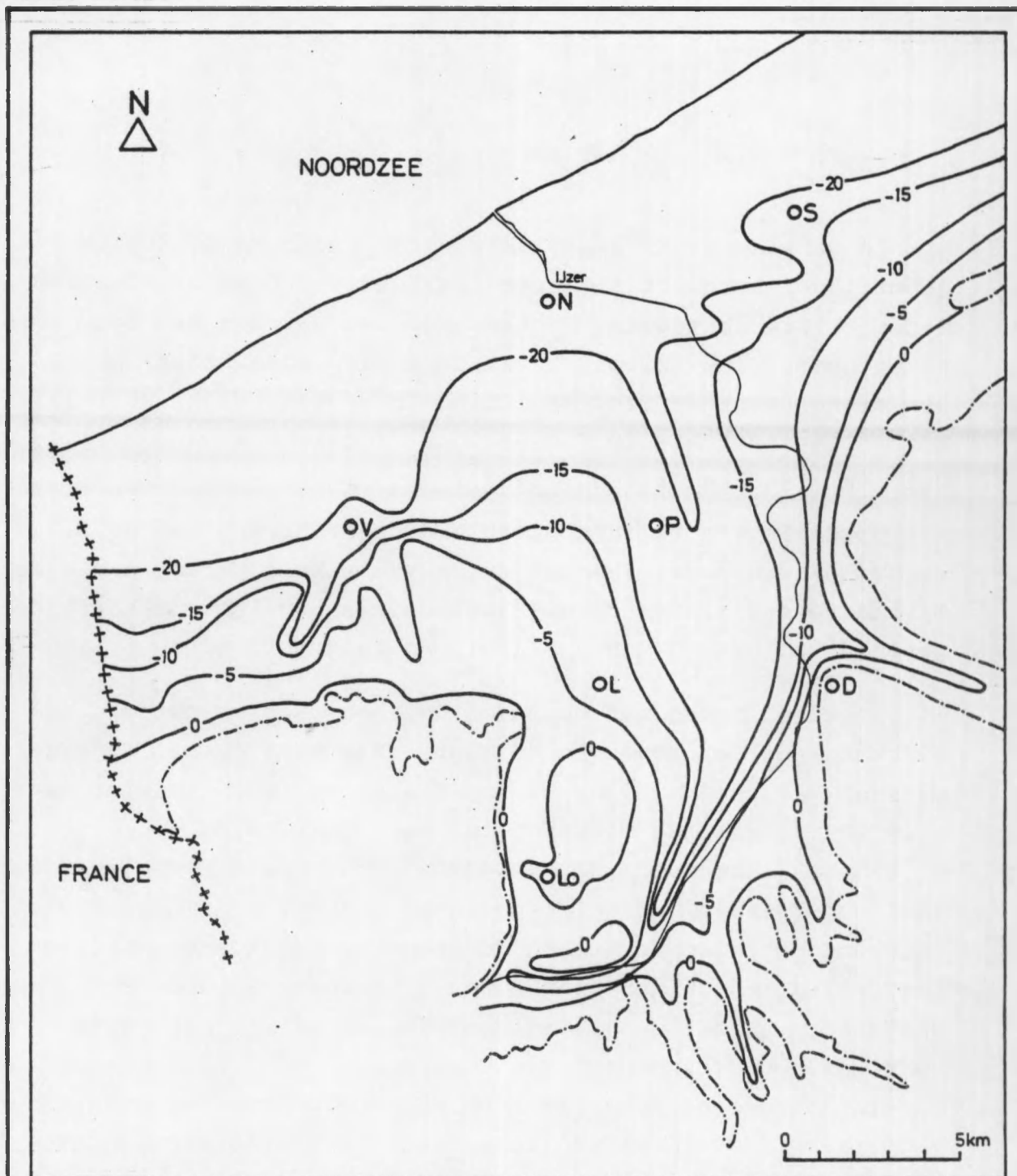
Op basis van de informatie van de archieven van de B.G.D., ge ompleteerd door eigen gegevens van enkele boringen die de Tertiaire sedimenten bereikt hebben, is een isohypsekaart opgesteld van de top van de 'Klei van Ieper' (fig. 16).

Algemeen beschouwd verlopen de isohypsen evenwijdig aan de kustlijn. De grens van de kustvlakte komt overal ongeveer overeen met de 0 m lijn. De top daalt vrij gelijkmatig, maar vlug in noordelijke richting tot meer dan -20 m.

In de 'IJzergolf' daarentegen, juist ten W van de IJzer, komt een belangrijke en diepe insnijding voor in zuidelijke richting nagenoeg tot tegen de grens van de kustvlakte. Ook het gebied ten zuiden van Veurne is gekenmerkt door een insnijding, waarbij de -15 m isohypse een smalle depressie vormt die doordringt tot aan Bulskamp.

In het gebied iets ten E en NE van Lo komt een opduiking voor waarbij de 'Klei van Ieper' een soort platform vormt op het niveau van 0 meter.

Het verloop van de top van het Tertiair buiten de kustvlakte is zeer merkwaardig in het gebied rond Diksmuide. Op zeer korte afstand gaat de top van 0 m (in de kustvlakte) naar 10 m (in de omgeving van Diksmuide) om vrij vlug verder te stijgen tot 30 m. De andere gebieden juist buiten de kustvlakte daartegenover zijn gekenmerkt door een veel geleidelijkere stijging van de top van het Tertiair.



Ysohypsenskaart van de top van de Klei van Ieper

P : Pervijze

N : Nieuwpoort

V : Veurne

D : Diksmuide

L : Lampernisse

S : Slijpe

2.3.2. DE PLEISTOCENE ONDERGROND

2.3.2.1. I n l e i d i n g

De ontwikkeling van de Holocene sedimenten is voor een groot gedeelte afhankelijk van de morfologie van de onderliggende Pleistocene sedimenten.

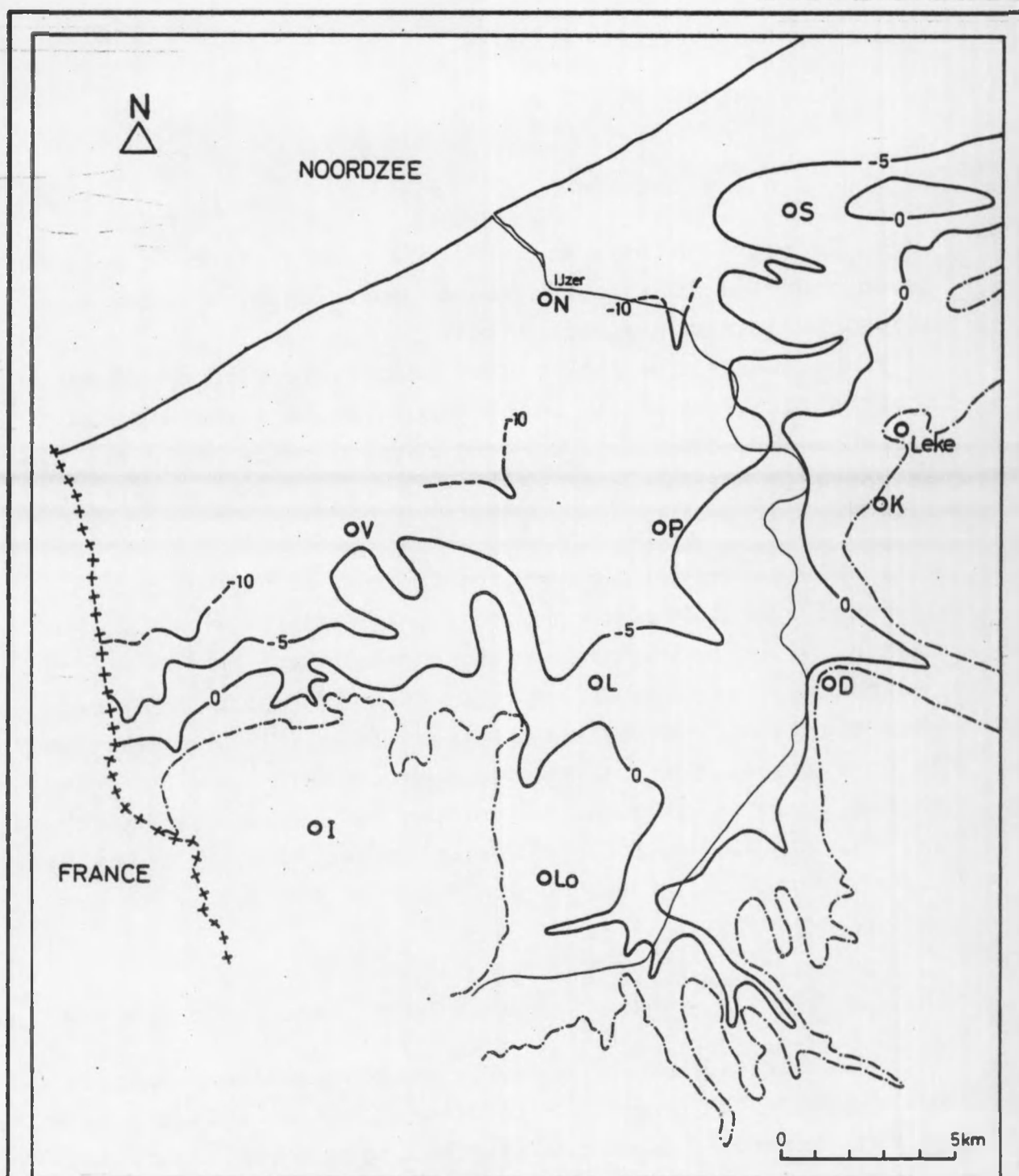
In het westelijk deel van de kustvlakte werd er echter nooit speciale aandacht besteed aan de aanwezigheid van Pleistocene sedimenten. Er werd zelfs verondersteld dat die er volledig ontbreken in tegenstelling met het oostelijke deel (Baeteman, et al., 1974 en Paepe & Baeteman, 1979).

In het kader van deze studie is tot uiting gekomen dat nagenoeg overal Pleistocene sedimenten voorkomen in de kustvlakte. Bijlange niet iedere boring bereikte de Pleistocene sedimenten, maar aan de hand van de beschikbare gegevens werd toch een globale isohypsekaart (fig. 17) gemaakt voor de hele westelijke kustvlakte, alsmede een reliëfkaart van de basis van de Holocene sedimenten per bestudeerd kaartblad (fig. 18, 19, 20, 21) waarbij weliswaar de gebieden, waar het Pleistoceen voorkomt op een diepte van meer dan 8 m, niet beschouwd werd.

2.3.2.2. G e g e v e n s u i t d e l i t t e r a t u u r

De stratigrafie van de Pleistocene sedimenten in de kustvlakte in het algemeen is niet steeds duidelijk geweest. Er zijn inderdaad bitter weinig boringen beschikbaar, noodzakelijk om de informatie te verzamelen, en deze boringen zijn daarbij allen gelokaliseerd langsheen de aktuele kustzone.

Aan de hand van deze boringen stelt Halet (1931) een stratigrafie voor waarbij hij alle afzettingen van de kustvlakte rekent bij het Boven Pleistoceen, behalve de afzettingen die voorkomen boven de veenlaag, gesitueerd rond het peil 0. Omdat deze afzettingen historisch (archeologisch) kunnen gedateerd worden, rekent hij ze tot het Holoceen of 'âge moderne'.



Reliefkaart van de Pleistocene ondergrond

V: Veurne

D: Diksmuide

N: Nieuwpoort

S: Slijpe

P: Pervijze

L: Lampernisse

K: Keiem

I: Izenberge

Figuur 17

Halet besluit dit omdat hij niet kan akkoord gaan met de indeling van Dubois (1924) die de sedimenten van de kustvlakte indeelde in 3 afzettingen, m.n. 'Assise d'Ostende, Assise de Calais en Assise de Dunkerque', alle 3 samengebracht onder de benaming 'Flandrien' zonder specifiek onderscheid te maken tussen enerzijds Pleistoceen en anderzijds Holoceen. Halet kon deze indeling niet overnemen, omdat volgens hem duidelijke grenzen tussen de verschillende afzettingen ontbreken.

In de publikatie van 1946 laat Tavernier (1946) de Holocene periode aanvangen met de Assise de Calais. In een schematisch profiel maakt hij de volgende indeling van de Pleistocene sedimenten (van onder naar boven):

- aan de basis van het Kwartair: zone graveleuse
- sable d'Ostende de l'Assise d'Ostende
- sable de Leffinge de l'Assise d'Ostende

In deze publikatie bestudeert Tavernier de stratigrafische positie van de 'Assise d'Ostende' en besluit dat de afzetting moet geplaatst worden in één van de 'Wurm - interstadialen'. De 'sable de Leffinge' die hij omschrijft als "couches de passage sablo-limoneuses avec zone tourbeuses ou graveleuses" rekent hij bij het Tardiglaciaal.

In de publikaties van 1947 en 1948 voegt Tavernier daar geen nieuwe elementen aan toe. Wel korreleert hij nu de 'zone van Leffinge' met de dekzanden van het binnenland.

Pas in 1954 wordt in een publikatie over het Kwartair door Tavernier (1954) de 'Assise d'Ostende' geplaatst in het 'interglaciaal Riss - Wurm' zonder daarbij nog over de 'zone van Leffinge' te spreken. De stratigrafische positie van de 'Assise d'Ostende' wordt door Paepe (1965) bevestigd aan de hand van een studie van een reeks boringen in de kustzone.

In 1964 wordt, zonder nieuw onderzoek, door Maréchal et al. (1964) de 'zone van Leffinge' opnieuw gerekend tot het Boven - Pleistoceen (Wurmglaciaal).

In het oostelijke deel van de kustvlakte daartegenover zijn wel enkele specifieke studies verricht betreffende de Pleistocene sedimenten. Deze studies, gebaseerd op onderzoeken van ontsluitingen, zijn gelokaliseerd in de omgeving van Brugge en Meetkerke (Paepe & Vanhoorne, 1972, Paepe et al., 1972a, De Moor & De Breuck, 1973).

Daarnaast zijn voor het oostelijk gebied ook 2 geologische profielen gepubliceerd, opgesteld aan de hand van boringen (De Breuck et al., 1969 en Paepe, 1971).

In het geologisch profiel dat gelokaliseerd is ongeveer tussen Jabbeke en Gistel (Paepe, 1971) komen sedimenten van het Eemien voor ('Afzetting van Oostende') tot op het niveau van 2 m en dekzanden van het Weichselien die de rug van 'Oudenburg - Ettelgem' opbouwen. De auteur wijst erop dat deze dekzanden verdunnen in zuidwestelijke richting en uiteindelijk uitwijken tussen het Eemien en de jongere Holocene sedimenten.

Eveneens in een geologisch profiel stellen De Breuck et al. (1969) een zeer lokale lithostratigrafie op en onderscheiden:

- de afzetting van Oostende (Eemien)
- de afzetting van Uitkerke (Weichselien)
- de afzetting van Wenduine (Tardiglaciaal)
- de afzetting van Houtave (Atlanticum)
- de afzetting van Zuienkerke (Atlanticum)
- het veen van Nieuwmunster (Atlanticum en Subboreaal)
- de afzetting van Duinkerke (Subatlanticum)

Deze lithostratigrafie wordt door Paepe & Vanhoorne (1972) grotendeels tegengesproken. De Pleistoceen / Holoceen grens moet in dit profiel veel hoger gesitueerd worden: de Holocene periode begint pas met het 'Veen van Nieuwmunster'.

In de omgeving van Meetkerke en Brugge onderscheiden en beschrijven Paepe & Vanhoorne (1972) en Paepe et al. (1972b) onder het basisveen (hier beschreven als Holland Veen van Atlantische tot Subatlantische ouderdom) een sequentie van Pleistocene sedimenten bestaande uit: dekzanden van het

Weichselien, mariene afzettingen van het Eemien (voorkomend tot op het niveau -2 m) en dekzanden van het Saalien (voorkomend tot ongeveer -4 m).

Behalve deze lokale studies in de omgeving van Brugge - Meetkerke en de enkele boringen langsheen de kustzone (waarvan de meeste trouwens ook in het oostelijke gedeelte gekoncentreerd voorkomen), zijn er voor de rest van de kustvlakte zeer weinig gegevens bekend omtrent de Pleistocene sedimenten. Onder de belangrijkste punten valt te noteren het voorkomen van de 'Afzetting van Oostende' of 'Zanden van Oostende' die behoren tot de Eem Formatie en het voorkomen van de 'Zone van Leffinge' waarvan de stratigrafische positie in de litteratuur niet steeds even duidelijk tot uiting is gekomen, maar die waarschijnlijk toch te Korreleren is met de dekzanden van het Weichselien.

Specifieke verspreidingskaarten betreffende Pleistocene sedimenten in de kustvlakte ontbreken tot nu toe in de litteratuur. In 1971 geeft Paepe (1971) voor het eerst wel een algemene overzichtskaart van de mariene Kwartaire formaties van N. België (fig. 22).

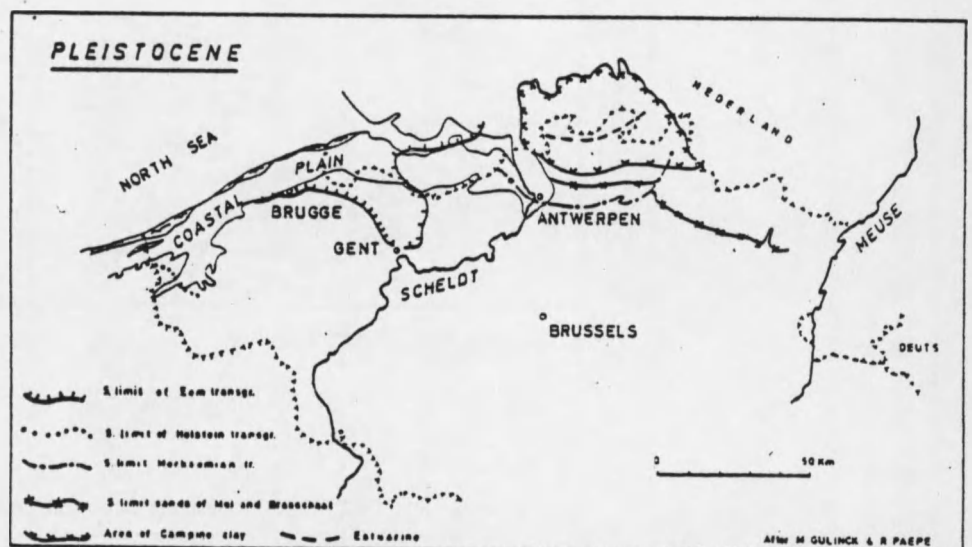


Fig. 22 Overzichtskaart van de mariene Kwartaire formaties van N. België (overgenomen uit Paepe, 1971b)

De westelijke kustvlakte wordt er blanco gelaten. Daaruit blijkt duidelijk dat er twijfels bestaan omtrent de uitbreiding van vooral de Eemien transgressie, alhoewel in de publikatie zelf vermeld staat dat: "The western part of Belgium was largely affected by the Eemian transgression. It occupied the greatest part of the present coastal plain ...".

In 1974 geven Paepe & Somme (1974) eveneens een overzichtskaart van de Pleistocene mariene transgressies voor het zuidelijke Noordzeegebied (fig.23) waarbij deze keer met zekerheid geschreven wordt dat tijdens de Eemien transgressie de kustlijn ten westen van Oostende veel verder zee-waarts lag dan de aktuele kustlijn.

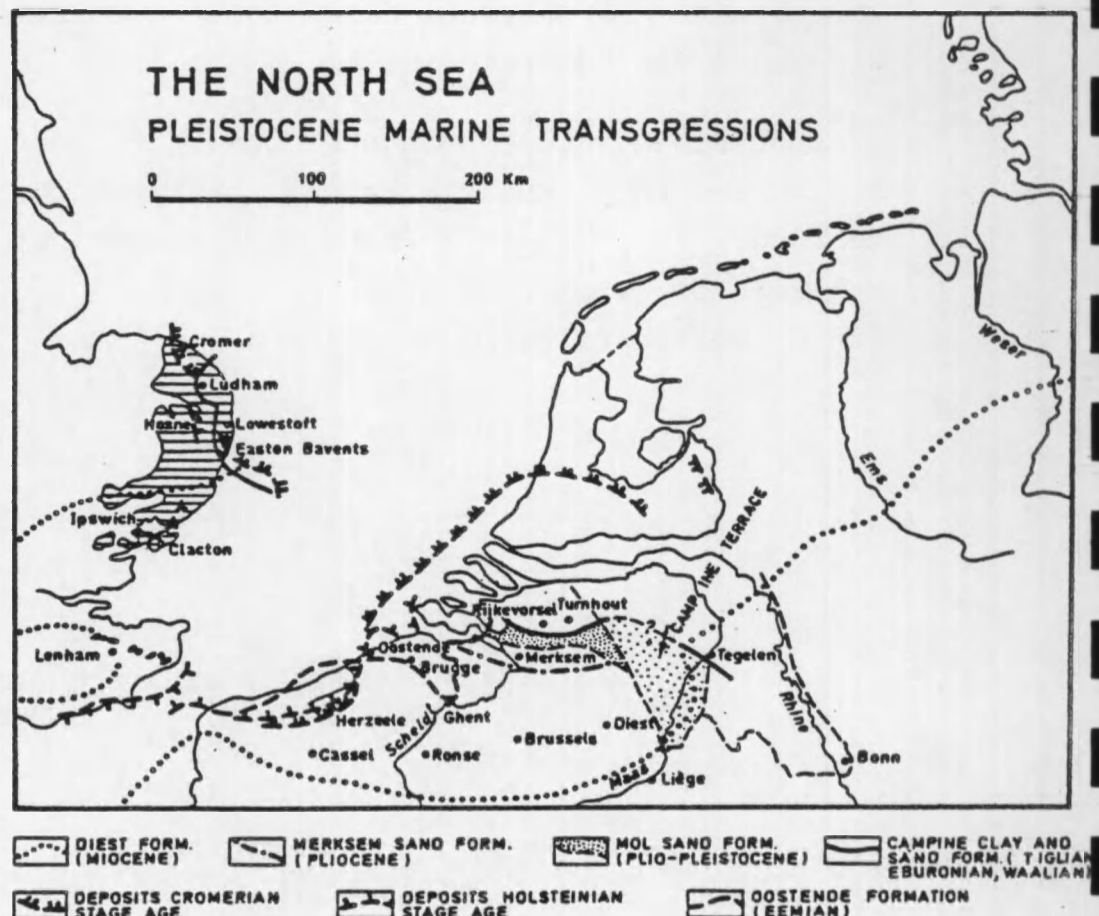


Fig. 23 Overzichtskaart van de Pleistocene mariene transgressies
(overgenomen uit Paepe & Somme, 1974)

In het SW deel van Vlaanderen, juist buiten de kustvlakte, werden mariene Midden Pleistocene sedimenten aangetroffen. Het zijn de zogenaamde 'Izenberge zanden' gekenmerkt door de aanwezigheid van Cardium edule. In een Pleistocene opduiking in de kustvlakte zelf werd deze afzetting eveneens aangetroffen, maar slechts op één plaats, nl. te Lo (in de dichte nabijheid van het dagzomend Pleistoceen) waar tevens een veenlaag gevonden werd onder deze mariene sedimenten (Vanhoorne, 1962).

Deze zanden, gekenmerkt door de talrijke Cardium edule, zijn menigmaal het onderwerp van discussie geweest in de literatuur (Rutot, 1897, Tavernier & de Heinzelin, 1962, Paepe & Sommé, 1974, Paepe & Vanhoorne, 1976 en Sommé et al., 1978) waar hier echter niet verder zal op ingegaan worden. Het 'Veen van Lo' en de 'Cardium zanden' werden ook aangetroffen in de lokaliteit Herzele, eveneens gesitueerd buiten de kustvlakte en kregen respektievelijk de benamingen 'Lo Peat Member' en 'Izenberge Crag Member'. Beide laagpakketten behoren tot de 'Herzele Formatie' van Cromerien en Holsteinien ouderdom (Paepe & Sommé, 1974 en Sommé et al., 1978).

Volgens de verspreidingskaart van de Pleistocene mariene transgressies van het zuidelijk Noordzeegebied (Paepe & Sommé, 1974) (fig. 23) komen zowel de afzettingen van Cromerien als van Holsteinien ouderdom voor in de gehele westelijke kustvlakte. Aan de hand van de 'Izenberge Zanden' en 'het Veen van Lo' werd de eventuele verspreiding van de 'Herzele Formatie' in België nagegaan (Baeteman, 1978b) waaruit blijkt dat deze niet terug te vinden is in de westelijke kustvlakte zelf.

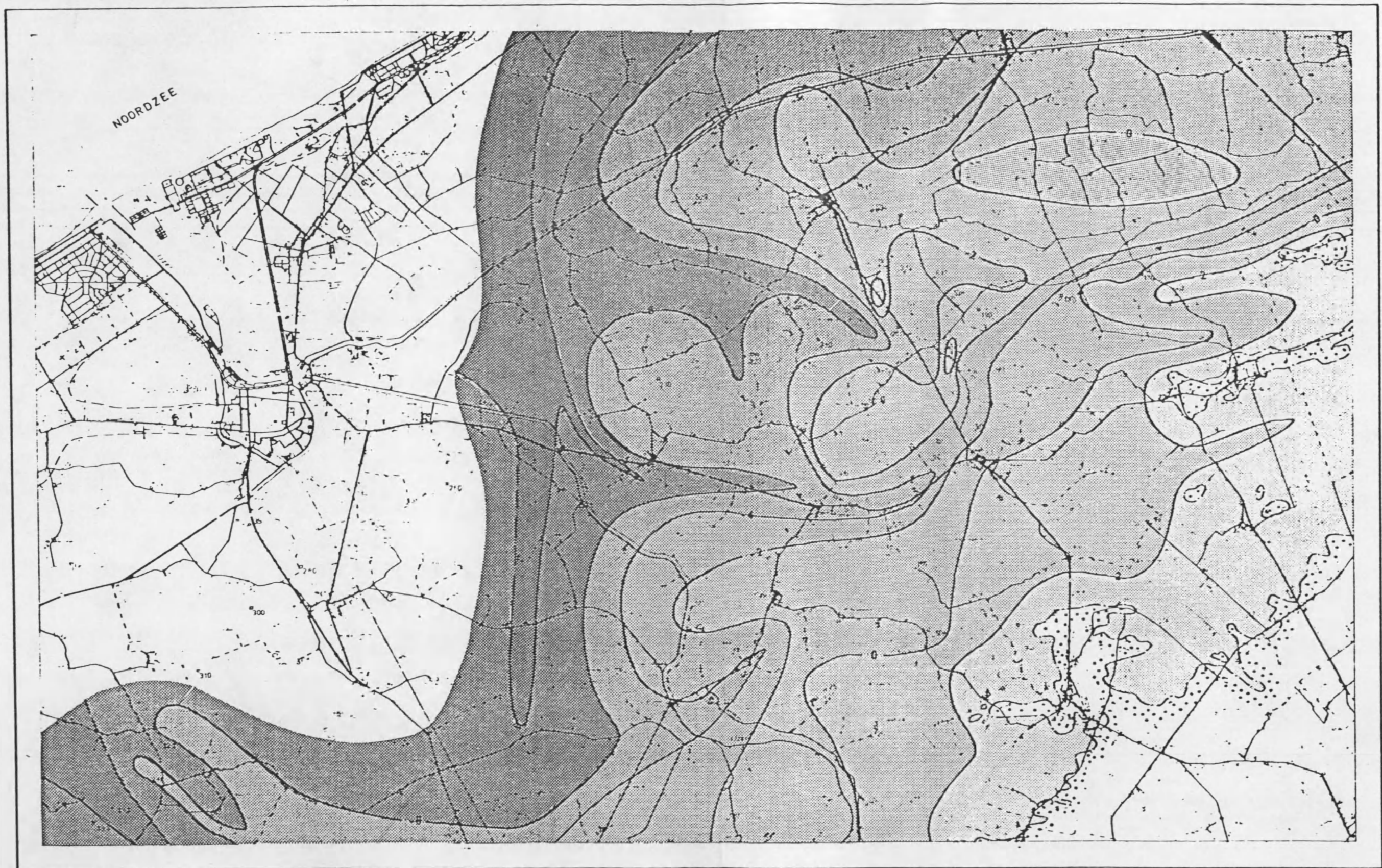
2.3.2.3. Het reliëf van de Pleistocene ondergrond

Het Pleistoceen oppervlak vertoont een tamelijk versneden reliëf. In het algemeen helt het af in NW richting, ongeveer loodrecht op de actuele kustlijn (fig.17, 18,19, 20, 21)

De grens van de kustvlakte met het gebied waar het Pleistoceen dagzoomt, bevindt zich rond de 4 à 5 m. Het merkwaardigste reliëf in heel het gebied wordt gevormd door een belangrijke insnijding in zuidelijke richting tot ver in de 'IJzer-golf'. De benedenloop van deze depressie is NW - SE gericht en bereikt een diepte tot -6 m tussen Pervijze en Oostkerke. Vanaf Oostkerke tot Nieuwkapelle draait de depressie in zuidelijke richting om dan in 3 belangrijke takken op te splitsen. Een eerste zijgeul gaat in SE richting en dringt ver in het dagzomend Pleistoceen gebied binnen. De tweede zijgeul is zuidwaarts gericht en gaat tot tegen het dagzomend Pleistoceen gebied, richting Reninge. De derde zijgeul is nagenoeg E - W gericht en gelokaliseerd iets ten S van Lo. Het is noemenswaardig dat deze belangrijke depressie geen enkele overeenkomst vertoont met de huidige lokalisatie van de IJzer. De aanwezigheid van een belangrijk pakket veen aan de basis van de Holocene sequentie in de eerste en tweede zijgeul (profiel 20) toont aan dat deze zijgeulen zeker bestonden nog vóór ze onder de invloed kwamen van de Holocene mariene transgresies.

Naast deze merkwaardige depressie wordt het reliëf ook gekenmerkt door het voorkomen van 3 belangrijke gebieden, a.h.w. plateaus, waar het Pleistocene oppervlak tamelijk hoog ligt en slechts een geringe helling heeft.

In het uiterste SW gedeelte van de kustvlakte, ten E van het 'Plateau van Izenberge' en ten S van de IJzer, vormt het Pleistoceen oppervlak een plateau op een hoogte tussen 2 à 4 m. In de omgeving van Lo en Elzendamme komen trouwens kleine opduikingen voor waar het Pleistoceen dagzoomt. Dit plateau is in het midden ingesneden door de E - W gerichte

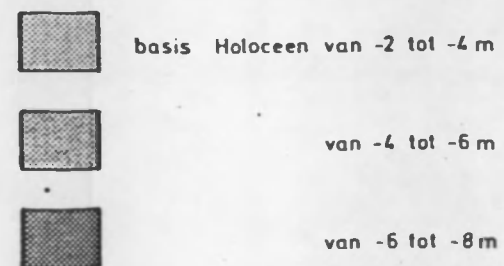
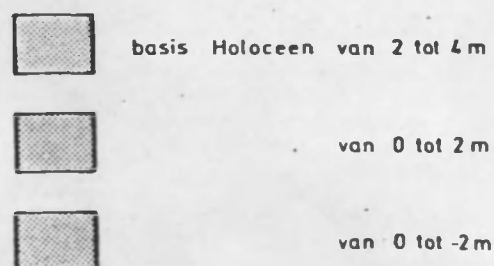


Topografische kaart
naar NGI 12/5-6

0 1 2 km

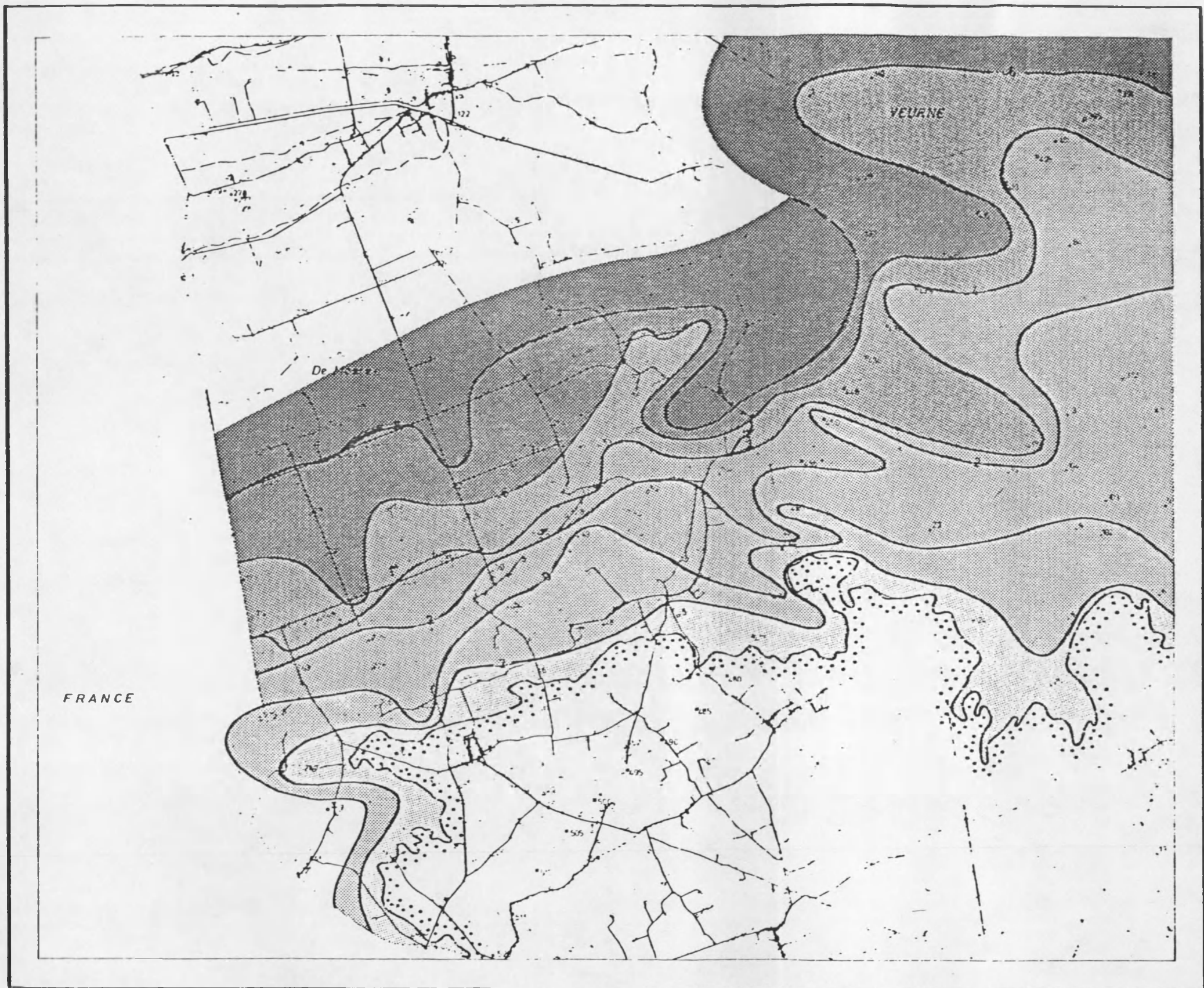
Dieptelijn basis Holocene
in m t.o.v. OP

Dagzomend Pleistocene



basis Holocene dieper dan -8 m

Fig. 18



Topografische kaart
naar NGI 19/3-4

0 1 2 km

Fig. 19



Topografische kaart
naar NGI 20/1-2

0 1 2 km

Dieptelijns basis Holocene
in m t.o.v. QP

Dagzomend Pleistoceen

basis Holocene van 2 tot 4 m

van 0 tot 2 m

van 0 tot -2 m

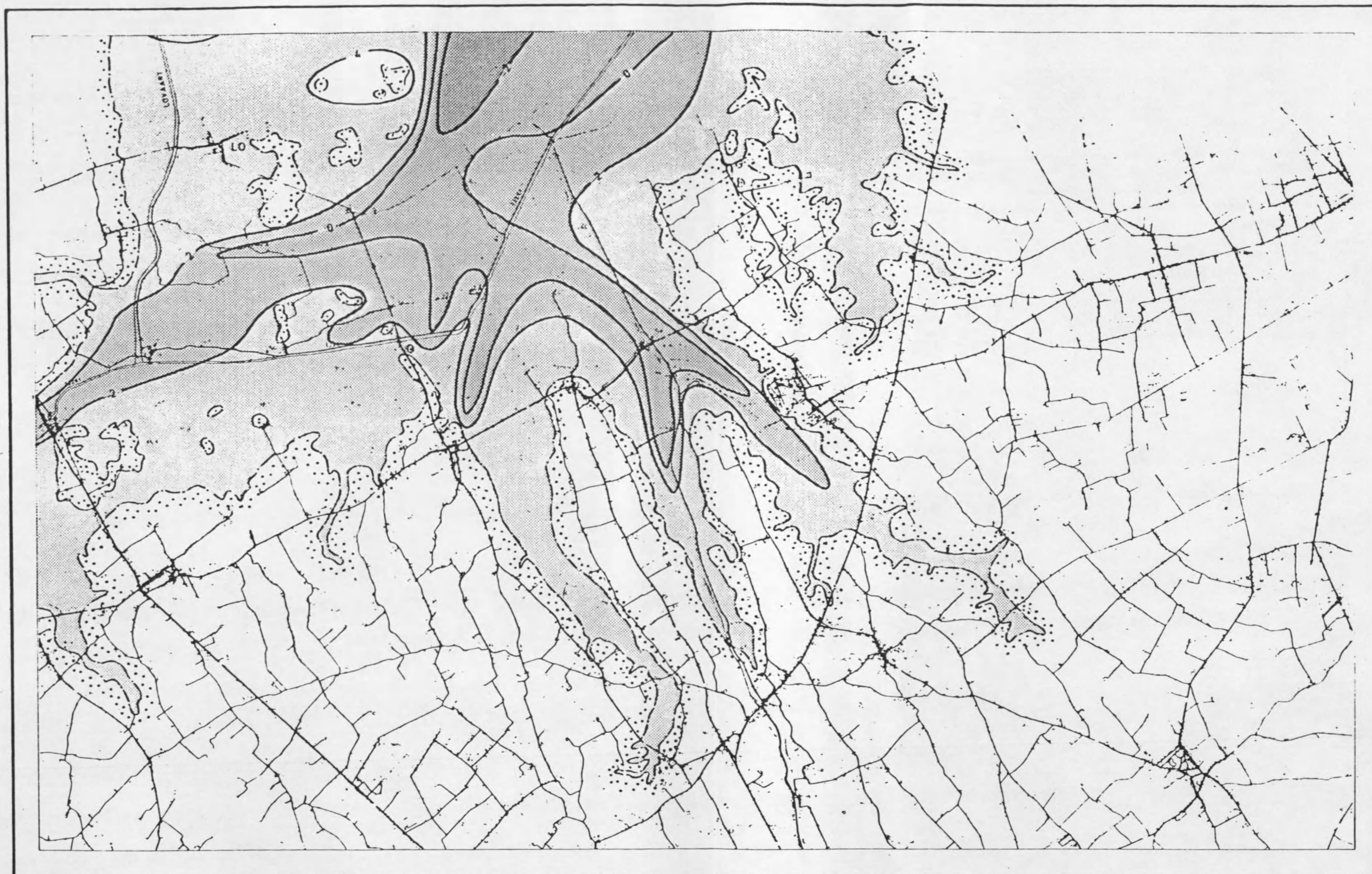
basis Holocene van -2 tot -4 m

van -4 tot -6 m

van -6 tot -8 m

dieper dan -8 m

Fig. 20



Topografische kaart
naar NGI 20/5-6

0 1 2 km

— Dieptelijn basis Holocene
in m tov OP

⋯ Dagzomend Pleistoceen

■ basis Holocene van 2 tot 4 m

■ basis Holocene van 0 tot 2 m

■ basis Holocene van 0 tot -2 m

■ basis Holocene van -2 tot -4 m

Fig. 21

zigeul. Aan haar noordelijke rand komt ook een belangrijke, maar bredere depressie voor die ongeveer N - S gericht is en gelokaliseerd is aan de grens met het 'Plateau van Izenberge'.

In het gebied ten W van Keiem en ten N van Leke vormt de Pleistocene ondergrond een aanzienlijk plateau waar het oppervlak nooit dieper daalt dan -2 m. In het oostelijk gedeelte van dit plateau komen trouwens naast enkele kleine opduikingen ook 2 langgerekte E - W gerichte ruggen voor waar het Pleistoceen dagzoomt. Het meest noordelijk deel van dit ondiep plateau is ook gekenmerkt door een E - W gerichte opduiking waar de Pleistocene ondergrond een hogere rug vormt rond het 0 niveau.

Dit plateau is vooral versneden aan haar westelijke kant. In het zuiden ervan komt een klein dal voor iets ten S van Schore. In het midden daartegenover komt een vrij belangrijke insnijding voor die aanvankelijk, tussen Mannekensvere en St. Pieterskapelle E - W gericht is en een diepte bereikt tussen -6 en -4 m. Vervolgens draait de insnijding in een E-NE richting waarbij de diepte nog -4 à -2 m bedraagt. In het NW deel, in de omgeving van Slijpe, wordt het plateau eveneens ingesneden door een dal dat een aanzienlijke breedte vertoont. Zeer merkwaardig is de diepe smalle N-S depressie die tot uiting komt tot iets ten N van Pervijze.

De aktuele Handzame vallei (ten N van Diksmuide) die een belangrijk NW-SE dal vormt ver in het dagzomend Pleistoceen gebied, komt ook reeds duidelijk tot uiting in de morfologie van de Pleistocene ondergrond.

De basis van de Holocene sequentie wordt ook hier gevormd door een aanzienlijk pakket veen, wat erop wijst dat de depressie reeds bestond vóór de Holocene mariene invloed zich liet gelden in dit gebied.

Het gebied ten NW van Eggewaartskapelle is gekenmerkt door een zeer geleidelijke en trage afname in diepte. Dit plateau wordt aan haar westelijke kant ingesneden door

enkele evenwijdig aan elkaar liggende geulen die nagenoeg E-W gericht zijn.

In het gebied van de Moeren daartegenover daalt het Pleistocene oppervlak over een korte afstand zeer vlug van +2 m tot -8 m. Daarbij verlopen de dieptelijnen nagenoeg evenwijdig aan mekaar en evenwijdig aan de aktuele kustlijn, behalve in het gebied van Bulskamp waar een breed dal voorkomt.

Het is merkwaardig dat in dit gebied de Pleistocene sedimenten slechts een zeer geringe dikte hebben. In vele gevallen is die beperkt tot minder dan 50 cm (profielen 14, 15, 19 en 27). De morfologie van de Pleistocene ondergrond vertoont er trouwens een duidelijke overeenkomst met de morfologie van het Tertiair substraat.

Bij vergelijking van het reliëf van de Pleistocene ondergrond met de top van de 'Klei van Ieper' komt duidelijk tot uiting dat de morfologie van beiden een min of meer gelijkaardig beeld vertoont (fig. 16 en fig. 17). Een van de belangrijkste punten van overeenkomst is de zuidelijk gerichte depressie in de 'IJzergolf'. Eveneens de geul ten SW van Veurne in de richting van Bulskamp is duidelijk aanwezig in de top van het Tertiair substraat. Het plateau-achtig karakter van de Pleistocene ondergrond in de omgeving van Lo en Eggewaartskapelle is ook reeds aanwezig in de morfologie van het Tertiair substraat.

2.3.2.4. D e s t r a t i g r a f i e v a n d e P l e i s t o c e n e s e d i m e n t e n

Het is absoluut de bedoeling niet om in deze studie een stratigrafie voor de Pleistocene sedimenten in de kustvlakte met hun volledige verspreiding naar voor te brengen. Daarvoor hebben de boringen te weinig informatie geleverd, zowel in de diepte als in de verspreiding.

Toch is het tot uiting gekomen dat de lithologie van de Pleistocene sedimenten niet uniform is over het gehele gebied. Aan de hand van palynologisch onderzoek* van 2 boringen in verschillende gebieden en een vergelijking met de literatuur, kon een algemeen beeld verkregen worden van de lithostratigrafie in de verschillende gebieden van de westelijke kustvlakte (fig. 24).

2.3.2.4.1. Het noordoostelijke gebied

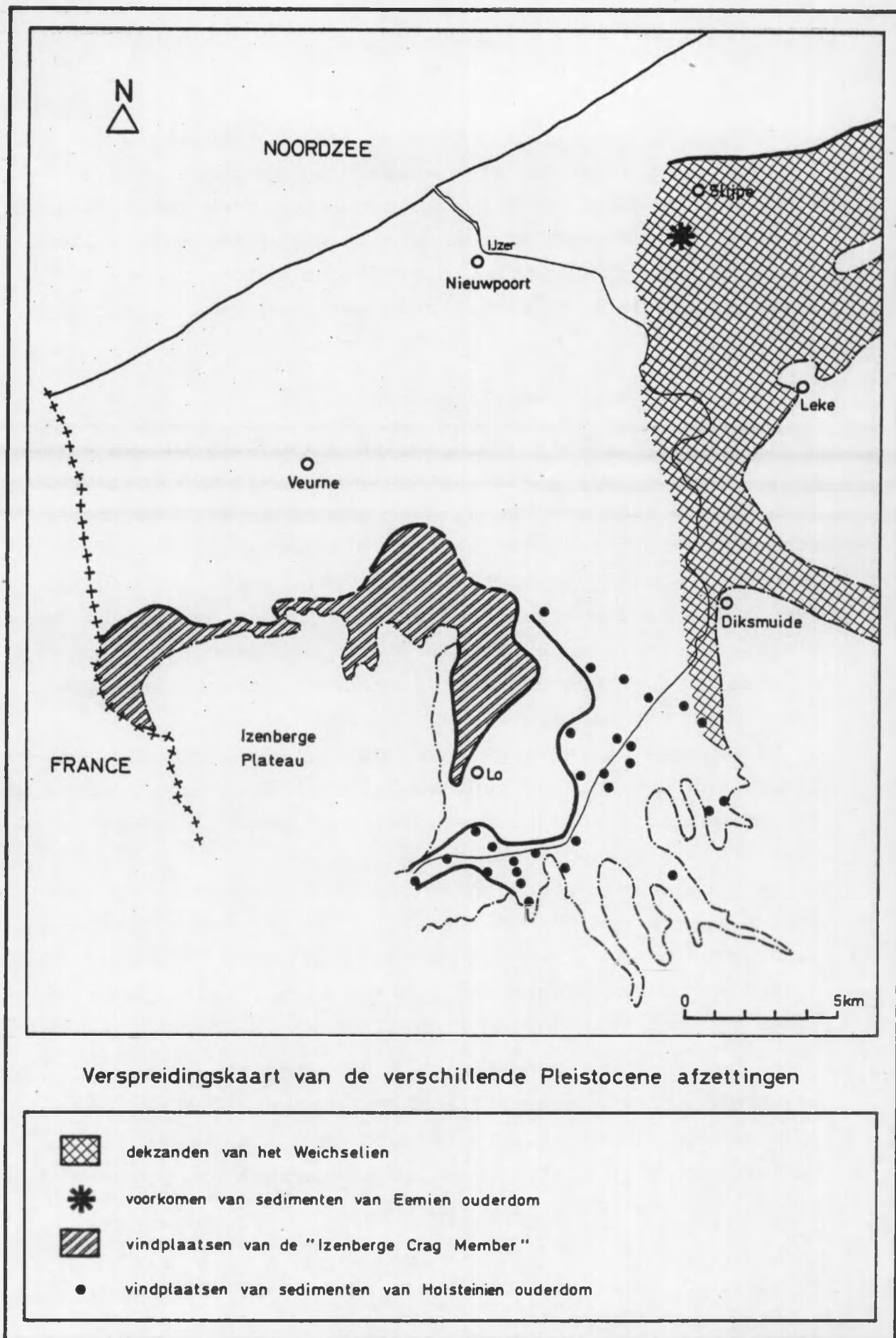
In het gebied ten N en ten W van Leke en ten W van Keiem bestaan de Pleistocene sedimenten uit een grijsbruin leemhoudend zand gekenmerkt door gebleekte kwartskorrels. Dunne humeuze horizonten alsmede plantenresten, voornamelijk stengels, komen vaak voor. De sedimenten bevatten meestal geen kalk, de top ervan is steeds kalkloos. De top van de Pleistocene sedimenten is daarbij in de meeste gevallen nog gekenmerkt door een donkerbruin podzol bodemprofiel, gevormd door het basisveen.

Dit facies is te vergelijken met het facies van de dekzanden van het Weichselien, zoals beschreven door Paepe (1971a) in het gebied rond Jabbeke-Gistel gesitueerd juist iets ten oosten van dit studiegebied.

Het pollenanalytisch onderzoek van een boring (B 362) gelokaliseerd ten S van Spermalie (Slijpe) bevestigt inderdaad dat, direkt onder mariene sedimenten van Atlantische ouderdom, op een diepte van 9 m tot 15 m, afzettingen voorkomen van het Weichselien Pleniglaciaal (Midden - Weichselien).

In het geologisch profiel van de autosnelweg Brugge - Calais, beschreven door Paepe (1971a) wordt er echter vermeld dat de dekzanden in SW richting uitwijken en volledig verdwijnen (vanaf boring 98, ter hoogte van Westkerke) om vervangen te worden door de 'Afzetting van Calais'.

*Onderzoek bereidwillig uitgevoerd door dr. W.H. Zagwijn, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.



Figuur 24

Bij de studie van de westelijke voortzetting van dit profiel dat er nagenoeg bij aansluit (profiel 26), is gebleken dat in het oostelijk deel van dit profiel (tot B 193) onder de bovenste veenlaag, vanaf ongeveer het niveau +1 m, geen Holocene mariene sedimenten meer voorkomen, behalve in een belangrijke geul waar de top van de Pleistocene ondergrond zich bevindt tussen -4 en -2 m. Inderdaad, de sedimenten die onder de veenlaag voorkomen, bestaan uit een grijs leemhoudend fijn zand, kalkloos en gekenmerkt door een 'chocolade bruine' kleur aan de top. Vanaf een dieper niveau komt er sporadisch fijn schelpgruis voor.

Ook de talrijke eigen uitgevoerde boringen in de nabijheid van dit geologisch profiel hebben de aanwezigheid aangetoond van het grijs lemig zandig facies onder de veenlaag. Dit facies is helemaal niet te vergelijken met het facies van de mariene Holocene sedimenten dat in het meer westelijk gebied voorkomt en dat in het algemeen bestaat uit een grijsblauwe slappe, al of niet silteuze klei met veenintercalaties en tot de 'Afzetting van Calais' behoort.

Het is daarom verwonderlijk dat in het profiel, beschreven door Paepe (1971) de 'Afzetting van Calais' nog op zo'n aanzienlijke diepte voorkomt.

Bij een nader onderzoek van de bijgaande boorbeschrijvingen is echter gebleken dat wat op het profiel uitgetekend is als 'Afzetting van Calais', beschreven werd als "donkergrijs sterk leemhoudend zand met vegetatiestippels" of "bruingrijs sterk leemhoudend zand met bruingrijze lemige humeuze kleilenzen". Dit facies is identiek aan het facies dat meer ten oosten in het profiel voorkomt en geïnterpreteerd werd als dekzand van het Weichselien.

Op basis van de lithologie moet bijgevolg wat als 'Afzetting van Calais' geïnterpreteerd werd in dit profiel, gerekend worden tot de Pleistocene dekzanden.

2.3.2.4.2. Het zuidelijke en noordoostelijke gebied

Het gebied ten S van Diksmuide en meer bepaald ten SE van de IJzer, is gekenmerkt door de aanwezigheid van een dik pakket Pleistocene sedimenten die voorkomen reeds vanaf een niveau van +2 m. Deze Pleistocene sedimenten vertonen overal hetzelfde typische facies bestaande uit een bleek-blauwachtig grijze lemige klei tot kleiïge leem met een horizontale gelaagdheid waarin soms sporadisch laagjes grover zand voorkomen. Behalve de top die steeds kalkloos is, is het sediment meestal zeer kalkrijk. Er komen veel reductievlekken voor.

Het facies vertoont veel gelijkenis met het lagunaire facies van de Holocene mariene sedimenten. Daardoor kan gemakkelijk verwarring ontstaan in de interpretatie. Maar de voortzetting van de afzetting buiten de kustvlakte in S en SW richting, wijst wel degelijk op een Pleistocene ouderdom. In de meeste gevallen, voornamelijk naar het E toe, ligt de grijze kleiïge leem niet onmiddellijk onder het basisveen, maar is het bedekt door een dunne laag geel tot grijsbruin kalkloos lemig zand. Op het kontakt met beide afzettingen komen sporadisch enkele kleine keitjes voor.

De afzetting is vooral gekenmerkt door de aanwezigheid van talrijke schelpen en -fragmenten, zoals Cardium edule, enkele broze zoetwaterschelpjes, maar voornamelijk gastropoden van het type Bithinia. In het sediment zijn steeds plantenresten aanwezig (vooral stengels), humeuze zones, evenals weinig materiaal (detritus) dat meestal gekoncentreerd is in laagjes.

In enkele boringen werden veenlagen aangetroffen die een dikte kunnen bereiken tot 40 cm (vb. B 350 en B 353). In een van die boringen (B 350) die weliswaar gelokaliseerd is juist buiten de kustvlakte (50° 55' 41'' NB en 02° 41' 49'' EL) werd de lemige klei afzetting palynologisch onderzocht waaruit blijkt dat ze van Holsteinien ouderdom is (Ponniah, 1977).

Het onderzochte gedeelte van de boring beslaat meer bepaald de tweede helft van de subzone Ho 3a en het begin van de subzone Ho 3b. Een Eemien ouderdom werd uitgesloten wegens de aanwezigheid van Pterocarya sp. . Ook Rutot had bij de kartering in de kustvlakte van voornamelijk het kaartblad Lange-mark (rond de jaren 1896) dit facies herkend en beschreef het als "Limon gris, hesbayen (q3m)".

2.3.2.4.3. Het gebied ten N en ten E van het 'Plateau van Izenberge'

De kustvlakte in de onmiddellijke omgeving van het 'Izenberge Plateau' is gekenmerkt door de aanwezigheid van Pleistocene sedimenten die bestaan uit een groenachtig klei-houdend zand. Ze zijn meestal nog bedekt door een pakket grijsbruine zandige klei van 10 à 20 cm dikte. Het groenachtige zand is middelmatig tot soms grof en meestal zeer heterogeen. Sporadisch komen er ook kleine keitjes voor. In vele gevallen bevat het sediment fijn schelpgruis of enkele schelpfragmentjes.

Er is echter een belangrijk verschil op te merken in deze Pleistocene afzetting tussen het noordelijke en het oostelijke gebied.

In het gebied ten N van het 'Izenberge Plateau' is het Pleistoceen dek zeer dun, meestal variërend van 10 tot 50 cm. De groene zanden zijn er heel dikwijls volledig vervangen door een grijsbruine zandige klei.

Ten E daartegenover bereiken de groenachtige zanden een belangrijke dikte (minstens 1 m). Ze komen eerder gekoncentreerd voor in een smalle N-S zone die gelokaliseerd is juist ten E van de Lovaart. De zuidelijke uitbreiding ervan kan vervolgd worden tot iets ten W van Lo. De top van de afzetting is terug te vinden vanaf het niveau variërend van +0,70 tot -2,50 m. In dit oostelijk gebied is de afzetting vooral gekenmerkt door de aanwezigheid van talrijke Cardium edule, waarvan de meeste echter zeer klein zijn (vb. B 95 en B 60).

Deze afzetting kan heel waarschijnlijk gekorreleerd worden met de 'Izenberge Crag Member' behorende tot de 'Herzele Formatie' (Paepe & Sommé, 1974).

2.3.2.5. B e s l u i t

In dit onderzoek is tot uiting gekomen dat in de westelijke kustvlakte wel degelijk Pleistocene sedimenten voorkomen. Gebrek aan voldoende informatie betreffende de diepte en verspreiding maakten het niet mogelijk om een doorgedreven studie naar voor te brengen omtrent de Pleistocene sedimenten. Toch kon een algemeen beeld gevormd worden van de morfologie en de stratigrafie van de Pleistocene ondergrond.

Een van de merkwaardige aspecten in de morfologie is de aanwezigheid van enkele belangrijke geulen zoals in de 'IJzergolf', de Handzame Vallei en in de omgeving van Bulskamp. Deze insnijdingen werden echter niet gevormd onder de mariene invloed gedurende de Holocene periode, maar waren reeds vroeger aanwezig. De aktuele loop van de IJzer is helemaal niet terug te vinden in deze morfologie.

Een ander belangrijk aspect is de overeenkomst die er bestaat tussen de morfologie van enerzijds de top van de Pleistocene ondergrond en anderzijds de top van het Tertiair substraat, behalve in het NE gebied (ten N van Leke). Het reliëf van de Pleistocene ondergrond is blijkbaar in sterke mate beïnvloed geworden door het reliëf van het Tertiair.

Betreffende de stratigrafie is duidelijk tot uiting gekomen dat de Pleistocene sedimenten niet over de gehele westelijke kustvlakte uniform zijn. Inderdaad, afzettingen van verschillende ouderdom werden aangetroffen die elk min of meer gekoncentreerd in een bepaald gebied voorkomen* (fig. 24).

Zo worden de dekzanden van Weichselien ouderdom voornamelijk aangetroffen in het noordoostelijke deel van het studiegebied; de 'Izenberge Crag Member' van Holsteinien

*Het is evident dat aanvullende informatie, voornamelijk in de diepte, het beeld van deze verspreidingskaart aanzienlijk kan veranderen.

ouderdom lijkt beperkt voor te komen ten N en ten E van het 'Izenberge Plateau', terwijl het SE deel van de 'IJzergolf' ingenomen wordt door de blauwgrijze kleiïge leem eveneens van Holsteinien ouderdom.

Slechts op één enkele plaats is de aanwezigheid van sedimenten van Eemien ouderdom aangetoond geworden.

In B 362 gelokaliseerd te Spermalie (Slijpe) ($51^{\circ} 8' 45''$ NB en $2^{\circ} 50' 20''$ EL) komen op een diepte vanaf 15 m mariene sedimenten voor. Het palynologisch onderzoek ervan (dr. Zagwijn) wijst naar alle waarschijnlijkheid op een late fase van het Eemien (zone E 6 van de Nederlandse indeling).

2.4. STRATIGRAFISCHE BESCHRIJVING VAN DE HOLOCENE SEDIMENTEN

2.4.1. INLEIDING

Onder invloed van de Holocene zeespiegelrijzing is een pakket afzettingen tot stand gekomen waarvan de dikte meer dan 20 m kan bedragen. Deze sedimenten bestaan enerzijds uit klastische afzettingen (zand en klei), hoofdzakelijk opgebouwd onder invloed van een getijdezee, en anderzijds uit semiterrestrische afzettingen (veen).

In deze studie zullen deze afzettingen samen gegroepeerd worden onder de benaming "Formatie van Vlaanderen".

De Formatie van Vlaanderen bestaat uit een afwisseling van zand en klei met veen, waarbij vrijwel alle mogelijke combinaties van de lithologische eenheden kunnen voorkomen. De dikte van de Formatie bedraagt van minder dan 1 m tot bijna 30 m; de diepte van de bovenkant van de Formatie wordt gevormd door het maaiveld. De Formatie van Vlaanderen is van Holocene ouderdom.

De Formatie van Vlaanderen is te vergelijken met de "Noordzee Groep" (Roeleveld, 1974) en met de "Westland Formatie" (Zagwijn & Van Staalduinen, 1975), beiden gedefinieerd voor de Nederlandse kustvlakte en met de term "Küstenholozän" (Barckhausen, et al., 1977) ingevoerd voor de Noord Duitse kustvlakte.

In een studie over "The Quaternary History of the North Sea" werd door Sommé (1979) voor Noord Frankrijk reeds de "Flandre Formation" ingevoerd. Volgens Sommé bestaat de "Flandre Formation" in het type gebied Calais uit vijf stratigrafische eenheden die de auteur omschrijft als volgt:

- het schoorwallen systeem opgebouwd uit grint
- de wadafzettingen van de 'Assise de Calais'
- het hoofdzakelijk Subboreale 'oppervlakte veen' - complex
- de afzettingen van de 'Assise de Dunkerque'
- de duinengordels

In dezelfde publikatie wordt voor het Belgische gedeelte eveneens de "Vlaanderen Formation" gebruikt (Paepe & Baeteman, 1979) die bestaat uit: de Calais Member, de Dunkerque Member, de Holland Peat Member alsmede een volledig nieuw ingevoerd laagpakket: de Lampernisse Member, bestaande uit geremanieerde Pleistocene sedimenten.

De lithostratigrafische eenheid "Vlaanderen Formatie" zal in deze studie niet verder onderverdeeld worden zoals gebruikelijk in de traditionele lithostratigrafische klassifikatie (Hedberg, 1976).

Het nieuwe voorstel voor een lithologische klassifikatie van mariene Holocene sedimenten van Barckhausen, Preuss & Streif (1977) zal in deze studie toegepast worden (cf. 1.1.8. en 1.4.).

Na een inleidend algemeen overzicht van de verspreiding van de complexen, zullen de verschillende opeenvolgende sequenties van de lithologische klassifikatie besproken worden.

2.4.2. DE VERSPREIDING VAN DE LITHOLOGISCHE KOMPLEXEN - EEN ALGEMEEN OVERZICHT

Om een algemeen en globaal overzicht te krijgen van de opbouw en lithologie van de Holocene sequentie in de westelijke kustvlakte werd de Formatie van Vlaanderen allereerst onderverdeeld op basis van het eerste en tevens hoogste niveau van het hiërarchisch systeem: de complexen (fig. 25).

In de westelijke kustvlakte zijn de 3 hoofdtypen X, Y en Z aanwezig.

Het Z hoofdtype (veen complex) komt weinig voor en is beperkt tot het zuidelijke deel van de vlakte, meer bepaald in het zuiden van de IJzergolf en in het centrum van de Handzame vallei.

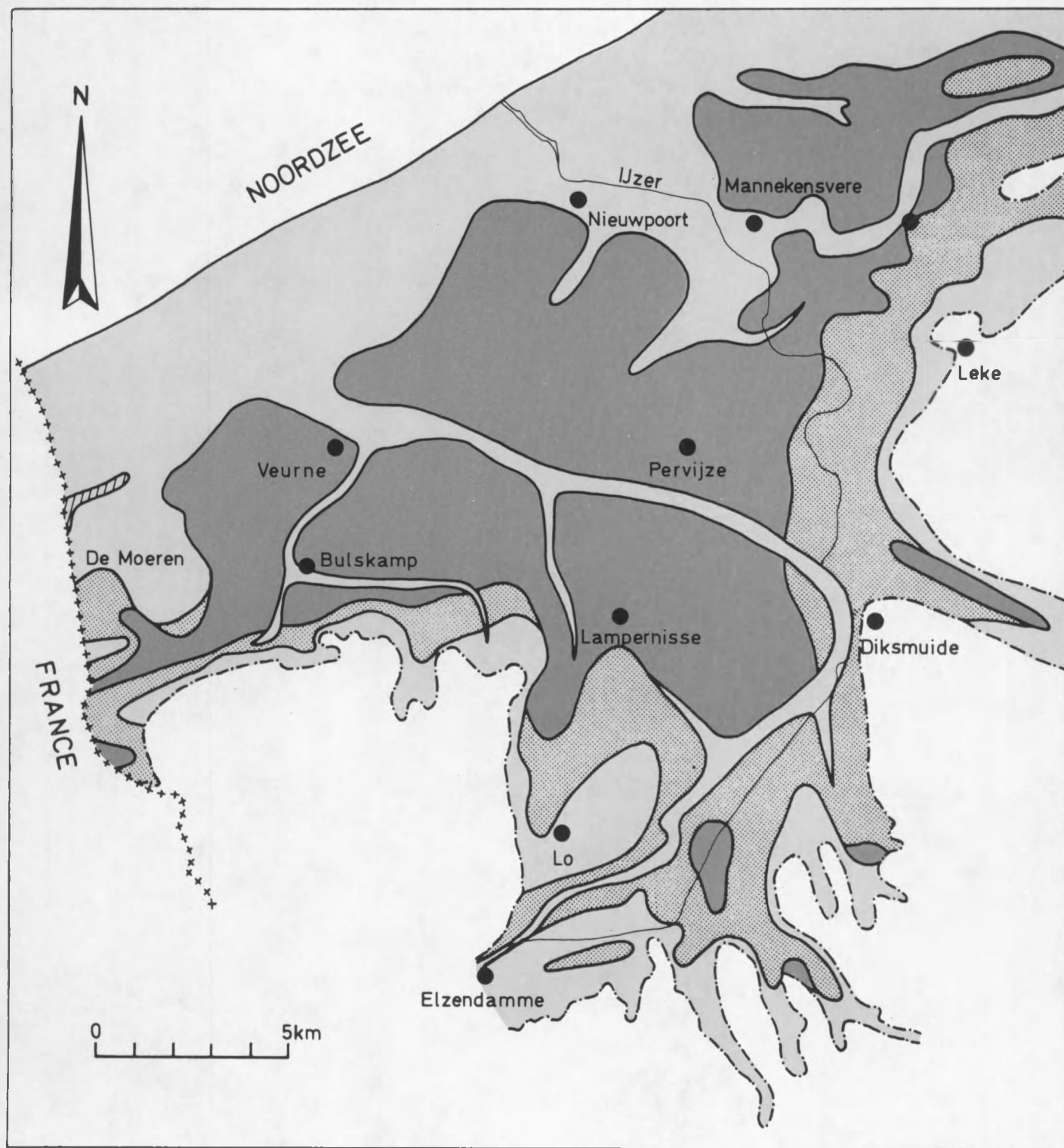
Het X-hoofdtype (klastische complex) kent een veel grotere verspreiding dat terug te vinden is in twee verschillende gebieden: in een zone nabij de grens van de kustvlakte en in een brede zone langsheen de aktuele kustlijn. Het X-hoofdtype werd in deze overzichtskaart onderverdeeld in 3 neven-typen: X1, X2 en X3 die op hun beurt ook gelokaliseerd zijn in welbepaalde gebieden.

Het X1 type (klastisch kompleks zonder basisveen) is overal terug te vinden in een smalle zone grenzend aan het dagzomend Pleistoceen gebied (behalve in de omgeving van Diksmuide). Daarnaast komt het ook voor in een brede zone evenwijdig aan de kustlijn. Deze zone is gekenmerkt door twee brede zuidelijke uitbreidingen gelokaliseerd ten SE van Nieuwpoort en in het gebied van De Moeren. Buiten deze twee zones wordt het X1 type ook nog aangetroffen in enkele geulen waarvan de belangrijkste zich bevinden tussen Veurne-Diksmuide-Elzendamme, Veurne-Bulskamp en Mannekensvere-St. Pieters Kapelle.

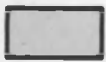
Het X2 type (klastisch kompleks met basisveen) kent een belangrijke verspreiding in de IJzergolf. Het is tevens bijna overal aanwezig in een smalle strook nabij de grens van de kustvlakte aansluitend op en gelijklopend met de X1 zone.

Het X3 type (klastisch kompleks met een organische deksequentie) wordt zeer beperkt aangetroffen, gelokaliseerd aan de zuidelijke rand van de binnenduinen.

Het overige grootste gedeelte van de kustvlakte, tussen de X1 en X2 zones, met een kleine zuidelijke uitbreiding in de IJzergolf, wordt ingenomen door het Y-hoofdtype.



verspreiding van de lithologische complexen

 X 1 — profieltype
 X 2 — profieltype
 X 3 — profieltype

 Y — profieltype
 Z — profieltype

C. Baeteman

2.4.3. DE ORGANISCHE BASISSEQUENTIE

De term basisveen wordt in deze studie gebruikt om het veen aan te duiden dat voorkomt aan de basis van de Holocene sequentie.

In het hier toegepaste karteringssysteem behoort het basisveen tot de 'organische basis sequentie, qhOB'.

Deze studie heeft duidelijk uitgemaakt dat het basisveen wel degelijk aanwezig is in de westelijke kustvlakte, dit in tegenstelling tot de gegevens uit de Belgische literatuur (cf. 2.2.2.).

Het basisveen kan bestaan uit een goed ontwikkeld veen, maar ook voorkomen onder de vorm van sterk venige klei of beperkt zijn tot slechts een humeus bodemprofiel, ontwikkeld in de Pleistocene ondergrond. De verspreiding* en dikte ervan is sterk verschillend over het gehele gebied.

In het noordoostelijke deel van het studiegebied, waar de Pleistocene ondergrond uit dekzanden bestaat, is het basisveen in het algemeen zeer goed ontwikkeld. Meestal vormt het een ononderbroken pakket van 50 cm dikte dat het Pleistoceen oppervlak doorlopend bedekt (profiel 18: B 130, 126, 123 en profiel 6: 125, D87, 126, 124, D87). In de kleine depressies van het golvend reliëf van de dekzanden is het veen zelfs beter tot ontwikkeling kunnen komen (profiel 1, profiel 4 en profiel 16). Het basisveen kan er zelfs een dikte bereiken tot 1 m (B 199).

Het veen komt meestal voor tot het niveau 1 à 1,5 m, max 2 m. Het is wel uitzonderlijk dat het in dit gebied nog hoger voorkomt (vb. profiel 17, B 340 tot 3 m). Op de profielen komt het trouwens tot uiting dat wanneer de Pleistocene ondergrond hoger komt te liggen, het basisveen dunner wordt (B 105) of zelfs helemaal niet aanwezig

*Zoals reeds meermaals werd aangehaald, zal wegens gebrek aan informatie, het gebied waar de basis van de Holocene sequentie dieper ligt dan 8 à 10 m, niet beschouwd worden.

is (B 83) (vb. profiel 4).

Inderdaad, in nagenoeg alle profielen is het te zien dat het basisveen niet tot ontwikkeling is kunnen komen tot tegen het dagzomend Pleistoceen gebied, juist omwille van het feit dat de Pleistocene ondergrond er op een te hoog niveau ligt. Op de verspreidingskaart van de lithologische complexen (fig. 25) komt overal (behalve ten S van Diksmuide) een smalle strook voor juist aan de grens van de kustvlakte waar het basisveen ontbreekt. Ook in het gebied ten NE van Lo, waar de Pleistocene ondergrond een hogerliggend plateau vormt, ontbreekt het eveneens.

Het systematisch ontbreken van het basisveen vanaf een bepaalde hoogte en in de onmiddellijke nabijheid van het achterland, impliceert dat er een nauw verband bestond tussen de hoogte van het stijgende zeeniveau en het begin van de veengroei.

In zeewaartse richting (eveneens in het noordoostelijke deel van het studiegebied) vermindert de dikte van het basisveen ook aanzienlijk. Op sommige plaatsen is het er zelfs volledig afwezig (bv. profiel 2: B 528, 527, 525 en profiel 4: B 197 en 563).

Dit ontbreken is niet het resultaat van erosie, want de Pleistocene ondergrond is er onmiddellijk bedekt door de kleiafzettingen van het lagunair en wadfacies (S1). Erosieniveaus werden er trouwens ook niet waargenomen.

De oorzaak dat het basisveen slechts als een dunne laag voorkomt, is te zoeken in de aanwezigheid van de mariene invloed die uiteraard vlugger en meer uitgesproken tot uiting is gekomen in de meer zeewaartse gebieden of daar waar getijdegeulen tot diep het land konden binnendringen.

Dit betekent nu natuurlijk niet dat in de meer zeewaartse gebieden het basisveen altijd als een dunne laag voorkomt, of ontbreekt. Het voorkomen en de ontwikkeling ervan is in de eerste plaats afhankelijk van het niveau waarop de Pleistocene ondergrond zich bevindt in relatie met het niveau van de stijgende zeespiegel.

Maar in een gebied waar het Pleistoceen oppervlak over een lange afstand nagenoeg konstant blijft op hetzelfde niveau, is het wel tot uiting gekomen dat de groei van het basisveen vlugger tot een einde is gekomen of zich nooit heeft kunnen ontwikkelen in meer zeewaartse richting (vb. profiel 2, profiel 4).

In de 'IJzergolf' is het basisveen eveneens zeer goed ontwikkeld. In het meest zuidelijke deel ervan is het echter uitsluitend gelokaliseerd in de depressies in het Pleistoceen (profiel 20). Het basisveen komt er voor vanaf -2 m tot een hoogte van 3 à 3,5 m en bereikt er ook veruit zijn maximale dikte (D 55). Zelfs in de meeste N-S gerichte dalen in het uiterste S van de 'IJzergolf', waar de kustvlakte tot diep in het binnenland dringt, is er basisveen aanwezig met een dikte tot bijna 2 m (profiel 10 c: D 24, 25, 27) evenals in de Handzame vallei.

Meer naar het noorden toe kent het basisveen een grotere laterale verspreiding omdat de Pleistocene ondergrond er op een iets lager niveau voorkomt.

Bij de beschrijving van het reliëf van de Pleistocene ondergrond werd er reeds op gewezen dat de aktuele loop van de IJzer niet tot uiting komt in de morfologie ervan. Ook in de Holocene opvullingssequentie is de invloed van de aktuele rivier onder de vorm van geulafzettingen niet aanwezig, maar een belangrijk pakket ononderbroken basisveen wordt aangetroffen (profiel 10 c, 21, 22, 23). Slechts in de onmiddellijke omgeving van Diksmuide ontbreekt op de plaats van de huidige rivier, het basisveen en komen geulsedimenten voor (profiel 7).

In de 'IJzergolf' komt het duidelijk tot uiting dat de ontwikkeling van het basisveen sterk afhankelijk is van het reliëf van de Pleistocene ondergrond (vb. profiel 23). Ondiepe depressies zijn bijna altijd bedekt door een dunne laag basisveen, terwijl in belangrijke depressies een pakket voorkomt met een aanzienlijke dikte (B 60, D 2 en D 28).

Zoals door Roeleveld (1974) reeds werd aangehaald, zullen in de depressies regelmatige overstromingen, veroorzaakt door de afvloeiing van het oppervlaktewater, in sterke mate bijdragen tot veenvorming en zal in dit geval de invloed van de stijgende zeespiegel niet noodzakelijk de belangrijkste bepalende faktor geweest zijn bij de aanvang van de veengroei.

In het gebied ten S van Veurne en De Moeren waar een dun laagje Pleistocene sedimenten het sterk afhellend Tertiair substraat bedekt, is het basisveen zeer dun en dikwijls beperkt tot een bodemhorizont in de Pleistocene sedimenten of zelfs helemaal afwezig (bv. profiel 12, profiel 15, profiel 14: B 229 en 228). Ook hier is echter geen sprake van erosie. Waar daartegenover de Pleistocene sedimenten dikker zijn en vooral niet zo sterk afhellen, is het basisveen veel beter ontwikkeld (profiel 19).

Deze vaststellingen bevestigen inderdaad de veronderstelling van de Vries (1974, zoals aangehaald door Roeleveld, 1974 en Griede, 1978) dat het begin van de vorming van het basisveen niet enkel toe te schrijven is aan de stijging van het grondwaterniveau, maar dat de veenvorming dicht in verband staat met het optreden van zoete kwel vanuit het hoger gelegen Pleistocene oppervlak in een zone evenwijdig aan de kust. Naarmate de zeespiegel stijgt in de loop der tijd, schuift deze zone meer en meer landinwaarts en komt steeds op een hoger niveau te liggen.

Roeleveld (1974) is echter niet helemaal juist wanneer hij schrijft dat in de Belgische kustvlakte het basisveen nagenoeg overal afwezig is door het feit dat onder de Holocene sequentie relatief ondoordringbare oudere afzettingen voorkomen die de kwel tegengaan.

Maar in het gebied ten S van Veurne en De Moeren is de aanwezigheid van de ondoordringbare Tertiaire klei, nagenoeg onmiddellijk onder de Holocene sedimenten, inderdaad een van de oorzaken van het ontbreken of zeer geringe ontwikkeling van het basisveen.

De helling van de ondergrond is echter ook van zeer groot belang. Zoals door Ooijevaar (1975) werd naar voor gebracht, geeft een relatief vlakke ondergrond aanleiding tot een brede sedimentatiezone waarbij nabij het achterland een zone kan tot stand komen waarin veenvorming mogelijk is omdat de direkte invloed van de zee niet zo ver strekt. Bij een steile helling daartegenover wordt de sedimentatiezone veel smaller, waardoor de direkte invloed van de zee gemakkelijk tot tegen het achterland kan reiken en zo de veenvorming verhindert.

Chronologie van het basisveen

Localiteit	positie	diepte TAW in cm	datering 14-C j.B.P.	14-C labo nr.
1 Avekapelle (B 363)	gemiddeld	-700	7155 $\pm$ 270	Hv 8797 Hv 8798
2 Steenkerke (B 407)	gemiddeld	-200	5830 $\pm$ 115	ANTW 136
3 Lampernisse (B 71)	basis	-120	5310 $\pm$ 190	ANTW 251
4 Leffinge	basis	+120	4630 $\pm$ 140	ANTW 102*
5 Leffinge	basis	+180	4465 $\pm$ 220	IRPA 282
6 Lampernisse (B 71)	top	-90	5100 $\pm$ 140	ANTW 250
7 Leffinge	top	+220	3140 $\pm$ 165	IRPA 283
8 Leffinge	top	+220	2960 $\pm$ 50	Hv 8800

* Vanhoorne & Van Dongen, Radiocarbon, 18, 1976.

Tabel 3

In het studiegebied zijn 8 dateringen van het basisveen gekend. De ouderdom van top en basis zijn samengebracht in tabel 3. (voor de lokalisatie ervan zie fig. 26).

Het basisveen in Avekapelle (B 363) op -7 m vertegenwoordigt hier absoluut niet het diepst voorkomend basisveen van de kustvlakte. Het staat vast dat op diepere niveaus ook nog basisveen aanwezig is (vb. in De Moeren, profiel 14, profiel 26), maar de ouderdom ervan is niet gekend. Bijgevolg kan in deze studie nog niet met zekerheid gezegd worden gedurende welke periode juist het basisveen tot stand is gekomen in de Belgische kustvlakte.

Het basisveen in Avekapelle (B 363) werd eveneens palynologisch onderzocht en de hoge waarden van Alnus, Quercus en Tilia in het spektrum wijzen duidelijk op een Atlantische ouderdom (dr. W. Zagwijn).

De dateringen van de basis van het basisveen (de twee gemiddelde waarden werden daar ook bij gerekend) werden in een tijd/diepte diagram uitgezet (fig. 27).

Ter vergelijking werd ook een gedeelte van de curve voor Noord Nederland, opgesteld door Roeleveld (1974), bijgetekend. Om de vergelijking met Nederland vollediger te maken, wordt hier het diagram uit het werk van Roeleveld (1974)

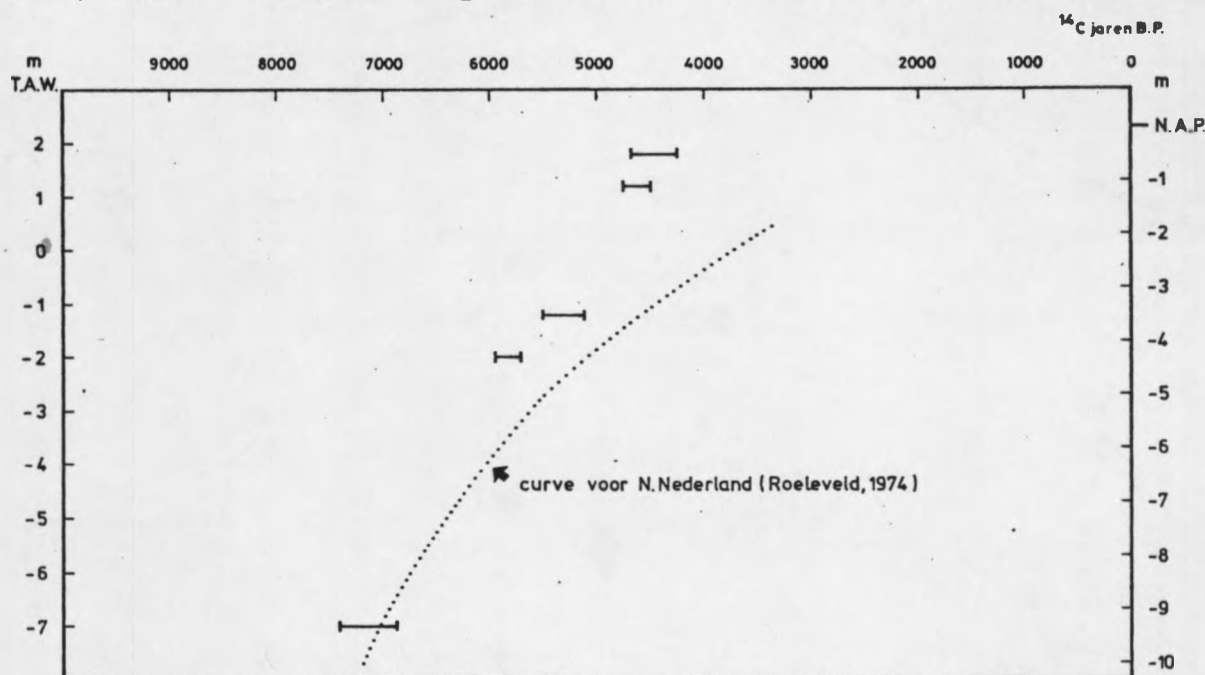
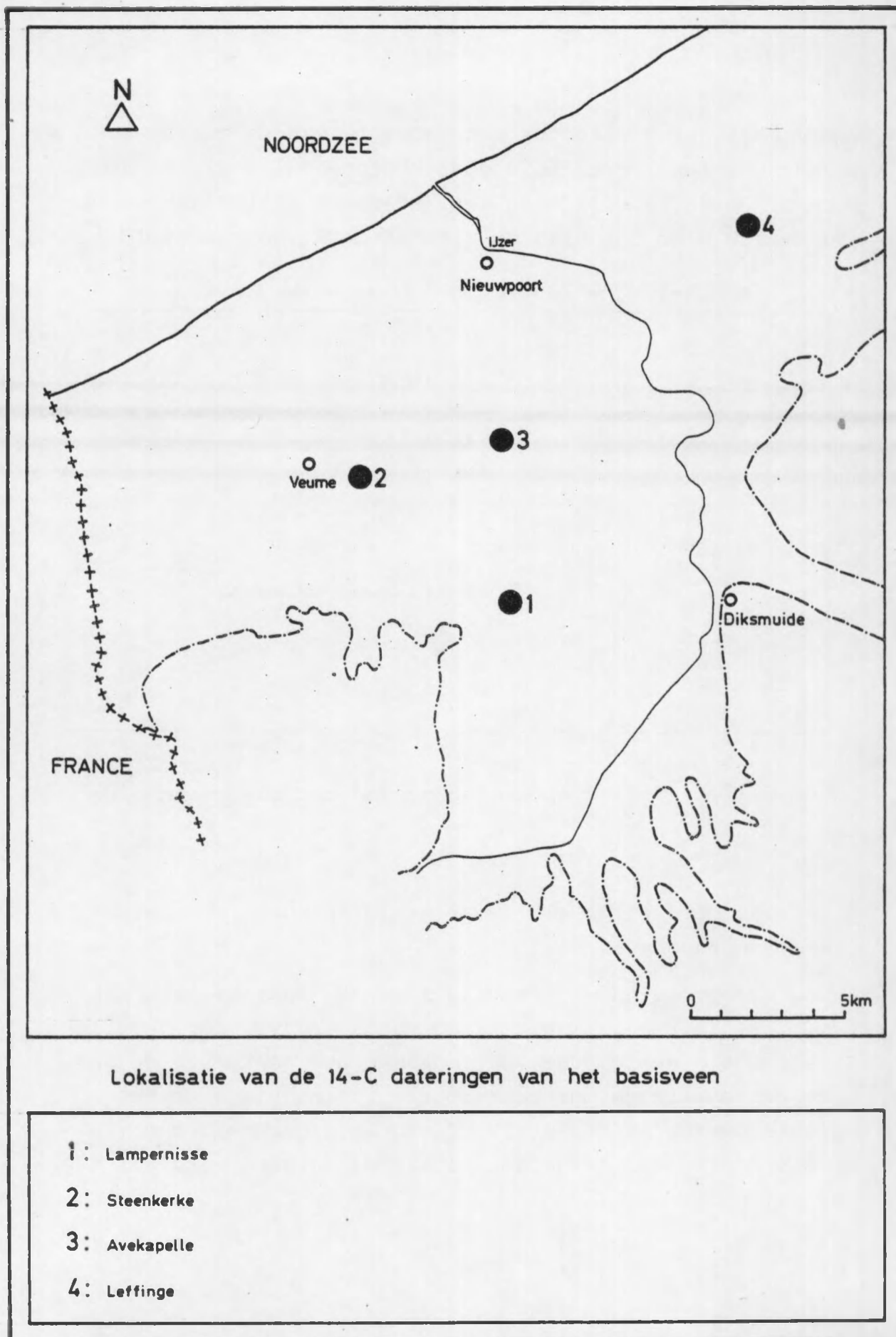


Fig. 27. Tijd/diepte diagram van het basisveen

gereproduceerd (fig. 28) waarin hij de curve van Jelgersma (1961) opgenomen heeft.

De verspreiding van de data in de tijd/diepte grafiek fig. 27) is tamelijk afwijkend van de curve voor Nederland. Alleen het diepste punt vertoont een overeenkomst, de andere punten liggen merkbaar hoger. Voornamelijk de twee hoogste punten wijken sterk af van de algemene trend van de curve die door Jelgersma (1961) gehanteerd werd als zeespiegelcurve.

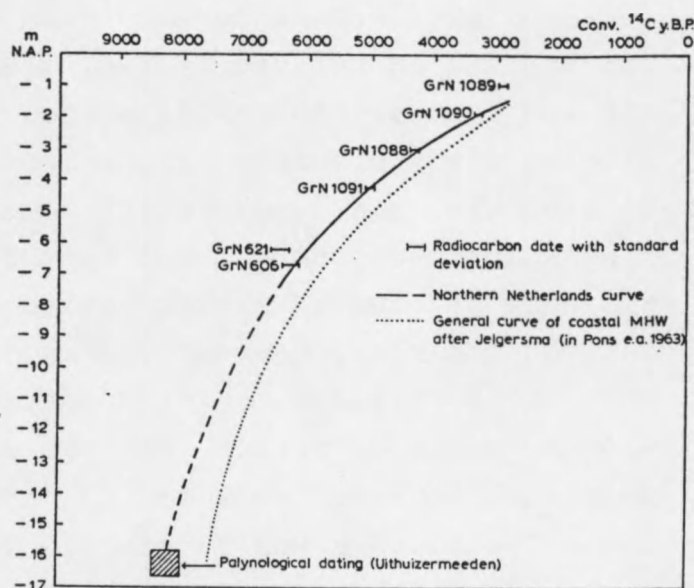


Figuur 26.

Deze twee data zijn afkomstig uit 'Leffinge' waar het basisveen tot ontwikkeling kwam op het dekzandgebied dat gekenmerkt is door een zeer golvend reliëf met kleine depressies en opduikingen. De monsternamen gebeurde meer bepaald in de omgeving van B 191 (zie profiel 16) eveneens gelegen op zo'n hoog opduikend zandruggetje.

De afwijkende positie van voornamelijk de dateringen 4 en 5 toont aan dat ze niet in aanmerking kunnen komen voor een rekonstruktie van de zeespiegelcurve. Het begin van de groei van het basisveen in dit gebied en op dat niveau zal niet in de eerste plaats afhankelijk van de zeespiegelstand begonnen zijn, maar integendeel als direct gevolg van de afvloeiing van het oppervlakte water of de aanwezigheid van zoete kwel.

Fig. 28
tijd/diepte
diagram van het
basisveen



(overgenomen uit Roeleveld, 1974)

2.4.4. DE KLASTISCHE SEQUENTIE (qhK)

De klastische sequentie behoort uitsluitend tot het X hoofdtype. In de lithologische klassifikatie wordt het gedefinieerd als volgt: klastische sedimentaire opeenvolging zonder intercalaties van venige lagen. Bodemhorizonten en lagen waarin rietwortels veelvuldig voorkomen, worden ook tot de qhK gerekend.

De klastische sequentie is de sequentie bij uitstek die de direkte mariene invloed aantoonst, wat in dit studiegebied duidelijk tot uiting komt.

De verschillende facies eenheden die erin werden onderscheiden, zijn het brakwad, het lagunair, het geulen, het wad en het zandwad facies. Het zijn vooral de geulen, wad en zandwad facies die het meest voorkomen en die tevens de belangrijkste elementen vormen in de opbouw van het gebied.

In de profielenreeks werd geen onderscheid gemaakt tussen het brakwad en het wad facies, maar werd alles gerekend tot het wad facies. Anderzijds werden de eventuele kreken of prielen die sporadisch aangeboord en herkend werden wel in de profielen als dusdanig getekend, doch niet op de profieltypenkaart overgenomen. Het vervolgen van de lokalisatie van deze prielen of kreken impliceert immers een zeer dicht net van boringen. Daarenboven kunnen de prielen en kreken toch nooit volledig vervolgd worden, wat grotendeels te wijten is aan de natuur zelf van deze wadgeultjes die doorgaans een zeer veranderlijk karakter hebben. Daarbij zou het aanduiden van de prielen en kreken het aantal profieltypen verhogen en daardoor het kaartbeeld onnodig overbelasten. Bovendien zijn de prielen en kreken niet van primordiaal belang in de algemene opbouw van een gebied en het aantonen ervan draagt niet bij tot een duidelijker inzicht in de opbouw van het gebied.

Om dezelfde reden werd in deze studie tevens geen onderscheid gemaakt tussen het slikwad en het gemengd wad. Het verschil tussen deze afzettingsmilieus is trouwens uit de dunne boorkernen meestal zeer moeilijk te achterhalen.

De verschillende onderscheiden facies eenheden vertonen elk een typische verspreiding. Zoals reeds aangetoond werd bij de bespreking van de overzichtskaart (cf. 2.4.2.), bestaat de kustvlakte in het gebied nabij het dagzomend Pleistoceen uit de qhK sequentie. Op deze plaats bestaat de sequentie echter uitsluitend uit het brakwad facies.

In alle profieltypenkaarten komt tot uiting dat dit brakwadgebied overal aanwezig is en zelfs een vrij brede zone vormt, behalve in het westelijk deel van het kaartblad Veurne (ten N van Houtem) waar ze echter zeer beperkt voorkomt.

In meer zeewaartse richting, in een zone aansluitend aan het brakwadgebied, komt het lagunair facies voor in het onderste gedeelte van de qhK. De aanwezigheid van het lagunair facies aldaar lijkt in nauw verband te staan met het niveau waarop de Pleistocene ondergrond zich bevindt, wat duidelijk tot uiting komt in de meeste profielen (als voorbeeld worden vermeld: het uiterste rechtse gedeelte van de profielen 1, 4,5,6,8,9,11,12,16,17 en 18). Ook op het kaartblad Lampernisse is dit duidelijk te zien. In het oostelijk deel ervan ligt er juist ten westen van het brakwadgebied een vrij belangrijke zone waar het lagunair facies onder het brakwad facies voorkomt (profieltype 4) omdat in dit gebied de Pleistocene ondergrond in westelijke richting naar beneden duikt. Deze zone komt voor tot juist iets ten W van de IJzer en wigt in het zuiden uit tegen de geulsedimenten.

Waar de Pleistocene ondergrond op een hoger niveau komt te liggen, ontbreekt het lagunair facies in het onderste gedeelte van de qhK. De begrenzing van het lagunair facies in landwaartse richting is te vergelijken met de verspreiding van het basisveen dat ook nooit voorkomt tot juist tegen het dagzomend Pleistoceen.

Het is echter niet alleen in de zone nauw aansluitend aan het dagzomend Pleistoceen dat de qhK gevormd wordt door uitsluitend het brakwad facies, maar ook in de meer uitgebreidere gebieden waar de Pleistocene ondergrond op een

hoger niveau voorkomt, bestaat de Holocene opvullingssequentie uitsluitend uit het brakwad facies.

Zo wordt het grootste gedeelte van de kustvlakte op het kaartblad Lo gevormd door het brakwad facies (profieltypen 2,3 & 4) bestaande uit een kleipakket dat een dikte bereikt tot 2m. Ook het SW deel van het kaartblad Lampernisse, waar de Pleistocene ondergrond een plateau vormt op een hoogte van 2 à 3m bestaat de volledige sequentie slechts uit een relatief dun pakket klei behorende tot het brakwad facies. Dit is ook het geval voor de hoog opduikende Pleistocene rug in het noord-oostelijke deel van het kaartblad Nieuwpoort.

Een van de belangrijkste facies eenheden van de qhK is het geulen facies dat op ieder kaartblad voorkomt.

Op het kaartblad Lo (profieltype 5) wordt het geulen facies aangetroffen in een getijdegeul die kon gerekonstrueerd worden tot iets ten zuiden van Lo. De getijdegeul bevindt zich ten westen van de huidige rivier, de IJzer, ongeveer in het centrum van de IJzergolf en loopt uit in een oost-west richting tot iets ten oosten van de Lovaart. Deze geul kan eveneens vervolgd worden op de kaart Lampernisse tot aan Diksmuide, waarbij ook nog een kleine zijgeul voorkomt ter hoogte van Sint-Jacobs-Kapelle (zie profiel 8). Het geulen facies vormt een zone van ongeveer 500 m breedte, wat geenszins betekent dat de getijdegeul zelf zo'n aanzienlijke breedte in beslag zou genomen hebben. Door het sterk meanderend karakter, gepaard gaande met laterale migratie, komt een brede zone met geul sedimenten tot stand. Deze getijdegeul kan vervolgd worden in de opeenvolgende profielenreeks (profielen 21, 22, 23, 24 en 25) die de evolutie van S naar N weergeven. In geen enkele boring echter werd de basis van de geul bereikt, waardoor haar maximale diepte niet met zekerheid gekend is.

In deze profielenreeks evenals in profiel 11 en 18 is het duidelijk te zien dat er geen overeenkomst bestaat tussen deze geul en de huidige loop van de rivier, de IJzer.

Het is slechts in de onmiddellijke omgeving van Diksmuide dat er geulsedimenten worden aangetroffen op de plaats waar tegenwoordig de IJzer stroomt (profiel 25).

De lokalisatie van de huidige loop van de IJzer (althans in het zuidelijk deel van de kustvlakte) werd in de Holocene opvullingssequentie op geen enkele andere plaats teruggevonden. De talrijke boringen ingeplant in de onmiddellijke nabijheid van de rivier, tonen aan dat het gebied er opgebouwd is uit uitsluitend brakwad sedimenten die doorgaans een zeer belangrijk pakket basisveen bedekken. Geulsedimenten ontbreken er totaal.

Aan de rand van het Laagplateau van Izenberge, in de omgeving van de Lovaart, komt er een belangrijk pakket zandige sedimenten voor, tot tegen het maaiveld. Deze sedimenten werden volgens de bodemkartering (bodemkaarten Lo, 66W en Lampernisse, 51W) geïnterpreteerd als "Kreekruggronden: lichte klei tot zavel, op minder dan 60 cm diepte overgaand tot zand".

Deze zandige sedimenten zijn echter niet van Holocene ouderdom. Ze moeten gekorreleerd worden met de afzettingen van het dagzomend Pleistoceen (van het Laagplateau van Izenberge, in het westen) en met de Pleistocene sedimenten die voorkomen onder de Holocene opvullingssequentie (zie het uiterste westelijke deel van de profielen 21, 22, 23 en 24).

Volgens de bodemkaart zou het zand afgezet zijn in een kreek, maar op de kaarten zelf is het helemaal niet duidelijk tot welk geulensysteem de kreek zou behoren, noch uit welke richting ze afkomstig is. Deze zandige sedimenten bereiken trouwens een aanzienlijke dikte (tot meer dan 3 m) zodanig dat, indien ze zouden behoren tot de Holocene sequentie, ze in direkt verband zouden moeten staan met een belangrijke getijdegeul.

Ten noorden van deze zone met zandige sedimenten wordt echter geen getijdegeul aangetroffen, maar integendeel tamelijk veel basisveen.

De 'poldergrens' van de bodemkartering zoals die ook in deze studie werd overgenomen, moet dus in het gebied ten oosten van het Laagplateau van Izenberge (ongeveer tussen Pollinkhove en Fortem) verlegd worden in oostelijke richting.

Op het kaartblad Lampernisse wordt een tweede belangrijk gebied aangetroffen waar de qhK bestaat uit het geul facies. Het is gesitueerd in het NW deel van de kaart, in de omgeving van Avekapelle. In profiel 10b komt deze zogenoemde 'geul van Avekapelle'* duidelijk tot uiting (boringen: D57, B366 en B335). Deze geul van Avekapelle is te vervolgen op het NE deel van het kaartblad Veurne (profieltype 9).

In het gebied ten oosten van Avekapelle echter werd het geul facies niet meer teruggevonden. Maar de algemene richting van de Avekapelle geul en van de geul komende uit de IJzergolf, wijst in enige mate erop dat ze met mekaar te verbinden zijn. De boringen uitgevoerd in het gebied tussen de twee geulen -volgens de lijn Pervijze-Oudekapelle - hebben echter de aanwezigheid van geulsedimenten niet aangetoond. Een veel dichter net van boringen zou dit moeten uitmaken.

Het wad facies in de qhKU (profieltypen 13, 14 en 15), dat wijst op de aanwezigheid van de Avekapelle geul, en dat steeds aangetroffen wordt in de onmiddellijke nabijheid van de geul zelf, kan anderzijds wel vervolgd worden in SE richting.

In de omgeving van Bulskamp op het kaartblad Veurne, komen ook twee belangrijke getijdegeulen voor.

Vanaf Bulskamp kan een E-W geul vervolgd worden die een andere, nagenoeg N-S geul, vervoegt ter hoogte van Bulskamp. Deze laatste komt voor tot dicht tegen het dagzomend Pleistoceen en is er gelokaliseerd aan de rand van een Pleistocene opduiking (profiel 12, B 45). Beide geulen hebben in de nabijheid van de grens van de kustvlakte de Pleistocene sedimenten weggeërodeerd tot op, en zelfs gedeeltelijk in het Tertiair substraat (profiel 27: B 464 en B 452).

*De geul komt in het profiel zeer breed voor, daar het profiel de loop ervan niet dwars snijdt, maar in overlangse stroomrichting.

Het is mogelijk dat de N-S gerichte getijdegeul van Bulskamp een zijgeul is van de "Avekapelle geul", hoewel de juiste lokalisatie van de samenvloeiing van beide geulen niet tot uiting is gekomen in de boringen. Hoogst waarschijnlijk is de samenvloeiing te lokaliseren juist ten S van Veurne. De invloed van een geul ten S van Veurne is trouwens te zien door de aanwezigheid van het wad facies in de qhKU (profiel 11: boringen D136 en BC 410).

Op het kaartblad Nieuwpoort komt eveneens een belangrijke zone voor ingenomen door het geulen facies (profieltype 10). De geul is gelokaliseerd in het NE deel van de kaart waar ze een W-E richting aanneemt tussen Mannekensvere en St.Pieters-Kapelle en dan in noordelijke, verder in noordoostelijke richting draait.

Deze geul, die de "Spermalie geul" zal genoemd worden, is in het oostelijk deel van de kaart gelokaliseerd vlak tegen de rand van een Pleistocene opduiking, zoals duidelijk te zien is in profielen 1 en 3.

De diepte van de Spermalie geul werd slechts in enkele boringen aangetoond (profiel 2: BC 183, profiel 4: B 156, profiel 16 en profiel 26). In de andere profielen werd de diepte geïnterpreteerd bij benadering.

Profiel 26 geeft meer informatie betreffende de Spermalie geul. De geul wordt er trouwens verschillende keren doorsneden in het oostelijk deel ervan (vanaf B 189). In de meeste boringen is het duidelijk te zien dat het geul facies wel degelijk gevormd wordt door de typische sedimenten van een getijdegeul: schelprijk en eerder grof materiaal aan de basis met een gradueel fijner worden van de sedimenten naar de top toe. De basis van de geul bevindt zich tot diep in het Pleistoceen oppervlak, nl. op niveau -4 m.

De vraag dient gesteld te worden of de Spermalie geul al dan niet de Pleistocene ondergrond geërodeerd heeft of een reeds bestaande depressie ingenomen heeft.

Slechts in één enkele boring (profiel 26, B 171) werd er basisveen terug gevonden op de bodem van de depressie.

Er kan met zekerheid aangenomen worden dat dit veen, met een dikte van meer dan 0.50 m, in situ ligt en dat het niet om een geremaniëerde veenbrok gaat, door de geul zelf aan-gebracht. Het veen wordt overigens onmiddellijk bedekt door een pakket wad sedimenten van 1 m dikte, bestaande uit klei, wat absoluut geen erosief karakter heeft. De geulsedimenten komen pas boven deze wad afzettingen voor.

De aanwezigheid van dit basisveen wijst erop dat de depressie in de Pleistocene ondergrond reeds aanwezig was nog vóór de Holocene mariene invloed er zich geuit heeft. Pas later heeft de getijdegeul de depressie ingenomen en heel waarschijnlijk op de meeste plaatsen het (eventuele aanwezige) basisveen grotendeels geërodeerd.

Uit de aanwezigheid van het basisveen in slechts één enkele boring is uiteraard niet uit te maken of dit mag veralgemeend worden voor de gehele loop van de getijdegeul. Er moet echter ook opgemerkt worden dat in de geulsedimenten nooit grote blokken geërodeerd veen werden aangetroffen.

De Spermalie geul wordt op de profieltypenkaart (Nieuwpoort) niet voorgesteld in het gebied ten westen van Mannekensvere, omdat de getijdegeul in dit gebied in een zandwad milieu terecht komt. Hierdoor is de geul, door middel van handboringen, niet meer te herkennen, noch te volgen, laat staan haar exact te lokaliseren.

Handboringen in uitsluitend zandig materiaal geven immers onvoldoende informatie betreffende de sedimentaire structuren, die één van de meest belangrijkste gegevens vormen voor een getijdegeul te herkennen. Ook uit de boringen in profiel 26 (ten W van de IJzer) is dit niet tot uiting gekomen.

Naast het geulen facies vormen het zandwad en wad facies eveneens zeer belangrijke facieseenheden in de qhK. Deze hebben echter een beperkte verspreiding. Het wad en zandwad facies in de qhK komen slechts voor op de kaartbladen Nieuwpoort en Veurne.

Het wad facies is gelokaliseerd in twee welbepaalde gebieden. Het eerste gebied bevindt zich in de onmiddellijke nabijheid van getijdegeulen.

Op de profieltypenkaart van Nieuwpoort wordt inderdaad de Spermalie geul vooral aan de noordelijke zijde afgeboord door een zone bestaande uit uitsluitend het wad facies (profieltype 11). De invloed van de getijdegeul onder de vorm van de aanwezigheid van het wad facies is er duidelijk te zien in profiel 17 (B 149).

De getijdegeul aan Nieuwkapelle (op het kaartblad Lampernisse) is eveneens gekenmerkt door de aanwezigheid van een invloedszone wat duidelijk tot uiting komt in profiel 10b (B 76). Op deze kaart zelf echter werd het uitsluitend voorkomen van het wad facies niet geselecteerd als een speciaal profieltype, omdat het voorkomen ervan in de qhK zeer beperkt is. Bijgevolg werd B 76 nog gerekend bij het geul facies, alhoewel in de boring zelf (B 76) geen geulafzettingen meer voorkomen, maar wel sedimenten die er nauw mee verbonden zijn.

Het tweede gebied waar het wad facies veelvuldig aangetroffen wordt, komt voor in de meer zeewaartse gebieden, in een eerder smalle zone aan de rand van het zandwad milieu (kaartblad Veurne: profieltype 16; kaartblad Nieuwpoort: profieltype 11, ten zuiden van Snaaskerke).

De belangrijkste facieseenheid van de qhK wordt gevormd door het zandwad facies. Belangrijk althans voor wat betreft de laterale verspreiding en de dikte ervan.

De qhK wordt echter nooit gevormd uitsluitend door het zandwad facies alleen. Op het kaartblad Nieuwpoort is het bedekt door wad sedimenten (profieltype 34), terwijl op het kaartblad Veurne er duinsedimenten op liggen. Op het kaartblad Veurne komt het doorgaans voor in afwisseling met het wad facies. Dit afwisselend voorkomen is het gevolg van laterale verschuivingen van de beide afzettingmilieus ten opzichte van elkaar.

Op het kaartblad Veurne komt in de qhK het zandwad voor, al of niet afwisselend met het wad facies, in de profieltypen: 21, 22, 23, 27 en 28. Een vrij groot gedeelte van de kaart wordt dan ook ingenomen door deze 5 profieltypen.

De profielenreeks, profiel 12, 13, 14 en 15, toont aan dat de Holocene opvullingssequentie in het gebied van de kaart Veurne volledig afwijkt van de rest van het bestudeerde gebied. De kustvlakte is er overwegend opgebouwd uit het wad en zandwad facies die tot ver tegen het achterland komen. In meer westelijke richting komt het zandwad facies bovendien heel dicht tot tegen het achterland. De aanwezigheid van het basisveen onder de wad sedimenten (profiel 15) bevestigt dat deze laatste in het algemeen gekenmerkt zijn door een niet-erosief karakter. Het gebied in de omgeving van het Bewesterpoorteland wijkt daar enigszins vanaf door de aanwezigheid van het lagunair facies in het onderste gedeelte van de qhK (profiel 14 en 15: B 215; profieltypen 14, 17 en 18).

Op het kaartblad Veurne zijn de profieltypen 21 en 22 de belangrijkste voor wat betreft de laterale verspreiding. Hun voorkomen komt nagenoeg overeen met het gebied dat tegenwoordig 'De Moeren' vormt. In profieltype 21 wordt de afwisseling wad-zandwad facies afgedekt door het wad facies, terwijl in profieltype 22 het zandwad facies is blijven overheersen.

In het centrum van De Moeren komt een eerder smalle zone voor (bestaande uit profieltype 22) die zich bevindt juist ten noorden van het Bewesterpoorteland en dan in zuidelijke richting draait (langs de Grote Stinkwaard gracht) om relatief dicht tot tegen het achterland te komen.

Ten zuiden van het Bewesterpoorteland komt eveneens een gebied voor gekenmerkt door het profieltype 22, waarbij aan de oostelijke grens ervan 2 uitlopers voorkomen.

De verspreiding van het zandwad facies in die uitlopers hangt zeer nauw samen met de aanwezigheid van een getijdegeul in die gebieden (profiel 13: B 205 en profiel 14: B 207).

De getijdegeulen of zijtakken van een belangrijke getijdegeul zijn er mede verantwoordelijk voor geweest dat de direkte mariene invloed tot dicht tegen het achterland is gekomen, waardoor het zandwad zich meer landwaarts kon uitbreiden.

In profiel 13 komt tot uiting dat de getijdegeul gelokaliseerd is juist tegenaan een Pleistocene opduiking en dat de sedimenten ervan onmiddellijk rusten op het Tertiair substraat. Heel waarschijnlijk heeft de geul het dunne dek Pleistocene sedimenten, alsmede het eventuele aanwezige basisveen, weggeërodeerd.

In profiel 14 werd de getijdegeul niet als zodanig geïnterpreteerd, maar bij het zandwad facies gerekend. Maar ook hier ligt de geulafzetting onmiddellijk op het Tertiair substraat en werden de Pleistocene sedimenten weggeërodeerd. De qhA sequentie, bestaande uit de afwisseling van het lagunair facies met veen (in B 230 en 229), werd bovendien verstoord, wat erop wijst dat er erosie heeft plaatsgevonden. Heel waarschijnlijk heeft de erosie en de afzetting van zand plaatsgevonden pas nadat het veen van op het niveau van -1 m zich ontwikkeld had. Het erosief karakter van de afzetting in de omgeving van B 207 is in nauw verband te brengen met de aanwezigheid van een getijdegeul aldaar.

Het kontakt tussen het wad en het zandwad facies komt in de profielen voor als een sterk golvende lijn (profiel 12, 14 en 15). Dit is niet te beschouwen als een erosiever-schijnsel in de zin van een insnijding van het bovenliggende facies in het onderste. Het dieper voorkomen van een facies op een bepaalde plaats is een kwestie van het reeds aanwezig zijn van dit milieu op die plaats. De beide afzettingsmilieus zijn trouwens tegelijkertijd tot stand gekomen.

De grenzen tussen de twee milieus waren uiteraard niet rechtlijnig, waardoor op sommige plaatsen het zandwad milieu veel dieper tot tegen het achterland kwam (mede beïnvloed door de aanwezigheid van getijdegeulen) en op andere plaatsen het wad milieu zich verder zeewaarts uitstreckte.

Deze situatie kan in plan als volgt geschetst worden (fig. 29):

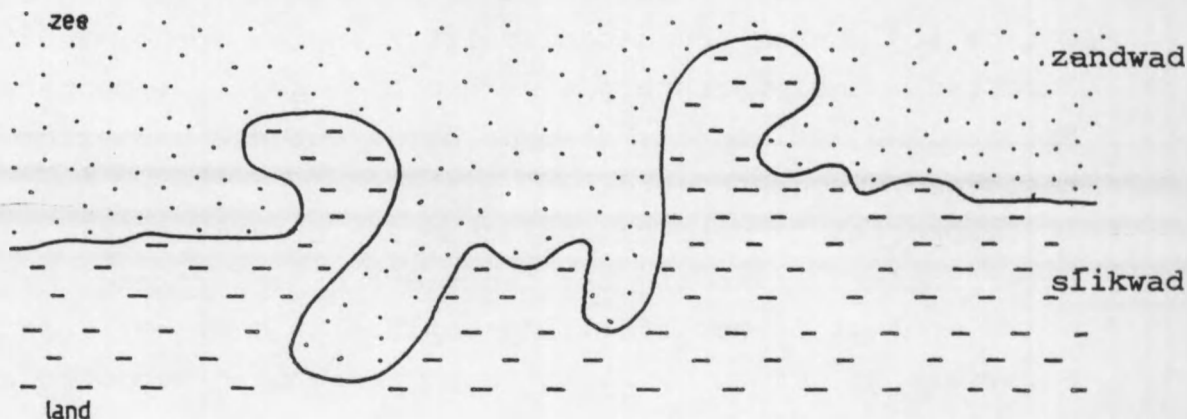


fig. 29

Wanneer bv. een profiel getrokken wordt op de plaats waar het wad milieu voorkomt, zal daar in het profiel het wad facies ook dieper voorkomen. Daarenboven is de grens tussen beide milieus gekenmerkt door een veelvuldig laterale verschuiving.

In profiel 15 bv. is het duidelijk dat de opvulling begonnen is met een wad afzetting die later overheerst werd door het zandwad milieu. Op de plaatsen waar bv. de boringen 216 en 312 ingeplant zijn, was echter het zandwad milieu reeds iets vroeger tot stand gekomen dan op de plaatsen waar boringen 217 en 218 liggen, vandaar dat het zandwad facies er ook iets dieper voorkomt.

In het gebied van De Moeren is het wad facies gekenmerkt door de aanwezigheid van begroeiingshorizonten (profiel 13 en 19). De begroeiingshorizonten zijn zeer dunne lagen (enkele cm) bestaande uit een kalkloze, iets humeuze bruinigrijze klei, waarin zich talrijke rietrhizomen bevinden. Ze komen voor op verschillende niveaus, nl. op -1, -2, -3 en -3.5 m. Deze begroeiingshorizonten, die uitsluitend

in het wad facies voorkomen, wijzen enigszins op een verandering van het milieu. Daar ze echter niet tot een echte veenvorming zijn ontwikkeld, worden ze niet gerekend tot de qhA sequentie.

Op het kaartblad Nieuwpoort komt in de qhK het zandwad facies, bedekt met het wad facies, voor in profieltype 34. Dit profieltype neemt een vrij groot gedeelte van de kaart in. Het is gelokaliseerd in een zone langsheen de aktuele kustlijn met een tamelijk belangrijke uitbreiding in zuidelijke richting, ten SE van Nieuwpoort.

Deze zuidelijke uitbreiding is aan haar westelijke kant gekenmerkt door twee uitlopers. De eerste bevindt zich juist ten zuiden van Nieuwpoort, de tweede is iets meer zuidwaarts gelokaliseerd en is bijna E-W gericht.

Deze uitlopers staan eveneens in nauw verband met de aanwezigheid van getijdegeulen die een grotere, en tevens meer landwaartse verspreiding van het zandwad milieu met zich mee brachten (profiel 8: B 111). Op de profieltypenkaart zelf werden deze geulen niet als zodanig opgetekend, omdat het exacte verloop ervan in een zandwad gebied door middel van handboringen zeer moeilijk te achterhalen is.

De grotere uitbreiding van het zandwad gebied ten SE van Nieuwpoort is waarschijnlijk ook voor een groot gedeelte te wijten aan de aanwezigheid van een of meerdere getijdegeulen die tot nog toe niet terug gevonden werden. De huidige IJzer, althans voor het gebied ten S van Mannekensvere, is in geen geval verantwoordelijk voor die grotere zuidelijke uitbreiding van het zandwad milieu.

In de qhK is, vooral op het kaartblad Nieuwpoort, op korte afstand duidelijk een graduele overgang te zien van zee in landwaartse richting van uitsluitend zandwad facies naar een lagunair facies (profieltype 9), via het wad facies (profieltype 11) en de afwisseling wad-lagunair facies (profieltype 12).

In de meeste profielen (1, 2, 4, 5, 6, 8 en 16) komt het inderdaad tot uiting dat het lagunair facies vrij vlug uitwigt ten gunste van het wad facies dat, meer zeewaarts, volledig ingenomen wordt door nog uitsluitend het zandwad facies, bedekt door een dun pakket gevormd door het wad facies.

2.4.5. DE ONDER KLASTISCHE SEQUENTIE (qhKU)

De onder klastische sequentie vormt het onderste gedeelte van het Y hoofdtype. Het wordt gedefinieerd als volgt: klastische sedimentaire eenheid van tenminste 5 cm dikte, die zich bevindt onder de diepst voorkomende geïntercaleerde veenlaag. De onder klastische sequentie zelf kan op de organische basis sequentie liggen.

In de qhKU komen de volgende facies eenheden voor: het lagunair, het wad en het zandwad facies. Het zandwad facies komt echter alleen voor op de kaarten Nieuwpoort en Veurne. Evenals in de qhK kennen de verschillende facies eenheden een typische verspreiding. Tussen gebieden met verschillende facies eenheden komen overgangszones voor gekenmerkt door een combinatie of afwisseling van verschillende facies eenheden

Op het kaartblad Lo ontbreekt het Y hoofdtype volledig, zodanig dat de qhKU er uiteraard ook niet voorkomt (vb. profiel 10 c)

Op de kaart Lampernisse is vooral het lagunair facies goed vertegenwoordigd (profiel 7). In 6 van de 15 profieltypen wordt de qhKU trouwens uitsluitend gevormd door het lagunair facies. Het komt ook bijna over geheel de kaart voor, behalve ten oosten van de IJzer en in het zuidwestelijk deel van de kaart waar alleen maar X typen aangetroffen worden. Vergelijk de N-S profielenreeks nrs 20 tot en met 25: de qhKU is er slechts aanwezig waar de Pleistocene ondergrond een depressie vormt.

Het NW deel van het kaartblad Lampernisse wordt gevormd door de profieltypen 13, 14 en 15 waarin de qhKU bestaat uit het wad facies en uit de afwisseling van het wad en lagunair facies. De aanwezigheid van het wad facies in die zone is te wijten aan het voorkomen van een getijdegeul (de 'Avekapelle geul'). De invloed van de getijdegeul in de opbouw van de qhKU, onder de vorm van wad afzettingen, komt duidelijk tot uiting in profiel 8 en 18 (in de nabijheid van Pervijze, Oostkerke en 's-Heerwillemskapelle),

alhoewel de Avekapelle geul zelf niet door de profielen gesneden wordt. Profiel 9, dat meer westelijk gesitueerd is, en waar de Avekapelle geul wel voorkomt (B D 73), toont duidelijk hoe het lagunair facies uitwigt (vb. B 363) tegenover de wad afzettingen in de richting van de geul.

Dit uitwigen is geenszins toe te schrijven aan erosieverschijnselen, maar betekent een geleidelijke overgang tussen beide afzettingssmilieus waarbij het ene afwisselend op het andere overheerst en daarbij een grotere laterale verspreiding kent.

Alhoewel de meeste boringen, wegens het zandig materiaal, nooit de basis van een geul bereikten, kan uit de samenstelling van de qhKU in de onmiddellijke nabijheid van een geul uitgemaakt worden dat de getijdegeul reeds aanwezig en actief was vanaf het begin van de Holocene opvullingssequentie.

De invloed van de geulen komt niet alleen voor onder de vorm van de aanwezigheid van het wad facies in de qhKU. In het zuidelijk deel van de kaart Lampernisse (profiel 25) komt het Y type zeer beperkt voor. Daartegenover heeft het basisveen er zich ononderbroken kunnen ontwikkelen. Zodra er echter een geul voorkomt (B 92) die de mariene invloed verder landwaarts brengt, wordt in de onmiddellijke omgeving van die geul (vb. B 93) de groei van het veen onderbroken en zelfs volledig stopgezet waarbij de intercalatie van een klei pakket tot stand is gekomen.

Deze klei intercalatie wijst er eens te meer op dat de geul (B 92) zich niet achteraf erosief in het basisveen heeft ingesneden, maar wel actief aanwezig was in dit gebied vanaf de periode dat de Holocene mariene transgressies zich in de kustvlakte manifesteerden, terwijl zich tegelijkertijd iets verder van de geul verwijderd, het veen ongestoord kon groeien.

Op het kaartblad Nieuwpoort bestaat de qhKU uitsluitend uit het lagunair facies in de profieltypen 5, 6, 7, 8, 14 en 15. Deze zijn hoofdzakelijk gelokaliseerd in het oostelijk

deel van de kaart. De qhKU komt weliswaar niet voor tot juist aan de rand van de kustvlakte (cf. 2.4.2.).

Vooraf op het oostelijke deel van de kaart Nieuwpoort is het duidelijk te zien dat zowel in noordelijke (zeewaarts) als in westelijke richting het lagunair facies in de qhKU vrij vlug verdrongen wordt door het wad facies dat op zijn beurt geleidelijk aan overheerst wordt door het zandwad facies (profiel 3, 5, 6, 7 en 17).

Bij deze geleidelijke overgang van de drie afzettingsmilieus in zeewaartse en westwaartse richting is ook geen sprake van erosie. De 3 milieus komen gelijktijdig naast elkaar voor waarbij ze in de loop der tijd lateraal over mekaar schuiven, afhankelijk van de meer of mindere mariene invloed. Slechts in profiel 7 (B 132) en profiel 16 komt een aanwijzing van erosie voor waar het zandwad delen van de sequentie veen/lagunair facies aangesneden heeft.

Het westelijk deel van de kaart Nieuwpoort vertoont een totaal ander beeld dan het oostelijke. Uit de profielen 7, 8, 9 en 10b is onmiddellijk te zien dat in de qhKU het wad en zandwad facies overheersen, terwijl het lagunair facies er zeer beperkt voorkomt. Deze laatste komt er trouwens enkel voor in afwisseling met het wad of zandwad facies (profieltypen 22 tot en met 28).

In het gebied juist ten zuiden van Nieuwpoort tot op de hoogte van Ramskapelle, bestaat de qhKU nog uitsluitend uit het zandwad facies wel of niet bedekt met het wad facies (profieltypen 29 tot en met 33).

In het uiterste SW hoek van de kaart (profieltype 19) is de invloed van de Avekapelle geul nog te zien in de qhKU onder de vorm van wadafzettingen. In de omgeving van Booitshoeke bestaat de qhKU ook alleen uit wadafzettingen in een zone die in het verlengde ligt van een getijdegeul (B 111) die een grote zuidelijke (E-W gerichte) zandwad uitbreiding met zich mee gebracht heeft (profieltype 20).

Het kaartblad Veurne vertoont voor wat betreft de qhKU sequentie een volledig ander beeld dan de rest van de kustvlakte. In slechts 6 van de 26 profieltypen wordt de qhKU er gevormd door het lagunair facies. Deze zijn gelokaliseerd in een smalle zone in de nabijheid van de grens van de kustvlakte (vnl. profieltypen 4, 5, 7, 10 en 11) en in een beperkt gebied in het oostelijke deel van de kaart, in de omgeving van Steenkerke (profieltype 6).

Op het kaartblad Veurne is het zeer merkwaardig dat in noordelijke, en vooral in westelijke richting het lagunair facies in de qhKU vrij vlug verdwijnt (vb. profiel 14) om vervangen te worden door het wad facies in afwisseling met het zandwad facies, aanvankelijk nog afwisselend met het lagunair facies (profieltypen 15, 19, 20, 24, 25 en 26 en profieltypen 12, 13 en 18). Profiel 19 toont aan dat de qhKU inderdaad bestaat uit een complexe afwisseling van de 3 verschillende facies eenheden (B 240 tot 289). In deze gebieden bereikt de qhKU ook zijn grootste diktes, terwijl het lagunair facies meestal minder dan 2 m dik is.

Eenmaal aan de binnenzijde van de Ringslot komt het Y hoofdtype nagenoeg niet meer voor (vb. profiel 19). Slechts in een zeer kleine zone ter hoogte van het Bewesterpoort-eiland wordt het nog aangetroffen. De qhKU bestaat er uit een afwisseling van zowel het wad, zandwad als lagunair facies (profieltype 18; vb. profiel 19, B 320).

Aan de zuidelijke rand van de binnenduinen komt eveneens een smalle zone voor die hier gerekend wordt bij het Y type (profieltypen 24, 25 en 26). De qhKU wordt er hoofdzakelijk gevormd door het zandwad facies al of niet bedekt door het wad en/of duinen facies. Op de verspreidingskaart van de lithologische complexen (fig. 25) werd deze zone als een X 3 type geïnterpreteerd omdat op deze overzichtskaart geen rekening werd gehouden met de duinsedimenten.

De invloed van de getijdegeulen, zoals in de qhK sequentie werd besproken, komt eveneens duidelijk tot uiting in de qhKU

van het kaartblad Veurne. In het oostelijk deel van profiel 19 is te zien dat de getijdegeul verantwoordelijk is voor de aanwezigheid van een belangrijk pakket zandwad afzettingen dat van de geul weg uitwigt en geleidelijk overgaat in wad afzettingen. Ook de Avekapelle geul die in profiel 27 voorkomt (B 395 tot 389), is verantwoordelijk voor een grotere zandwad uitbreiding aan haar rechterkant.

De overige geulen die in de qhKU werden aangetroffen, zijn alleen in de profielen als dusdanig geïnterpreteerd (vb. profiel 9, B 102, 115), maar niet op de profieltypenkaarten overgebracht omdat een zeer dicht boornet vereist is om hun loop te kunnen vervolgen. Op de kaart werden deze geulen bij het wad facies gerekend omdat ze er het dichtst mee in verband staan, althans voor deze gebieden waar ze aangetroffen werden.

2.4.6. DE OPGESPLITSTE SEQUENTIE (qhA)

2.4.6.1. De qhA in het algemeen

De opgesplitste sequentie wordt in de lithologische klassifikatie als volgt gedefinieerd: sedimentaire opeenvolging tussen de basis van het onderste en de top van het bovenste geïntercaleerd veen. De opgesplitste sequentie omvat zowel venen (in speciale gevallen slechts één) als klastische sedimenten die tussen de geïntercaleerde venen voorkomen.

In de qhA werden ook verschillende facies eenheden onderscheiden. Deze zijn: veen, het lagunair facies, het wad facies en het zandwad facies.

In deze studie werd bij het selekteren van de profieltypen speciaal aandacht geschonken aan het aantal veenlagen. Omdat in de Belgische literatuur in het algemeen -verkeerdelijk- aangenomen wordt dat er in de kustvlakte slechts één veenlaag voorkomt (het oppervlakte veen), zal hier de nadruk gelegd worden op het feit of er één of meerdere veenlagen op een bepaalde plaats voorkomen. Daarom zijn er in de schematische profielen van de profieltypenkaarten enerzijds boringen met slechts één veenlaag en anderzijds boringen met 2 veenlagen. Wanneer slechts 1 veenlaag getekend werd, betekent dit dat in werkelijkheid de gehele qhA sequentie slechts uit één enkele veenlaag bestaat. Wanneer 2 veenlagen getekend werden in een profieltype, betekent dit dat in werkelijkheid minstens twee veenlagen voorkomen, het kunnen er echter ook meer zijn. De qhA bestaat dan uit minstens 2 veenlagen in afwisseling met de ander onderscheiden facies eenheden.

Daar op het kaartblad Lo helemaal geen Y hoofdtype voorkomt, wordt de qhA er uiteraard niet aangetroffen. Het is pas in meer noordelijke richting, nl. op het kaartblad Lampernisse, ongeveer vanaf de hoogte van de gemeente Lampernisse zelf, dat de qhA aangetroffen wordt.

Het grootste gedeelte van de kaart Lampernisse wordt ingenomen door profieltypen waar de qhA bestaat uit slechts één enkele veenlaag (profieltypen 5, 6 en 15). De profieltypen 5 en 6 zijn hoofdzakelijk gelokaliseerd aan de rand

van het gebied gevormd door het X type, meer bepaald in een N-S gerichte zone iets ten W van de IJzer tussen Lampernisse en Oudekapelle en in een N-S gerichte zone ten zuiden van Eggewaartskapelle. Het profieltype 15 wordt uitsluitend terug gevonden in de onmiddellijke omgeving van de Avekapelle geul zoals aangetoond wordt in profiel 10b links van de geul.

Naarmate de Pleistocene ondergrond dieper komt te liggen, wordt de veenlaag opgesplitst en bestaat de qhA uit een afwisseling van het lagunair facies met veenlagen (profieltypen 7, 8 en 13). Deze profieltypen komen echter in een zeer beperkt gedeelte van de kaart voor, nl. in de omgeving van Stuivekenskerke. Profiel 7 geeft een mooi voorbeeld van dit opsplitsen van de veenlagen.

Het wad facies in de qhA daartegenover wordt aangetroffen in een groot gedeelte van de kaart Lampernisse (profieltypen 11, 12 en 14). Deze profieltypen die gelokaliseerd zijn in een belangrijke zone in de omgeving van de Avekapelle geul, tonen de invloed van de getijdegeul aan onder de vorm van wad afzettingen in de qhA. Deze invloed komt duidelijk tot uiting in profiel 10b, rechts van de Avekapelle geul. De invloed van deze geul is ook goed te zien in profiel 9 (B 363) en profiel 18 waar de geul zelf weliswaar niet op voorkomt, maar waar een tamelijk belangrijk pakket wad afzettingen in de qhA aanwezig is dat uitwigt in oostelijke richting, van de geul weg. Het is daarbij wel merkwaardig dat in B 132 (profiel 18) de wadafzettingen, die er trouwens hoofdzakelijk zandig zijn, nog een aanzienlijke dikte bereiken, terwijl ze in feite aan het uitwigen zijn. Het wad facies in B 132 moet waarschijnlijk geïnterpreteerd worden als kreek of priel. Profiel 25 toont ook aan dat een diepere ligging van het Pleistoceen oppervlak, samen met het voorkomen van een getijdegeul, verantwoordelijk zijn voor een betere ontwikkeling van de qhA (vb. B 88).

Op het kaartblad Nieuwpoort kunnen voor wat betreft het voorkomen en de samenstelling van de qhA twee belangrijke gebieden onderscheiden worden: het oostelijke en het westelijke deel van de kaart.

In het oostelijke gedeelte wordt een groot gebied ingenomen door het profieltype 5 waarvan de qhA uitsluitend uit veen bestaat. Dit gebied ligt juist naast de zone gekenmerkt door het X type dat grenst aan het dagzomend Pleistoceen. Profieltype 5 komt ook voor in de NE hoek van de kaart waar het Pleistocene oppervlak op een tamelijk hoog niveau ligt (vb. profiel 2 en 3). Ten noorden van de Spermalie geul komt eveneens een vrij belangrijk gebied voor, waar de qhA beperkt is tot slechts één enkele veenlaag (profieltypen 19, 23, 31 en 32).

In meer noordelijke en westelijke richting, waar de Pleistocene ondergrond zich steeds dieper bevindt en de nabijheid van de mariene invloed meer en meer tot uiting komt, wordt de veenlaag opgesplitst en bestaat de qhA er uit een afwisseling van het lagunair facies met veen (profieltypen 7, 8, 16 en 17). Profiel 18 geeft duidelijk aan hoe de qhA evolueert van slechts één veenlaag (B 130) naar een afwisseling van het lagunair facies met verschillende veenlagen naarmate de Pleistocene ondergrond dieper is.

In het oostelijk deel van de kaart Nieuwpoort wordt in de qhA het wad facies slechts in één enkel profieltype (14) aangetroffen dat telkenmale gelokaliseerd is juist naast een gebied dat bestaat uit uitsluitend wad afzettingen behorende tot de qhK.

In het westelijk deel van het kaartblad Nieuwpoort kunnen, van zuid naar noord, afwisselend verschillende zones onderscheiden worden in dewelke de qhA steeds verschilt.

De meest zuidelijk zone wordt ingenomen door de profieltypen 8 en 16 waarvan de qhA bestaat uit de eenvoudige afwisseling van veenlagen met het lagunair facies. Iets meer naar het noorden komt een vrij belangrijke zone voor gekenmerkt door de aanwezigheid van slechts één enkele veenlaag (profieltypen 20, 23, 24 en 25). Aangrenzend daaraan ligt een zone waar de qhA weer gevormd wordt door meerdere veenlagen afwisselend met enerzijds het lagunair facies (in profieltypen 22, 27 en 30) en anderzijds met het lagunair en wad

facies (in profieltypen 28 en 29). Deze laatste zone is onderbroken door een gebied waar de qhA weer beperkt is tot slechts één enkele veenlaag (profieltypen 31, 32 en 33).

Voor het kaartblad Nieuwpoort kan in het algemeen vastgesteld worden dat in zeewaartse richting de qhA doorgaans beperkt is tot slechts één veenlaag, ten hoogste twee (vb. profiel 6 en 7). Daarbij wordt het veen ook aanzienlijk dunner (vb. profielen 7, 8, 9 (B 141) en 10b) en gaat volledig uitwigggen om vervangen te worden door het wad en zandwad facies behorende tot de qhK sequentie.

Deze overgang in zeewaartse richting is meestal geleidelijk (vb. profiel 6), maar kan ook gekenmerkt zijn door erosiever-schijnselen. In profiel 16 bijvoorbeeld is de afwisseling lagune/veen scherp afgesneden door het zandwad. Dit betekent dat het zandwadmilieu zich niet gelijktijdig met de lagune/veen afwisseling gevormd heeft, maar zich achteraf gevestigd heeft waarbij eerst een gedeelte van de lagune/veen afwisseling werd geërodeerd. Bij een geleidelijke overgang zouden wad afzettingen moeten aanwezig zijn in de qhA zoals bv. het geval is in profiel 17 (vgl B 171, 601 en 146). Het onderste gedeelte van de qhA is er heel waarschijnlijk ook nog geërodeerd door de wad afzettingen die daarbij ook iets verder landwaarts voorkomen. In het bovenste deel van de qhA is de lagune/veen afwisseling met de tijd terug tot stand gekomen. Het heeft zich zelfs meer zeewaarts uitgebreid dan voorheen, waarbij het aan zeezijde niet meer geërodeerd werd door de wad afzettingen.

Niet alleen in meer zeewaartse richting, maar ook in de nabijheid van getijdegeulen wordt de qhA dikwijls beperkt tot slechts één enkele veenlaag (vb. profiel 5, B 219; profiel 6, B 235 en profiel 8, B 107). In B 153 (profiel 8) daartegenover zijn 2 veenlagen tot ontwikkeling gekomen, maar de invloed van de getijdegeul (B 111) heeft zich toch in de qhA geuit onder de vorm van wad afzettingen.

Het is ook niet verwonderlijk om de qhA aan te treffen

boven een geul afzetting behorende tot de qhKU. Vb. profiel 9 (B 102 en B115) toont aan dat na de verlanding van een geul er een belangrijk pakket veen tot stand is kunnen komen.

Het kaartblad Veurne wijkt ook in de qhA sterk af van de rest van de kustvlakte. Het kaartblad Veurne is gekenmerkt door het ontbreken van veenlagen; het grootste gedeelte wordt ingenomen door het X hoofdtype.

In de qhA wordt een onderscheid gemaakt tussen enerzijds het lagunair facies (profieltype 7) en anderzijds het wad facies (profieltypen 11 en 12) en tevens de combinatie van beiden (profieltype 10). Deze profieltypen komen zeer beperkt voor en zijn gelokaliseerd in het zuidelijke deel van de vlakte en langsheen de geul die N-S gericht is in de omgeving van Bulskamp. Daarbij moet er opgemerkt worden dat het lagunair facies in de qhA slechts in beperkte mate aanwezig is, terwijl het wad facies er overheerst.

In de meeste profieltypen van het Y hoofdtype bestaat de qhA echter uit slechts één enkele veenlaag die doorgaans zeer dun is (profieltypen 4, 5, 6, 13, 15, 18, 19, 20, 24, 25 en 26). Het overwegend voorkomen van het X type en het ontbreken van venen, komt duidelijk tot uiting in de meeste profielen die het kaartblad Veurne doorkruisen. In deze profielen is de qhA slechts aanwezig in een smalle zone nabij de grens van de kustvlakte (vb. profielen 13, 14 en 15).

Aan de zuidelijke rand van de binnenduinen is er ook nog een veenlaag tot ontwikkeling gekomen (vb. profiel 13: B 201, profiel 14: B 209 en 237 en profiel 15: B 226). Deze veenlaag is er steeds bedekt door het duin facies en heel dikwijls in de duin sedimenten zelf ontwikkeld. Uit de talrijke boringen in de omgeving van de binnenduinen is gebleken dat deze veenlaag beperkt is tot de zuidelijke rand ervan.

Het gebied van De Moeren is zeer duidelijk gekenmerkt door het ontbreken van de qhA, zoals te zien is in profiel 19. Het is echter zeer merkwaardig dat niet alleen de veenlagen zeer bruusk eindigen, maar de hele qhA sequentie vertoont een

scherpe grens (vgl. B 241 en B 240). Ook het lagunair facies van de qhA dat aanwezig is ten oosten van de Ringslot is ten westen ervan opeens verdwenen. Ten westen van de Ringslot wordt alleen nog het zandwad facies aangetroffen dat behoort tot de qhK sequentie.

In enkele boringen in het gebied van De Moeren werd zeer sporadisch een dunne veenlaag aangetroffen die waarschijnlijk te korreleren is met de dunne veenlaag die op hetzelfde niveau voorkomt buiten de Ringslot (vb. profiel 14: B 230 en profiel 19: B 320).

2.4.6.2. De veenlagen in de opgesplitste sequentie

De veenlagen vormen een zeer belangrijk deel van de qhA. Uit de profielenreeks komt duidelijk tot uiting dat er geen vaste regel kan afgeleid worden betreffende het aantal veenlagen, noch het niveau waarop ze voorkomen.

Er is nochtans een onderscheid waar te nemen tussen enerzijds de bovenste veenlaag en anderzijds de dieper veenlagen vooral wat betreft de dikte en de laterale verspreiding. Daarom zullen de bovenste veenlaag, ook oppervlakte veen genaamd, en de diepere veenlagen afzonderlijk besproken worden.

- de diepere veenlagen

De diepere veenlagen bestaan hoofdzakelijk uit rietveen. Een regelmaat in zowel het aantal als in de niveaus waarop ze voorkomen, kan in feite niet bepaald worden. De diepere veenlagen worden doorgaans vanaf het niveau -1 aangetroffen, maar kunnen ook hoger voorkomen tot op 0.50 en 1.00 m. De diepste veenlaag die in deze studie aangeboord werd, bevindt zich op -6.50 m (profiel 7: B 132). Het grootste gedeelte van deze veenlagen komen weliswaar voor tussen de niveaus -4 en -2 m (vb. profiel 18). Slechts enkele keren werden ze dieper aangetroffen, voornamelijk rond -5, -5.5, -6 en -6.5 m.

In zeer veel boringen echter is een veenlaag aanwezig met een min of meer vaste regelmaat rond het niveau -2.5 m. In nagenoeg alle profielen (behalve deze in De Moeren) is deze

regelmaat opvallend en komt bv. goed tot uiting in profiel 8 (rond Pervijze) en profiel 9 (rond Bootshoeke en ten W van Oudekapelle).

Van deze diepere veenlagen werden er slechts van drie de ouderdom bepaald (tabel 4).

Nr.	Lokaliteit	positie	Niveau T.A.W.	Datering 14-C j.B.P.	Labo nr.
1.	Lampernisse B 68	gemiddeld	- 2.50	5590 $\pm$ 78	ANTW 244
2.	Avekapelle B 363	top	- 2.50	6340 $\pm$ 110	Hv 8795
	Avekapelle B 363	basis	- 2.70	6245 $\pm$ 70	Hv 8796
3.	Spermalie B 362	basis	- 2.00	6015 $\pm$ 65	Hv 8799

} 6275 $\pm$ 55 gemiddeld

Tabel 4.

De monsters die gedateerd werden, zijn in de 3 lokalisaties steeds afkomstig van de onderste veenlaag van de qhA sequentie. Ze vertegenwoordigen dus de allereerste verlanding met veenvorming die plaats vond na de afzetting van het mariene, klas-tische sedimentatie pakket, behorende tot de qhKU sequentie. De plaatsen van de monsternamen zijn eerder verspreid: Spermalie is het meest zeewaarts gelegen, terwijl Lampernisse tamelijk landinwaarts voorkomt (fig. 30).

De oudste datering (Avekapelle) is afkomstig van het niveau -2.70 - -2.50 m; de datering van Spermalie (B 362) van -2.00 m. Deze laatste geeft een iets jonger resultaat. Er kan normalerwijze verwacht worden dat is meer zeewaartse gebieden

de verlanding iets later en op een hoger niveau zal optreden dan in de meer beschermde gebieden. Tijdens de periode waarin het mariene, klastische sedimentatie pakket van de qhKU werd afgezet, was de lokaliteit Spermalie inderdaad gelegen in een zeewaarts gebied onderhevig aan de direkte mariene invloed. Vergelijk de profieltypenkaart Nieuwpoort waar boring B 362 behoort tot het profieltype 19 en waar de qhKU uitsluitend uit het wad facies is opgebouwd. De boring ligt trouwens ook in het verlengde van een zone waar het wad milieu (profieltype 11) een diepe inham landinwaarts vormt.

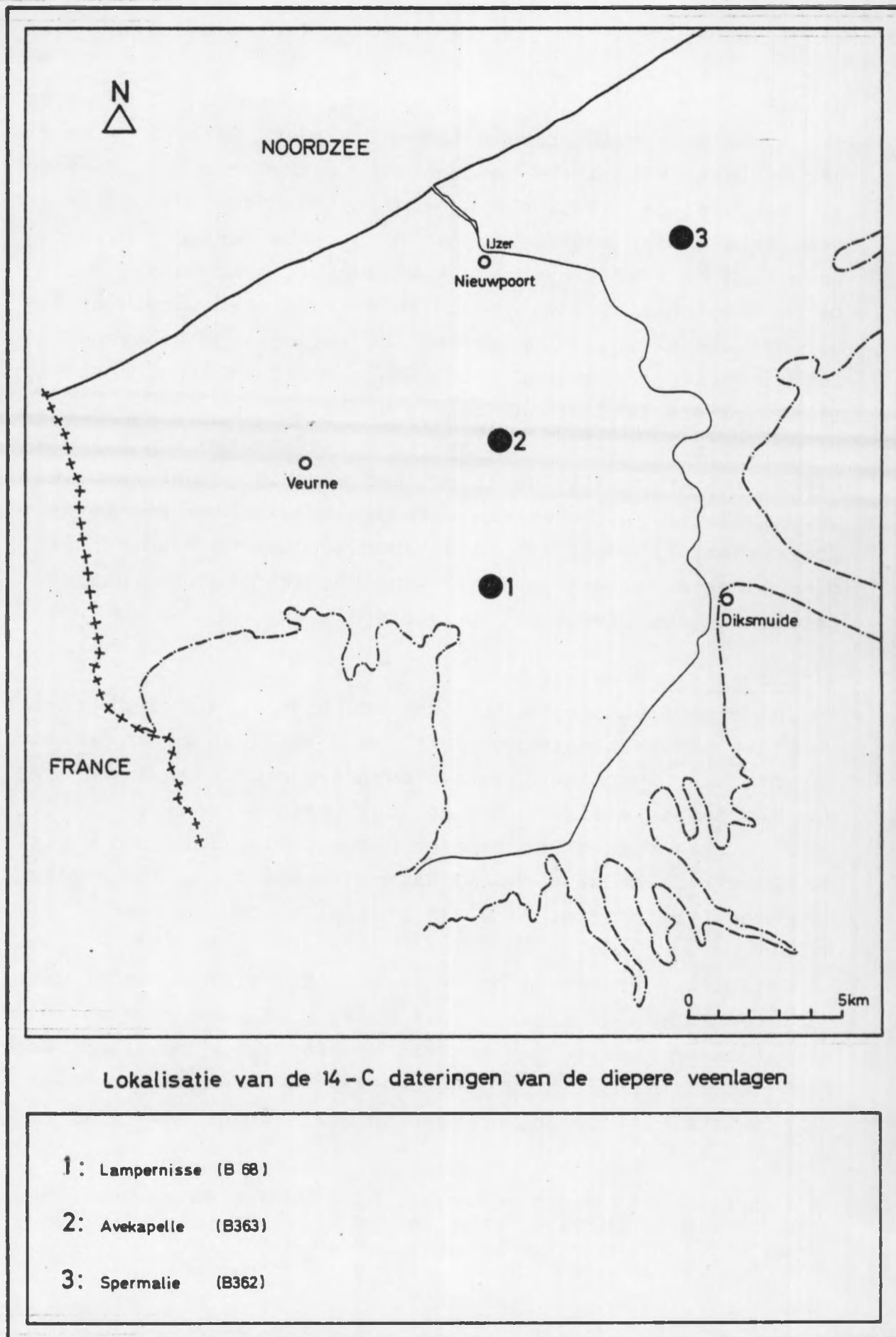
De datering van Lampernisse (B 68) afkomstig van hetzelfde niveau als Avekapelle geeft een merkwaardig jonger resultaat: 5590 ± 78 j.B.P.. De eerste veenvorming* is hier pas later ingetreden, alhoewel het in dit gebied niet verhinderd werd door direkte mariene invloed, want het veen is er beginnen groeien in een uitgebreid lagunair milieu.

- de bovenste veenlaag

In de profielenreeks valt onmiddellijk op dat de bovenste veenlaag het best ontwikkeld is. Lateraal kent ze de grootste verspreiding voornamelijk in zeewaartse richting. Ze bereikt een aanzienlijke dikte, die meestal varieert rond de 1.5 m. In de streek tussen Pervijze en Oudekapelle, iets ten W van de IJzer bereikt de veenlaag haar maximale dikte die 3 m kan bedragen (vb. profiel 7: B 83; profiel 8: B87 en profiel 9: B 91).

Het niveau waarop de bovenste veenlaag zich bevindt, kan variëren tussen de niveaus -0.5 en +1 m of 0 en +1.5 m. In het algemeen komt ze met een min of meer vaste regelmaat voor rond het niveau 0. In de gebieden waar de veenlaag het best is ontwikkeld, ligt de basis ervan zelfs op niveau -2 m.

*De boring B 68 heeft weliswaar niet de volledige Holocene sequentie doorkruist, maar in vergelijking met B 368 uit profiel 10b kan verondersteld worden dat hier wel de onderste veenlaag van de qhA gedateerd werd.



Figuur 30.

In talrijke profielen is te zien dat aan zeezijde, voornamelijk in het gebied tussen Nieuwpoort en Oostduinkerke, de veenlaag dunner wordt en doorgaans ook op een iets hoger niveau komt te liggen. Het is vooral de basis ervan die hoger ligt (vb. profiel 11: B 332; profiel 7; profiel 8: D 23; profiel 10a en profiel 10b).

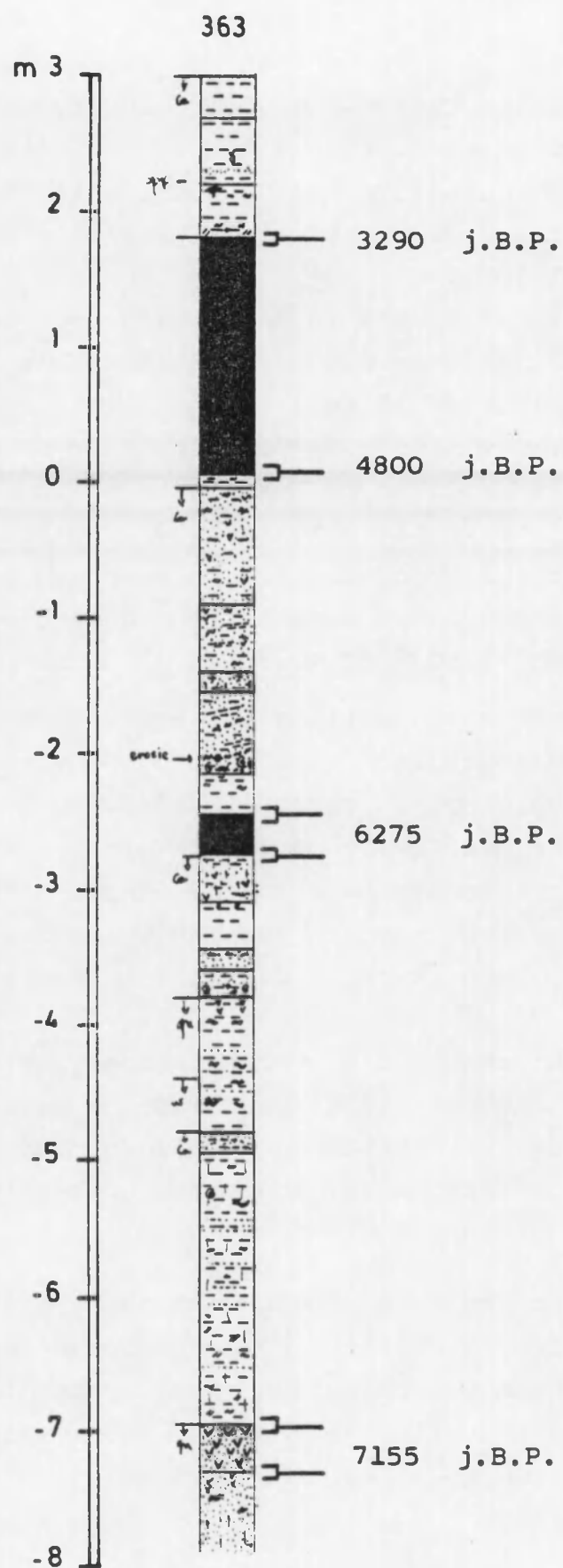
Op het kaarblad Veurne is in het algemeen de bovenste veenlaag uitzonderlijk dun: 0.5 m en nooit dikker dan 1 m (zie profielen 12, 13, 14, 15 en 19). Het niveau waarop de veenlaag voorkomt, nl. tussen de +0.50 en +2.0 m, is er ook iets hoger dan in de rest van de kustvlakte en in de omgeving van De Moeren ligt de veenlaag zelfs hoger dan het maaiveld van De Moeren zelf (vb. profiel 13). De veenlaag aan de zuidelijke rand van de binnenduinen komt met een zekere regelmaat voor tussen +1.20 en +1.60 m of +1.60 en +1.90 m.

De botanische samenstelling van het veen werd meestal in het veld macroscopisch vastgesteld. De veenlaag bestaat uit een opeenvolging van verschillende veensoorten. In de sequenties waar het veen goed ontwikkeld is, werden de volgende soorten, van onder naar boven, aangetroffen: rietveen, riet-zeggeveen, broekveen en veenmos-wollegras-heideveen. De top van het veen is nogal dikwijls in een sterk gehumificeerde staat.

In de botanische studie over het oppervlakte veen van Stockmans & Vanhoorne (1954) werd voor de meeste plaatsen ook de volgende samenstelling en opeenvolging aangetroffen: "Roselière, Forêt fangeuse, tourbière bombée" of "Roselière, bas marais, tourbière bombée".

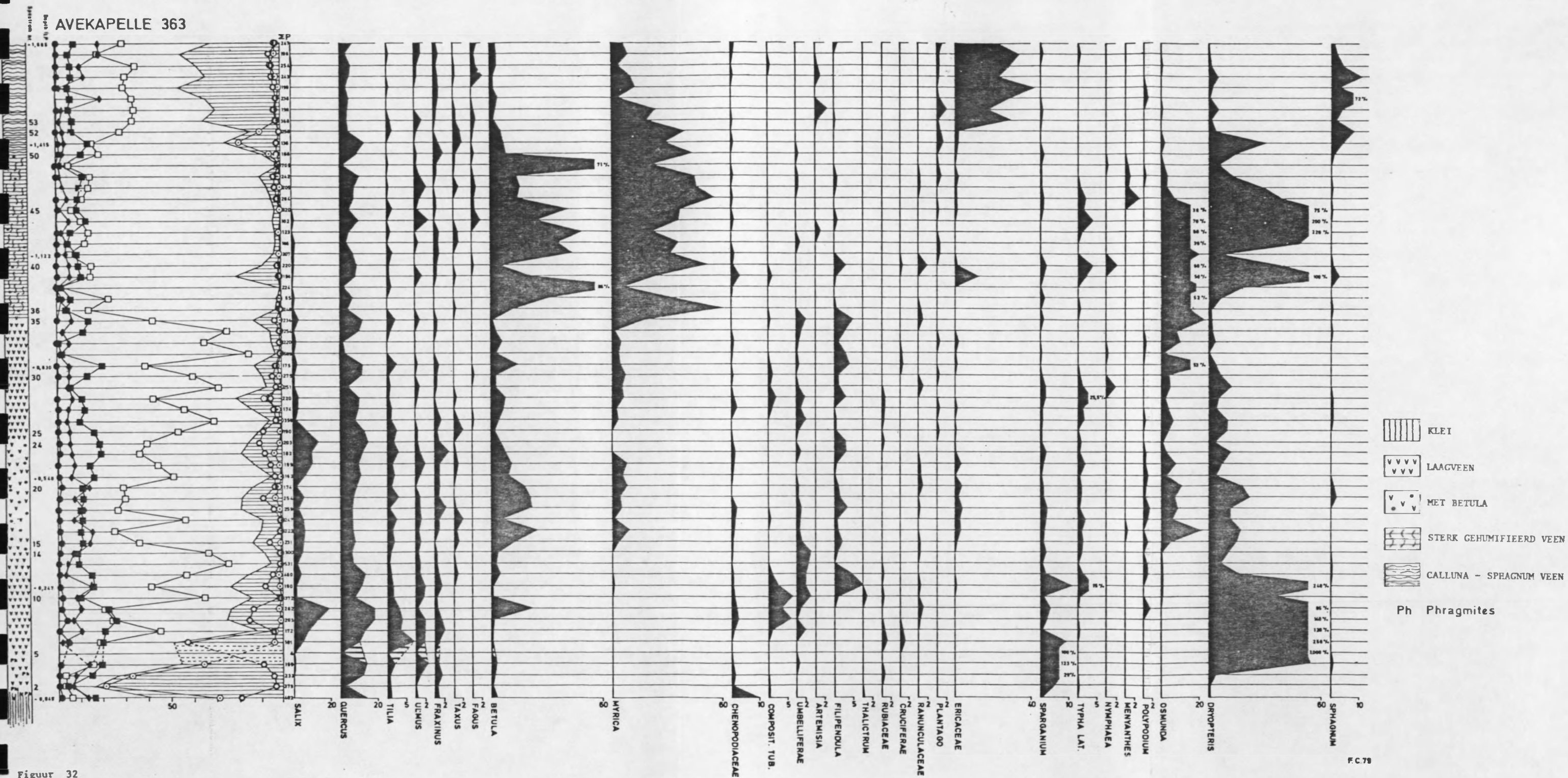
In het kader van deze studie werd de bovenste veenlaag op twee plaatsen (Avekapelle en Booitshoeke) door dr. C. Verbruggen palynologisch op een gedetailleerde wijze onderzocht. De bedoeling van het onderzoek was een beter inzicht krijgen van de paleobotanie en paleoekologie van de bovenste veenlaag.*

*De uitgebreide paleobotanische resultaten van dit onderzoek zijn verschenen in : Professional Paper 1979/11, No 167 onder de titel: 'A new approach of the so-called surface peat in the Western Coastal Plain of Belgium' (C. Baeteman & C. Verbruggen in collaboration with M. Dauchot-Dehon, J. Heylen & M. Van Strydonck).



Figuur 31.

AVEKAPELLE 363



Figuur 32

De belangrijkste resultaten van dit onderzoek worden hier overgenomen.

De bovenste veenlaag die palynologisch onderzocht werd, is afkomstig uit boring B 363 (Avekapelle, kaart Lampernisse, profiel 9, fig. 31). De veenlaag is er bijna 2 m dik en komt voor tussen de niveaus 0 en +1.80 m T.A.W..

In het pollendiagram (fig. 32) kunnen duidelijk twee delen onderscheiden worden: een eutroof en een oligotroof gedeelte die op hun beurt kunnen onderverdeeld worden in verschillende fasen.

Het eutroof gedeelte (van spektrum nr 1 tot 35) is in zijn geheel gekenmerkt door laagveen kondities. De hoge waarden van de varens van het Dryopteris-type en het relatief belangrijk percentage van de Salix pollen op bepaalde niveaus zijn zeer typisch. De aanwezigheid van Corylus en het Q.M. zoals tamelijk hoge waarden van Quercus, Ulnus en Tilia, moet ook vermeld worden.

De aanwezigheid van een groot percentage boompollen wijst erop dat gedurende de laagveen periode er in de kustvlakte gunstige omstandigheden bestonden voor de groei van de Q.M. bomen en meer bepaald de Quercus. Deze gunstige plaatsen waren heel waarschijnlijk de beter gedraineerde gebieden zoals de brede oeverwallen en boorden van vroegere getijdegeulen (de Avekapelle geul?) waar geen veengroei tot stand was gekomen.

Het eutroof gedeelte van de veensequentie kan onderverdeeld worden in 3 fasen die overeenstemmen met meer vochtige en droge omstandigheden.

Fase 1 (spektrum nr 1 tot 14)

De basis van de veensequentie is gekenmerkt door een zeer vlugge verdwijning van Chenopodiaceae terwijl Phragmites en later Sparganium en Cyperaceae dominerend worden. Dit veronderstelt dat de direkte mariene invloed zeer vlug verminderd is waarbij het gebied kon evolueren naar een lagunair milieu dat op zijn beurt ook vlug evolueerde in een laagveen gebied. Het begin van dit laagveen is gekenmerkt door de

Dryopteris-type varens gevolgd door Alnus.

Fase 2 (spektrum nr 15 tot 24)

De vervanging van Alnus door Betula en Myrica enerzijds en anderzijds de eerste verschijning van Ericaceae en de aanwezigheid van de varens Polypodium en Osmunda tonen aan dat deze fase, in vergelijking met de eerste, door drogere omstandigheden gekenmerkt is.

Fase 3 (spektrum nr 25 tot 35)

Deze fase is gekenmerkt door de aanwezigheid van elementen die wijzen op vochtiger omstandigheden. Dit komt tot uiting door de absolute dominerendheid van Alnus en de aanwezigheid van pieken in de waterplanten op bepaalde niveaus. Aan het begin van deze vochtiger fase draagt Salix bij tot de uitbreiding van de laagveenvegetatie.

In het oligotroof gedeelte in de pollendiagram (spektrum nr 36 tot de top) is een plotse, maar tevens fundamentele verandering in de veengroei evolutie opvallend. Alnus wordt vervangen door Betula en Myrica, waarbij Osmunda de belangrijkste varen wordt. Naar de top toe bereiken Ericaceae en Sphagnum hoge waarden.

Het eutroof gedeelte kan in twee fasen onderverdeeld worden.

Fase 4 (spektrum nr 36 tot 49)

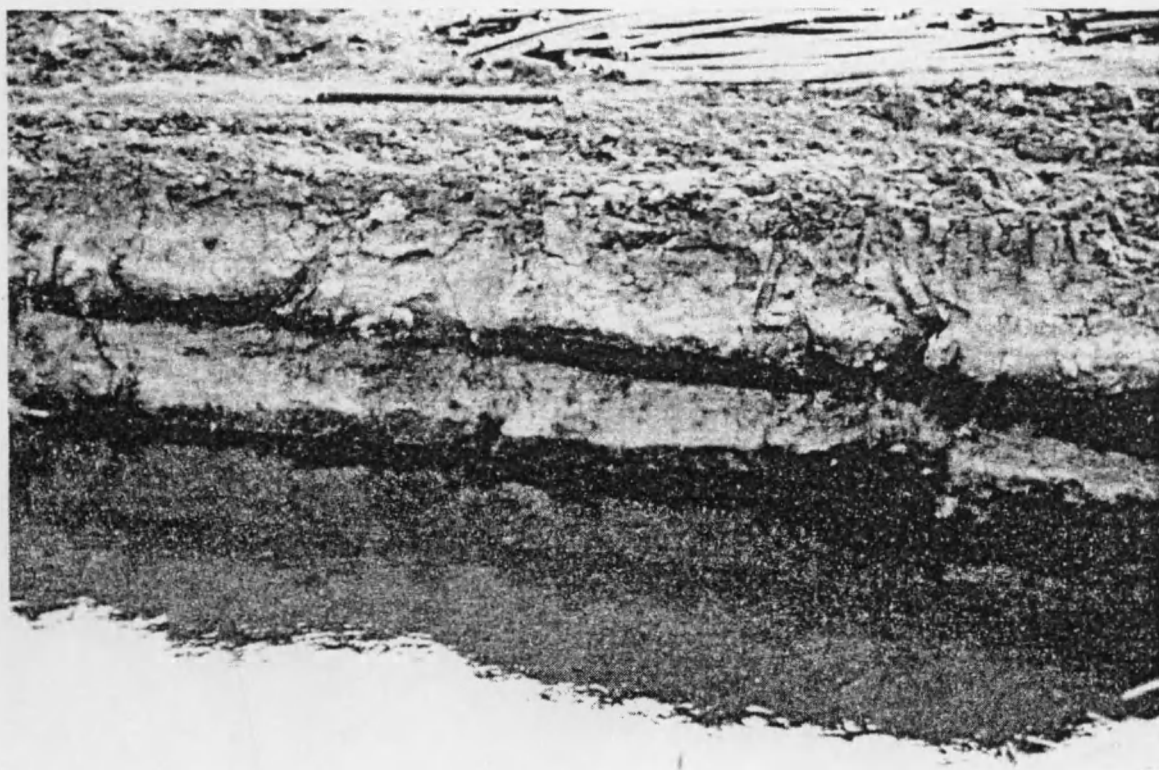
Deze fase kan vergeleken worden met de eerste droge fase van het pollendiagram (fase 2) maar hier zijn de droge omstandigheden veel meer uitgesproken. Betula en Myrica, samen met de varens zijn dominerend. De edafische droogte was zo belangrijk dat de normale veengroei erdoor gehinderd werd. Dit gedeelte in de veensequentie komt inderdaad voor als zwart veen. Dit veronderstelt een stilstand in sedimentatie die heel waarschijnlijk te wijten is aan een verlaging van de grondwaterspiegel.

Fase 5 (vanaf spektrum nr 50 tot de top)

De laatste fase is opnieuw gekenmerkt door vochtiger omstandigheden, aangetoond door de aanwezigheid van Menyanthes tussen spektrum nr 46 en 49. Vanaf spektrum nr 50 tot de top komt een hoogveen vegetatie voor met Calluna en Sphagnum.



Fig. 33. Veensequentie te Booitshoeke
(het oosten is rechts op de foto's)

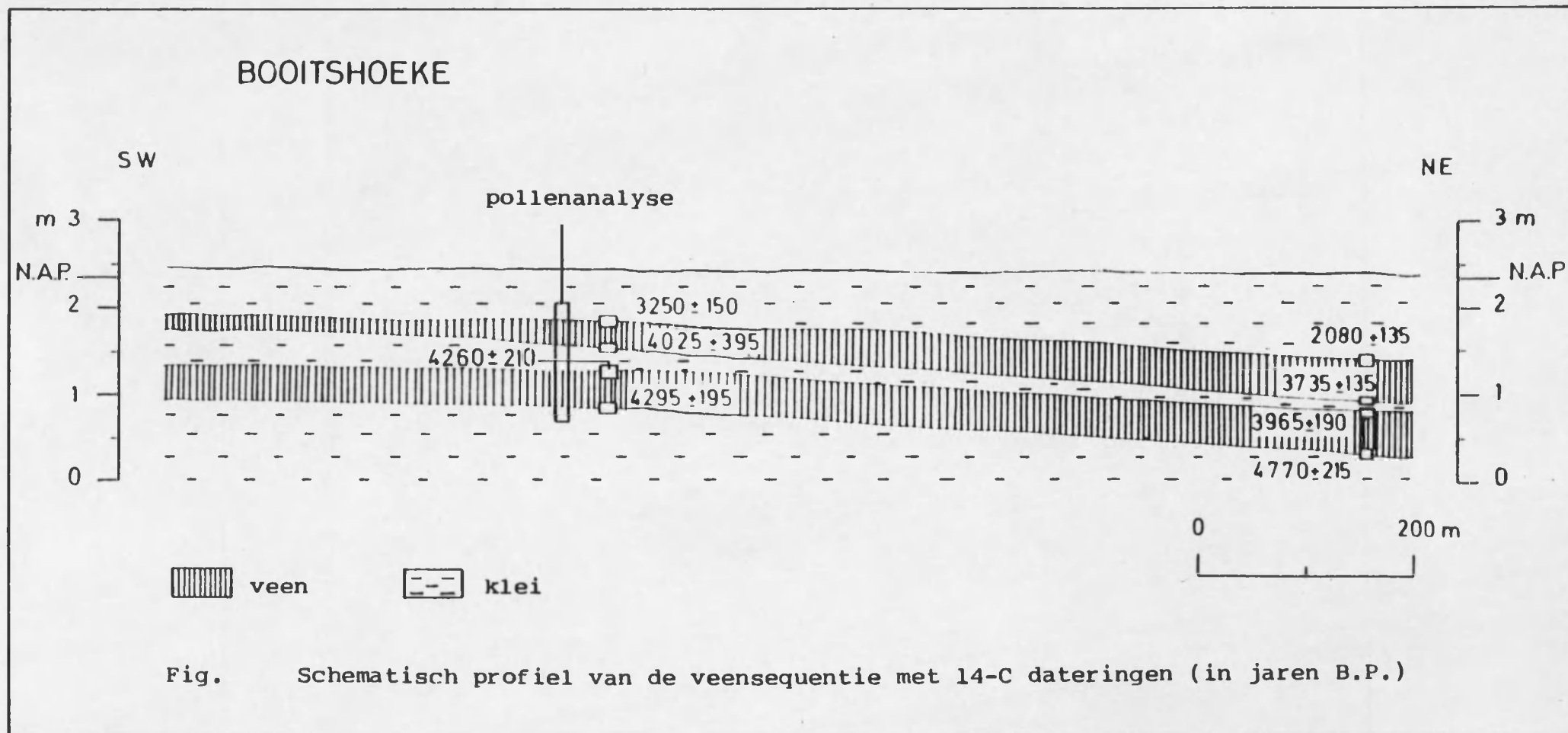


De uiterste top van de veensequentie vertoont een zeer abrupt einde. De meest belangrijke verandering is wel de plotse verdwijning van de Sphagnum vegetatie, de vermeerdering van Pinus en een nieuwe uitbreiding van Alnus. Het palynologisch onderzoek heeft uitgemaakt dat de vegetatie zich wel kon blijven handhaven, maar dat de werkelijke veengroei degelijk tot een einde was gekomen.

De bovenste veenlaag afkomstig van Booitshoeke werd ook palynologisch onderzocht. Het site van Booitshoeke bevindt zich op ongeveer 2.5 km ten noorden van dat van Avekapelle (fig.37). De volledige veensequentie kon er in detail bestudeerd worden in een tijdelijke ontsluiting ter gelegenheid van de uitgravingswerken voor de aanleg van de autostrade 'Brugge - Calais'. Deze ontsluiting is gelokaliseerd op identiek dezelfde plaats als het westelijke deel van profiel 26, meer bepaald het gedeelte tussen de boringen 318 en 328.

Uitzonderlijk kon in deze ontsluiting nagegaan worden hoe de anders dikke en continue bovenste veenlaag hier opgesplitst wordt in twee veenlagen met tussenin een klei intercalatie die in oostelijke richting dunner wordt om uiteindelijk volledig uit te wiggen (fig. 33, 34, 35). Deze opgesplitste veensequentie zal hier als één geheel besproken worden, behorende tot de bovenste veenlaag van de qhA.

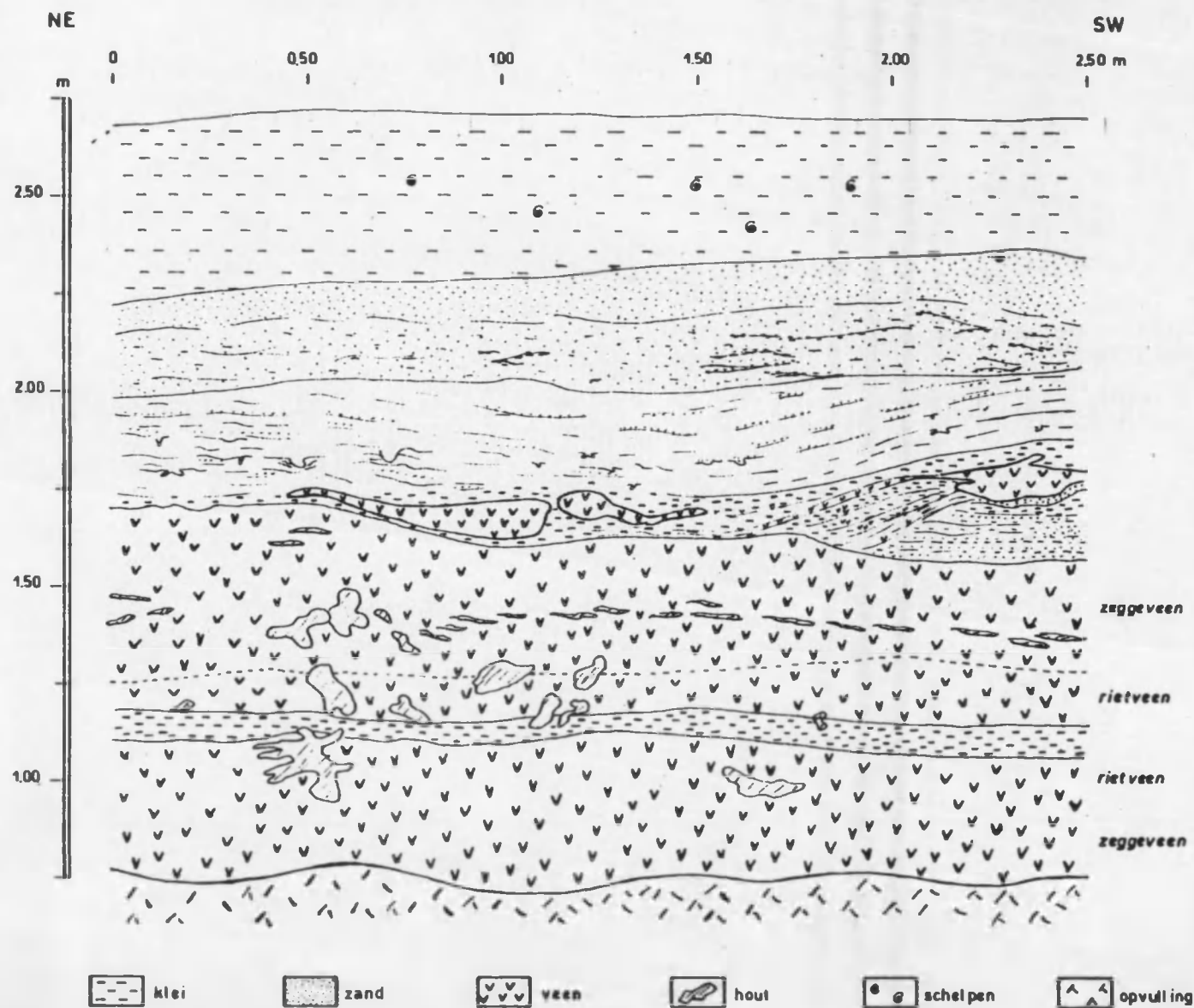
De veensequentie kon in de ontsluiting bestudeerd worden over een afstand van ongeveer 1 km (fig. 34). In het westelijke gedeelte ervan komt ze voor tussen de niveaus 1 en 2 m en is opgesplotst door een kleilaag van ongeveer 70 cm dikte. Het bovenste gedeelte van de veensequentie bestaat slechts uit een dunne veenlaag. In oostelijke richting bevindt de veensequentie zich op een iets lager niveau en de geïntercaleerde kleilaag wordt steeds dunner (tussen de 5 en 8 cm) waardoor ze zelfs als klapklei zou kunnen geïnterpreteerd worden (fig. 33 & 35).



Figuur 34.

Booitshoeke - Zeedijk - Detailopname van het veenprofiel

Fig. 35



De onderste veenlaag bestaat macroscopisch uit de volgende botanische samenstelling (van onder naar boven): rietveen, dat evolueert naar zeggeveen waarin zich tamelijk veel houtresten bevinden en aan de top opnieuw rietveen dat afgedekt is door een kleilaag (fig. 35). In de kleilaag zijn zeer veel rietrhizomen aanwezig waarvan talrijke tot in het onderliggende rietveen doorgegroeid zijn. Dit wijst er reeds in de eerste plaats op dat het hier niet om klapklei gaat, maar dat de veengroei -tijdelijk althans- tot een einde is gekomen door een te hoge waterstand waarbij sedimentatie plaats vond. Na de afzetting van het klastisch materiaal heeft de veengroei zich hernomen, aanvankelijk bestaande uit rietveen (de onderste 15 cm) waarin lokaal hout voorkomt. Het rietveen is verder geëvolueerd naar hoofdzakelijk rietveen-zeggeveen waarin op een bepaald niveau zeer veel hout aanwezig is.

De top van het veen (in het westelijk deel van de ontsluiting) vertoont een erosief karakter en is bedekt door zand- en kleilaagjes van het wad facies met een fijne laagdheid waarin weinig materiaal werd opgenomen onder de vorm van grote blokken en fijne detritus.

De pollenanalyse werd uitgevoerd op de volledige veensequentie daar waar de kleilaag een aanzienlijke dikte heeft (fig. 34 en fig. 36).

In het pollendiagram van Booitshoeke werden eveneens 5 fasen onderscheiden waarvan de eerste 3 (tot spektrum nr 18) een eutroof karakter hebben. De eerste 2 fasen (tot spektrum nr 13) zijn helemaal te vergelijken met deze in het pollendiagram van Avekapelle. Fase 3 (spektrum nr 14 tot 18) daartegenover vertoont hier een volledig ander beeld daar het vertegenwoordigd is door een kleilaag gekenmerkt door zeer hoge waarden van Chenopodiaceae, wat ook bevestigt dat de klei intercalatie niet als klapklei moet geïnterpreteerd worden. Daarbij worden Pinus, Quercus en Corylus ook belangrijker ten opzichte van Alnus.

De fasen 4 en 5 uit het pollendiagram van Avekapelle die oligotrofe kenmerken vertonen, zijn eveneens terug te vinden

Nr.	Lokaliseit	positie	Niveau T.A.W.	Datering 14-C j.B.P.	Labo nr.	
1.	Lampernisse B 68	gemiddeld	+ 0.25	4050 ± 180	ANTW 245	profiel 10 b)
2.	Lampernisse B 71	basis	0	4640 ± 65	ANTW 249	profiel 10 b)
3.	Lampernisse B 71	top	+ 2.00	2040 ± 60	ANTW 248	profiel 10 b)
4.	Avekapelle B 363	top	+ 1.75	3290 ± 80	Hv 8793	profiel 9
				3335 ± 170	IRPA 336	
5.	Avekapelle B 363	basis	+ 0.10	4800 ± 80	Hv 8794	profiel 9
6.	Steenkerke B 407	gemiddeld	+ 0.75	4150 ± 115	ANTW 123	profiel 27
7.	Booitshoeke Zeedijk	basis	+ 0.60	4770 ± 215	IRPA 288	
8.	Booitshoeke Zeedijk	top onderste veenlaag	+ 1.05	3965 ± 190	IRPA 287	
9.	Booitshoeke Zeedijk	basis bovenste veenlaag	+ 1.15	3735 ± 135	IRPA 286	
10.	Booitshoeke Zeedijk	top bovenste veenlaag	+ 1.70	2080 ± 135	IRPA 285	
11.	Booitshoeke Vaart	basis	+ 0.85	4295 ± 195	IRPA 292	
12.	Booitshoeke Vaart	top onderste veenlaag	+ 1.29	4260 ± 210	IRPA 291	
13.	Booitshoeke Vaart	basis bovenste veenlaag	+ 1.55	4025 ± 395	IRPA 290	
14.	Booitshoeke Vaart	top bovenste veenlaag	+ 1.77	3250 ± 150	IRPA 289	
15.	Avekapelle B 363	spektrum nr. 25-28		4240 ± 190	IRPA 335	
16.	Avekapelle B 363	spektrum nr. 32-35		3450 ± 180	IRPA 334	
17.	Lampernisse punt 189	houtstronk uit top		3550 ± 36	ANTW 163	Radio Carbon 19, 1977
18.	Lampernisse punt 189	hout uit top		2340 ± 54	ANTW 191	Radio Carbon 19, 1977
19.	Oostkerke B 374	basis	- 1.60	4180 ± 60	ANTW 304	
20.	Leffinge	top		3520 ± 61	ANTW 227 *	
21.	Leffinge	top	+ 2.20	2960 ± 50	Hv 8800 *	
22.	Leffinge	top	+ 2.20	3140 ± 165	IRPA 283 *	
23.	Leffinge	basis	+ 1.80	4465 ± 220	IRPA 282 *	
24.	Leffinge	top		3340 ± 185	IRPA 337 *	
25.	Leffinge	hout in top		3225 ± 160	IRPA 338 *	
26.	Leffinge	houtstronk aan basis	+ 1.20	4630 ± 140	ANTW 102 *	Radio Carbon 18, 1976
27.	Leffinge	eik aan basis	+ 1.00	5190 ± 140	ANTW 105 *	Radio Carbon 18, 1976
28.	De Panne duinen	top humeuze bodem		1965 ± 110	Hv 9136	
29.	De Panne duinen	basis humeuze bodem		2660 ± 100	Hv 9137	

* deze veenlaag komt overeen met de bovenste veenlaag, maar moet volgens zijn stratigrafische positie tot het basisveen gerekend worden.

Tabel 5. 14-C dateringen van de bovenste veenlaag

in het diagram van Booitshoeke. Daarbij is echter het droge karakter van fase 4 in deze laatste nog meer uitgesproken. Deze fase is in de veensequentie terug te vinden als een geoxideerde zwarte laag.

De palynologische onderzoeken hebben uitgemaakt dat de bovenste veenlaag niet als één geheel moet beschouwd worden, maar als een afwisseling van vochtige en droge fasen die elkaar opvolgen. De meest vochtige fase (fase 3) is zelfs lokaal vertegenwoordigd door een afzetting van klastisch materiaal. Deze klastische intercalatie die te Booitshoeke gevormd wordt door het lagunair facies, werd tevens terug gevonden in de richting van Oostduinkerke waar ze bestaat uit sedimenten van het wad facies (vb. profiel 8: B 138, 137 en 142).

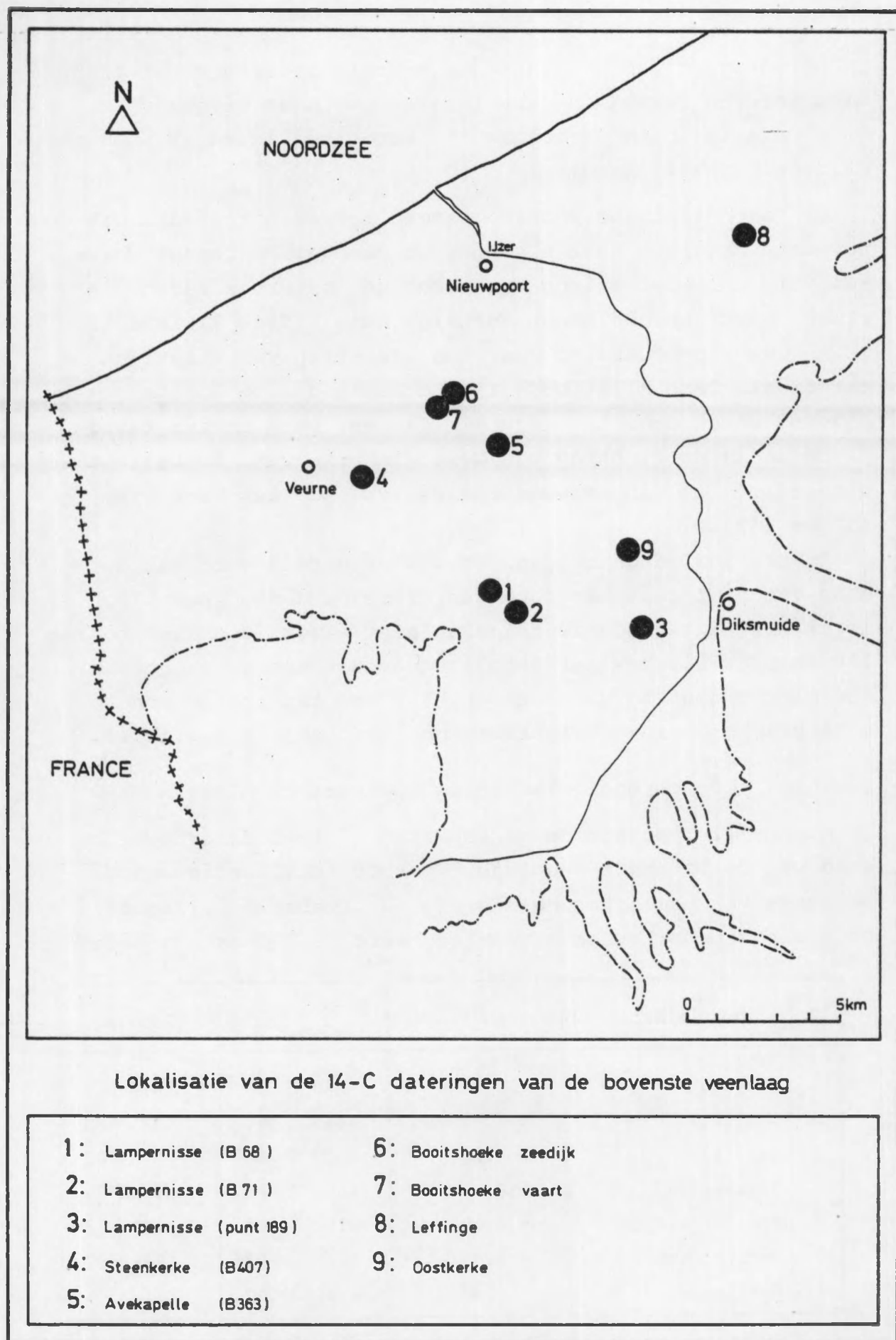
In profiel 26 daartegenover, dat opgesteld werd aan de hand van niet gestoken boringen, uitgevoerd door het RIG, is de klei intercalatie helemaal niet aanwezig tussen boring 318 en 328. Dit bewijst eens te meer dat een stratigrafie, die niet opgesteld werd aan de hand van ongeroerde monsters, belangrijke onnauwkeurigheden kan bevatten (cf. 2.1.1.1.)

2.4.6.3. De chronologie van de bovenste veenlaag

In het studie gebied zijn 27 14-C dateringen bekend van de bovenste veenlaag. Voor de lokalisatie van de plaatsen van bemonstering zie fig. 37 (tabel 5 , fig.38). De basis van de bovenste veenlaag werd op 7 plaatsen gedateerd.

Nr.	Lokaliteit	Niveau T.A.W.	Datering 14-C j.B.P.	Labo nr.
1.	Lampernisse B 71	0	4640 $\pm$ 65	ANTW 249
2.	Leffinge	+ 1.80	4465 $\pm$ 220	IRPA 282
3.	Leffinge	+ 1.20	4630 $\pm$ 140	ANTW 102
4.	Avekapelle	+ 0.10	4800 $\pm$ 80	Hv 8794
5.	Booitshoeke ZD	+ 0.60	4770 $\pm$ 215	IRPA 288
6.	Booitshoeke V	+ 0.85	4295 $\pm$ 195	IRPA 292
7.	Oostkerke	- 1.60	4180 $\pm$ 60	ANTW 304

Tabel 6. 14-C dateringen van de basis van de bovenste veenlaag



Figuur 37.

De eerste vijf dateringen geven een vrij gelijkaardig resultaat variërend tussen de 4465 en 4800 B.P.. Het resultaat 4295 ± 195 (IRPA 292) is daar tamelijk afwijkend van. In vergelijking met de andere dateringen van hetzelfde site (fig. 38) kan aangenomen worden dat dit 14-C resultaat te jong is, te meer daar de top van deze veenlaag gedateerd werd op 4260 B.P., een datum in overeenstemming met het overeenkomstig niveau in Avekapelle (4240 B.P.). In het veenmonster nr 6 (IRPA 292) waren inderdaad talrijke kleine wortels aanwezig die niet allen verwijderd werden. Deze plantenwortels vormden heel waarschijnlijk een bron van jongere koolstof. Ook het monster nr 7 (ANTW 304) geeft een veel jonger resultaat (4180 B.P.) dan de rest. In dit monster werden de zeer talrijke riet-rhizomen ook niet verwijderd waaruit blijkt dat ze wel degelijk een vrij belangrijke kontaminatie kunnen veroorzaken in de ouderdomsbepaling.

Aan de hand van deze dateringen kan toch aangenomen worden dat het bovenste veen in het algemeen is begonnen groeien tussen 4500 en 4800 B.P..

Van de top van de bovenste veenlaag zijn 11 dateringen gekend afkomstig van plaatsen die min of meer verspreid zijn over het studie gebied (tabel 7, fig. 37)

Tabel 7.
14-C dateringen
van de top van
de bovenste
veenlaag

Nr.	Lokaliteit	Datering 14-C j.B.P.	Labo nr.
1.	Leffinge	2960 ± 50	Hv 8800
2.	Leffinge	3140 ± 165	IRPA 283
3.	Leffinge	3225 ± 160	IRPA 338
4.	Booitshoeke V	3250 ± 150	IRPA 289
5.	Avekapelle	3290 ± 80	Hv 8793
6.	Leffinge	3340 ± 185	IRPA 337
7.	Leffinge	3520 ± 61	ANTW 227
8.	Lampernisse	3550 ± 36	ANTW 163
9.	Lampernisse B 71	2040 ± 60	ANTW 248
10.	Booitshoeke ZD	2080 ± 135	IRPA 285
11.	Lampernisse	2340 ± 54	ANTW 191

De resultaten ervan kunnen duidelijk in twee groepen ondergebracht worden. In de eerste groep (monster nr 1 tot 8) zijn de resultaten niet ver afwijkend van elkaar, waaruit blijkt dat de ouderdom van de top van het veen tussen de 2960 en 3550 B.P. gesitueerd is. De tweede groep (monster nr 9 tot 11) bestaat uit een reeks dateringen die ook niet ver van elkaar afwijken, maar waarvan het resultaat veel jonger is, nl. tussen de 2000 en 2300 B.P..

Uit deze resultaten kan afgeleid worden dat in het algemeen het einde van de veengroei plaats vond tussen 3000 B. P. en 3500 B.P.. Op sommige plaatsen echter is de veengroei blijven stand houden (of opnieuw begonnen?) tot de periode van 2000 B.P. - 2300 B.P..

In het gebied tussen Booitshoeke en Oostduinkerke zijn er aanwijzingen dat de veengroei volledig onderbroken is geworden, waarbij een afzetting van klastisch materiaal tot stand is gekomen. De periode waarin deze afzetting plaats vond en die overeenkomt met de vochtige fase te Avekapelle, werd eveneens gedateerd (fig. 38).

De dateringen van het eerste einde van de veengroei te Booitshoeke en het begin van de vochtige fase te Avekapelle zijn zeer overeenkomstig: 3965 B.P., 4240 B.P. en 4260 B.P.. De dateringen van de tweede start van de veengroei en het einde van de vochtige fase zijn tamelijk afwijkend van elkaar. De afwijking in de 2 sites van Booitshoeke is echter zeer onwaarschijnlijk daar de plaatsen van bemonstering slechts 700 m van elkaar verwijderd zijn. Er moet opgemerkt worden dat het resultaat van Booitshoeke Vaart (4025 ± 395) een grote standaardafwijking heeft.* Dit laatste resultaat moet heel waarschijnlijk als te oud beschouwd worden.

*De grote standaardafwijking werd veroorzaakt door het feit dat een belangrijke hoeveelheid antraciet bij het monster moest gevoegd worden, gezien een te kleine hoeveelheid beschikbaar materiaal.

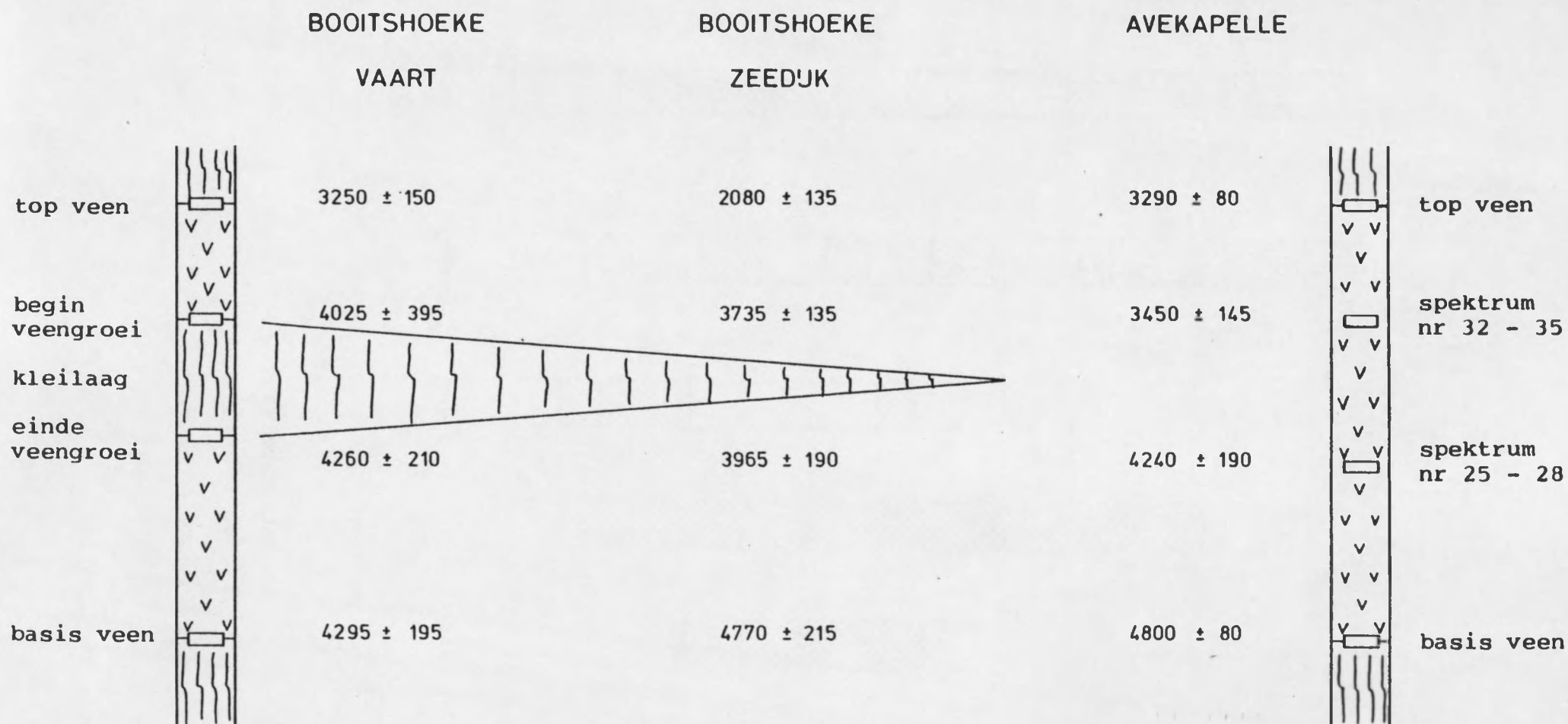


Fig. 38. 14-C dateringen van de bovenste veensequentie (in jaren B.P.)

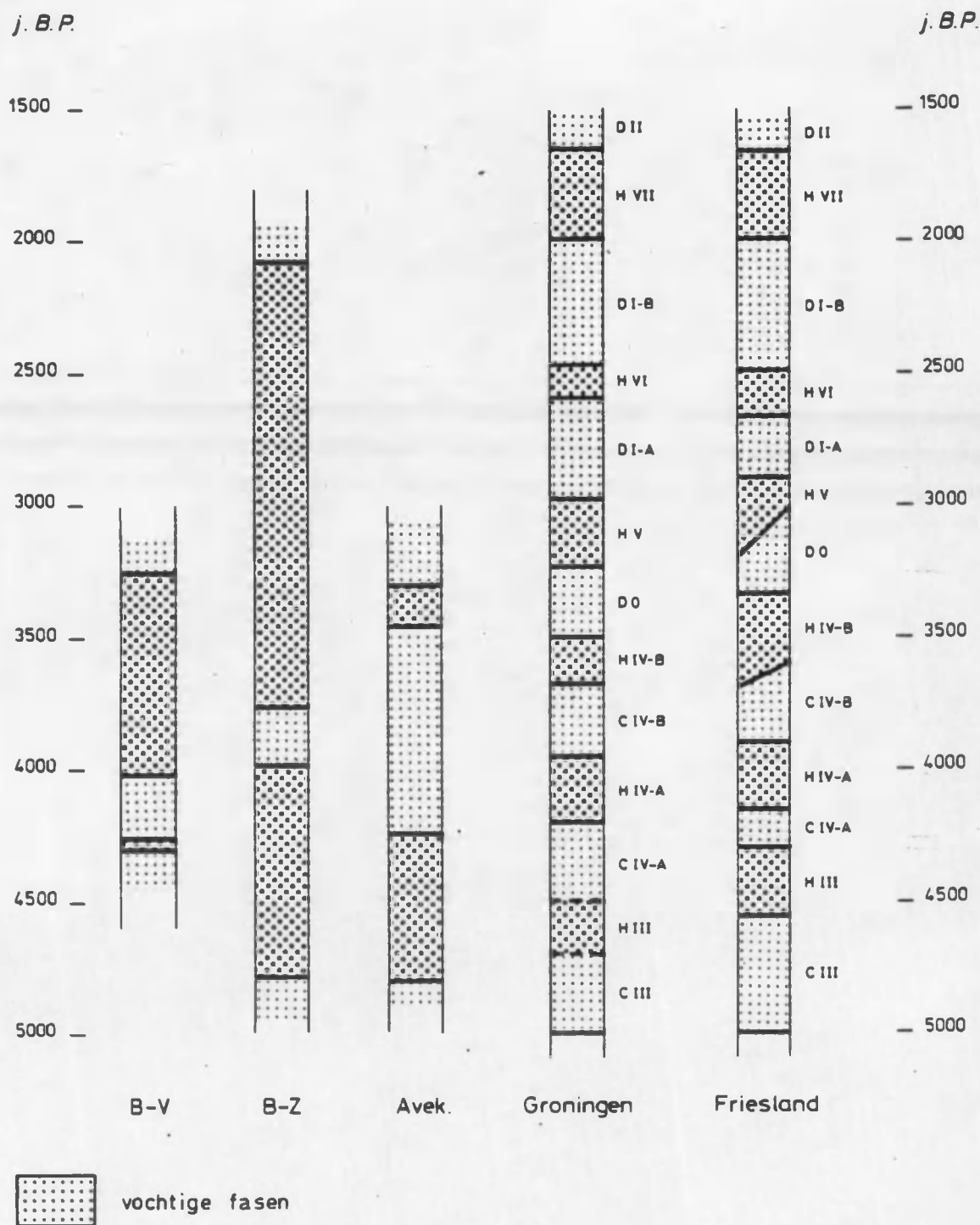


Fig. 39. Chronologie van de vochtige en droge fasen in de veensequentie

B-V: Booitshoeke Vaart
B-Z: Booitshoeke Zeedijk
Avek.: Avekapelle

Bij een vergelijking van deze fasen met de verschillende transgressieve en regressieve intervallen zoals ze opgesteld werden voor Groningen (Roeleveld, 1974) en Friesland (Griede, 1978), komen enkele punten van overeenkomst tot uiting (fig. 39).

Het begin van de veengroei die in dit studie gebied gesitueerd is rond 4500 - 4800 B.P. komt overeen met het einde van de C III transgressie. Inderdaad uit het palynologisch onderzoek is gebleken dat de uiterste basis van het veen vochtige kenmerken weerspiegelt. De meest vochtige fase van de veensequentie die zelfs lokaal vervangen is door klastische sedimenten, blijkt overeen te komen met het C IV-B transgressief interval. Daar de eerste droge periode (fase 2) niet gedateerd werd, is het niet duidelijk of ze overeenkomt met het H III of H IV-A regressief interval. De meest droge fase van de veensequentie (fase 4) zou waarschijnlijk overeenkomen met de H IV-B regressie.

Het is heel waarschijnlijk deze droge fase die door Tavernier & Moormann (1954) werd aangenomen als scheiding tussen de Duinkerke I en Duinkerke II transgressie en die door Ameryckx (1959) de Romeinse regressie werd genoemd, die hij dateerde op 1e - 4e eeuw (cf. 2.2.5.).

Tavernier & Moormann (1954) schreven immers dat in het gebied van Veurne - Wulpen er een nieuwe veenlaag tot stand is gekomen op de Duinkerke I sedimenten.

Het einde van de veengroei, gesitueerd rond 3000 - 3300 B.P. blijkt in vergelijking van de N. Nederlandse stratigrafie, te hebben plaats gevonden tijdens de D0 transgressie. Dit is een heel stuk vroeger dan de D II transgressie (1650 B.P.) zoals tot nog toe steeds in de Belgische litteratuur werd beweerd.

Niettegenstaande deze punten van overeenkomst, bestaat er toch een belangrijk verschil tussen de situatie in N. Nederland en de westelijke kustvlakte. In N. Nederland zijn de transgressieve intervallen doorgaans vertegenwoordigd door klastische sedimenten, terwijl in de westelijke kustvlakte de periode van ongeveer 4800 B.P. tot 3000 B.P. vertegenwoordigd is door een ononderbroken veenlaag (behalve in een beperkt gebied rond Booitshoeke). In deze belangrijke veenaccumulatie van 2 à 3 m dikte kunnen alleen palynologisch de verschillende droge en vochtige fasen in herkend worden.

2.4.7. DE BOVEN KLASTISCHE SEQUENTIE (qhKO)

De 'boven klastische sequentie' wordt gedefinieerd als volgt: klastische sedimentaire eenheid van tenminste 5 cm die ligt op de bovenste geïntercaleerde veenlaag. De boven klastische sequentie kan zelf bedekt zijn met de organische deksequentie.

De bovenste en tevens laatste sequentie van het Y-hoofdtype wordt gevormd door de qhKO die bijna de gehele kustvlakte bedekt. De qhKO kan gekorreleerd worden met het bovenste gedeelte van de qhK, behorende tot het X-hoofdtype.

De qhKO heeft in het algemeen een dikte van 1 à 3 meter. De facieseenheden die er onderscheiden worden, bestaan alleen uit het wad facies en het lagunair facies.

Het lagunair facies komt in de meeste boringen voor, behalve op het kaartblad Veurne dat eenste meer een afwijkend beeld vertoont tegenover de rest van de vlakte (zie vb. profiel 19, 12, 13 en 27). Het lagunair facies vormt steeds het onderste gedeelte van de qhKO en ligt rechtstreeks op de bovenste veenlaag.

Het bovenste gedeelte van de qhKO dat tevens het jongste pakket sedimenten van de gehele Holocene opvullingssequentie vertegenwoordigt, wordt overal gevormd door het wad facies. Dit pakket sedimenten is als homogeen te beschouwen. Begroeiingshorizonten of vegetatieniveaus werden er niet in aangetroffen.

Het onderscheid tussen enerzijds het slikwad facies en anderzijds het gemengd wad facies werd noch op de kaarten noch op de profielen aangeduid, omdat het slechts in enkele boringen duidelijk kon onderscheiden worden. Daardoor is de respektievelijke verspreiding ervan niet voldoende gekend om het degelijk op kaart uit te zetten. Om dezelfde reden werden ook de prielen niet op kaart beschouwd.

Voor het kaartblad Veurne werd in de qhKO ook nog het duinen facies onderscheiden (profieltypen 24, 25 en 26). Deze profieltypen zijn in zeer beperkte mate aanwezig aan de zuidelijke rand van de binnenduinen.

2.4.8. DE ORGANISCHE SEQUENTIE (qh0)

Naast de X en Y hoofdtypen is de bestudeerde kustvlakte ook gekenmerkt door de aanwezigheid van het Z hoofdtype. Het Z type komt er echter in zeer beperkte mate voor en is gelokaliseerd in het uiterste zuiden van de kustvlakte.

De qh0 wordt gedefinieerd als volgt: opeenvolging van veen en limnische ooze met ten hoogste een enkele (normaal sedimentaire) klastische laag van meer dan 5 cm dikte.

De qh0 is in dit studiegebied in feite niets anders dan het basisveen (qh0B) dat in de organische sequentie overgaat. Dit wil zeggen dat het basisveen zich ononderbroken kon blijven ontwikkelen, terwijl in de rest van de kustvlakte een afwisseling van klastische sedimenten met veenvorming tot stand kwam. Uiteindelijk werd ook de organische sequentie afgedekt door een pakket sedimenten bestaande uit wad en/of brakwad afzettingen.

De organische sequentie wordt voornamelijk aangetroffen op het kaartblad Lo waar twee Z types onderscheiden werden: Z1 en Z3 (profieltypen 1 en 2).

Het Z1 type komt alleen voor ten zuiden van de Blankaart (een uitgeveend gebied) en in een zone juist ten Noorden van de IJzer in de omgeving van Elzendamme.

Het Z3 type kent een grotere verspreiding zoals ten N van Noordschote. Het Z3 type (profieltype 2) wordt ook nog aangetroffen in enkele kleine zones zoals ten W van Noordschote in één van de dalen die het Pleistoceen gebied binnendringen ter hoogte van Merkem en in het uiterste N van de kaart langsheen de Lovaart en ten S van Nieuwkapelle. Deze zone kan vervolgd worden op het zuidelijke deel van de kaart Lampernisse (profieltype 1).

Op de kaart Lo komt de organische sequentie voor tussen de niveaus -2 m tot +3 m (zie profielenreeks 20, 21, 22, 23). De dikte ervan kan oplopen tot 3.5 à 4 m (vb B 28 en D 55).

De qh0 wordt ook nog teruggevonden op het kaartblad Veurne (profieltype 1). Daar komt het Z1 type voor in een kleine zone grenzend aan het dagzomend Pleistoceen, juist iets ten westen van Houtem (profiel 15, B 247).

2.5. DE CHRONOSTRATIGRAFIE VAN DE HOLOCENE SEDIMENTEN

De verschillende sequenties qhKU, qhA en qhKO werden op basis van 14-C dateringen chronologisch vastgelegd. Op die manier is een algemene chronostratigrafie van de Holocene sedimenten van het studiegebied kunnen opgesteld worden. Daar in deze studie uitsluitend de veenlagen gedateerd werden, vormt de opgesplitste sequentie (qhA) de basis om een klassificatie door te voeren.

De onder klastische sequentie (qhKU) wordt bovenaan chronostratigrafisch bepaald door de onderste veenlaag van de opgesplitste sequentie. De qhKU kan naar onder echter niet door een algemene tijdsgrens bepaald worden, daar ze begrensd wordt door het basisveen. De ouderdom van de top van het basisveen is echter afhankelijk van lokale factoren zoals de hoogteligging en de lokalisatie tegenover de toenmalige kustlijn. Daarom kan de ouderdom van het basisveen niet als algemene tijdsgrens aangenomen worden om de qhKU naar onder toe chronostratigrafisch te bepalen (Preuss, 1979).

De boven klastische sequentie (qhKO) anderzijds kan slechts onderaan chronostratigrafisch bepaald worden en dit door de ouderdom van de top van de bovenste veenlaag van de opgesplitste sequentie. Het einde van de sedimentatie van en in de qhKO kan slechts achterhaald worden aan de hand van archeologische en historische gegevens zoals bv. het bestaan van volledig gesloten zeedijken of duidelijke bewoningsoppervlakken die betekenisvolle tijdsgrenzen kunnen aangeven. Uit de literatuurstudie (cf. 2.2.5.) is echter gebleken dat de gegevens daaromtrent weinig overtuigend zijn, zodanig dat in deze studie voorlopig geen algemene tijdsgrens kan gesteld worden voor het einde van de sedimentatie noch in de qhKO, noch van de qhKO in het algemeen.

De dateringen van de onderste, oudste veenlaag en van de bovenste, jongste veenlaag van de qhA geven dus de uiterste tijdsgrenzen aan van de qhA die tevens de grote tijdseenheden zullen vormen in deze chronostratigrafie.

De datering van de diepste veenlaag van Avekapelle (6300 B.P.) die tevens de onderste veenlaag vormt van de qhA, zal in deze studie algemeen aangenomen worden als tijdsgrens van de oudste en diepste veenlaag*. De top van de opgesplitste sequentie wordt chronologisch bepaald op 2100 B.P. wat een gemiddelde waarde is van de jongste dateringen van de bovenste veenlaag.

Deze twee dateringen, 6300 B.P. en 2100 B.P. geven dus de ouderdom van respectievelijk de top van de qhKU en de basis van de qhKO en vormen de basis voor de algemene chronostratigrafie van dit studiegebied.

In fig. 40 wordt deze algemene chronostratigrafie schematisch voorgesteld. De figuur werd opgemaakt aan de hand van de gemiddelde waarden van de 14-C dateringen van de veenlagen. Voor de diepste veenlaag werden hier de gemiddelde 14-C dateringen gebruikt van de veenlaag die voorkomt op -2 à -2.5 m en die regionaal betekenisvol is, daar ze nagenoeg over het gehele studiegebied voorkomt.

In de qhA zelf kan een fijnere klassifikatie doorgevoerd worden op basis van de aanwezigheid van de afwisseling van klastisch materiaal en veenlagen.

Bij deze afwisseling wordt in de litteratuur in het algemeen steeds aangenomen dat de klastische sedimenten overeenkomen met transgressies; de veenlagen met regressies. De 14-C dateringen van de basis en top van een zekere veenlaag worden daarbij gebruikt als tijdsgrens om respectievelijk het begin en het einde van de regressie chronologisch te bepalen en op die manier een chronostratigrafie op te stellen. Deze chronostratigrafie is dan gebaseerd op het afwisselend voorkomen van veen en klastisch materiaal, maar zo'n afwisseling wordt steeds onmiddellijk vertaald als een opeenvolging van regressie en transgressie.

In werkelijkheid kan deze overeenkomst (transgressie = klastisch materiaal en regressie = veen) niet zo maar in het algemeen aangenomen worden om als basis te dienen voor het op-

* Van de diepste veenlagen zijn slechts 3 dateringen gekend. Verder onderzoek zou de ouderdom van eventuele diepere veenlagen moeten uitmaken.

stellen van een algemene chronostratigrafie.

Het is een feit dat de aanwezigheid van klastisch materiaal wel degelijk de uiting is van de aanwezigheid van het mariene of brakke milieu voor een zekere plaats en in die zin mag een klastisch sediment dat op veen ligt, gelijk gesteld worden met een transgressie. De datering van het einde van de veengroei geeft echter niet noodzakelijk de tijdsgrens weer van het begin van de transgressie. Een pakket klastisch materiaal afgezet in een getijdengebied is voornamelijk gekenmerkt door een veelvuldig voorkomen van faciesveranderingen al of niet tengevolge van een nieuwe transgressie. Verschillende transgressies zijn niet steeds van mekaar te onderscheiden wegens de afwezigheid van een zichtbaar regressieniveau waarbij dus ook geen tijdsgrenzen beschikbaar zijn. Daardoor wordt het zeer problematisch om een volledige sequentie van afwisseling transgressie/regressie te kunnen opstellen en de dateringen van deze afwisseling dan als chronostratigrafische eenheden te gaan gebruiken.

Het voorkomen van veen daarenboven kan ook niet zomaar in het algemeen gelijk gesteld worden aan een regressie. Veen-groei kan ontstaan tengevolge een periode van non-depositie (cf. 1.2.4), of als resultaat van het opslibben van een lagune die voldoende brak tot zoet geworden is. Anderzijds kan een sterke vernatting van een gebied, dat gunstig is voor veengroei, de oorzaak zijn van veenvorming dat zelfs kan blijven standhouden indien de groei ervan gelijke tred houdt met de stijgende grondwaterspiegel.

Preuss (1979) wijst er in dit verband ook terecht op dat bij een belangrijke overstroming van een veengebied en de afzetting van klastische sedimenten op het veen, de veengroei lokaal kan blijven voortduren of zich zelfs uitbreiden en daarbij oudere klastische sedimenten bedekken. Op die manier is in de opeenvolging van de sedimenten niet uit te maken of het om een transgressie of wel een regressie gaat.

In deze studie zal daarom zeer algemeen de aanwezigheid van klastische sedimenten gelijk gesteld worden aan

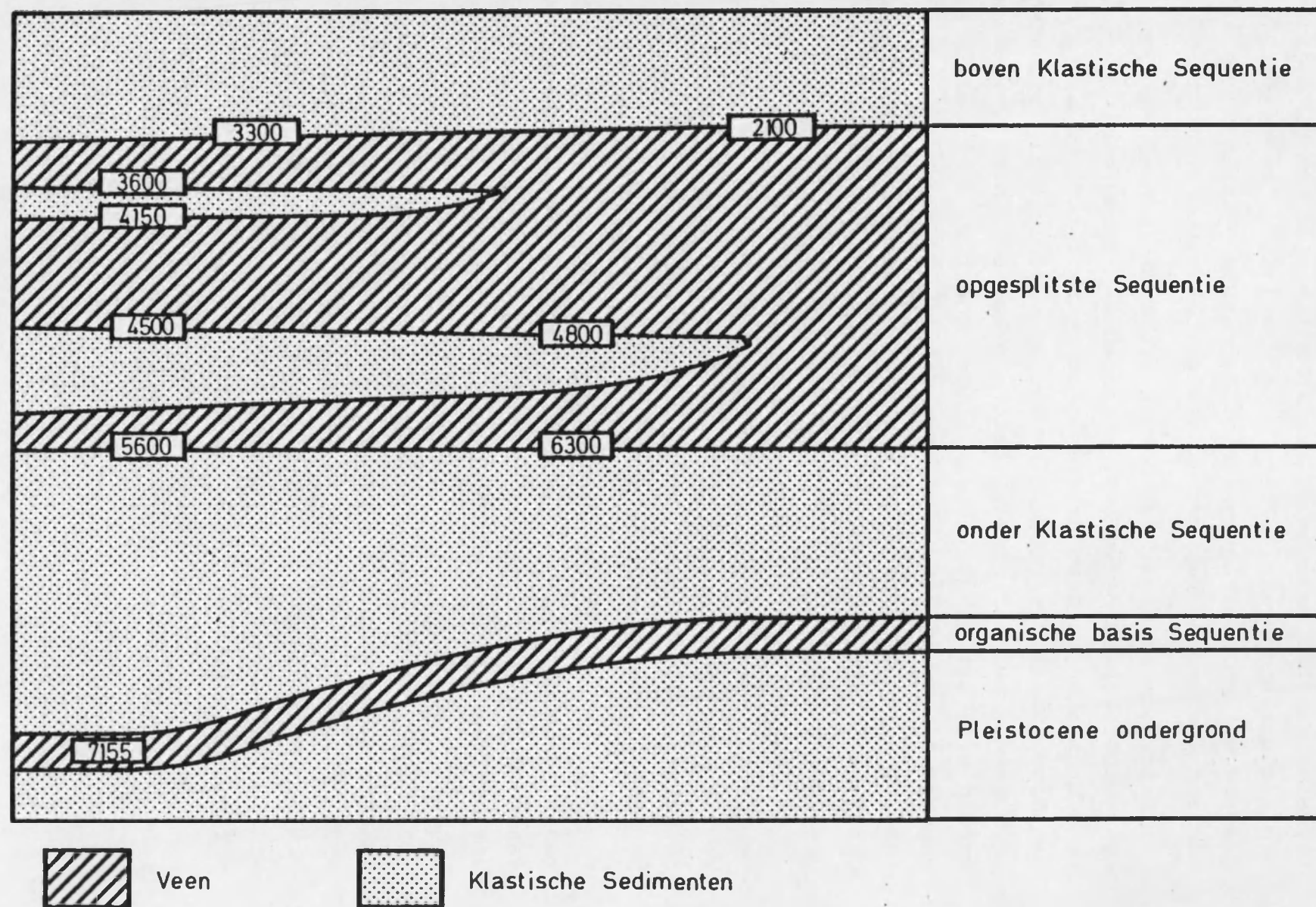


Fig. 40. Schematische voorstelling van de chronologische indeling van de Holocene sedimenten (in gemiddelde 14-C jaren B.P.)

transgressies of transgressieve fasen in de zin van de overheersing van het mariene of brakke milieu (en een uitbreiding van het mariene areaal), terwijl anderzijds de venen gelijk gesteld worden aan regressies of regressieve fasen in de zin van een verlanding van het milieu gevolgd door veenvorming.

Juist door het feit dat het zo problematisch is om over een geheel gebied de volledige sequentie transgressie/regressie te achterhalen en deze daarbij chronostratigrafisch in te delen door middel van betekenisvolle en regionale tijdsgrenzen en door het beperkt aantal beschikbare 14-C dateringen verspreid over dit gehele studiegebied, wordt in deze studie aangenomen dat de afwisselende opeenvolging klastische sedimenten/veen niet als basis kan gebruikt worden om een algemene chronostratigrafie op te stellen die daarbij geldig is voor het gehele gebied.

Daarom werd veeleer verkozen om alleen de sequenties van de lithologische klassifikatie (qhKU, qhA en qhKO) chronologisch te situeren waardoor een globale chronologische indeling voor de Holocene sedimenten bekomen wordt die betekenisvol is voor het gehele bestudeerde gebied.

Uit deze chronologische indeling blijkt dat er voor de periode vóór 6300 B.P. geen aanduidingen zijn van regressies waardoor kan aangenomen worden dat het gebied toen gekenmerkt was door een uitsluitend en overwegend marien en brak milieu. Vanaf 6300 B. P. tot 2100 B.P. was het kustgebied gekenmerkt door het voorkomen van afwisselend transgressies en regressies waarbij de belangrijkste regressieve fase is opgetreden tussen 4800 B.P. en 3300 B.P.. Deze regressieve fase is lokaal blijven voortduren tot 2100 B.P.. Na 2100 B.P. overheerste opnieuw en uitsluitend weer het mariene en brakke milieu.

Deze chronologische indeling zal tevens de basis vormen voor de paleogeografische rekonstruktie van het studiegebied.

2.6. DE PALEO GEOG R A F I S C H E E V O L U T I E V A N D E W E S T E L I J K E K U S T V L A K T E T I J D E N S H E T H O L O C E E N

Op basis van de globale chronostratigrafie van de Holocene sedimenten werden 6 belangrijke ontwikkelingsstadia onderscheiden in de evolutie van de kustvlakte. Deze evolutie wordt weergegeven aan de hand van 4 paleogeografische kaarten* (fig. 41, 42, 43 & 44) die opgebouwd zijn op basis van de sedimentaire afzettingmilieus met hun laterale verspreiding.

2.6.1. DE PERIODE ROND 7000 j.B.P.

Deze periode neemt een aanvang met de eerste mariene uitbreiding in het Pleistoceen gebied waardoor het basisveen in de laagst gelegen gedeelten overstroomd werd en de afzetting van klastische sedimenten plaats vond.

Voor het begin van deze periode kan echter aan de hand van de beschikbare gegevens in deze studie nog geen exacte chronologie vastgelegd worden, omdat de groei van het basisveen beëindigd werd tijdens verschillende perioden, afhankelijk van de plaats waar het zich bevindt tegenover de toenmalige kustlijn en van haar hoogteligging. Er kan echter aangenomen worden dat de eerste mariene invasie zich beginnen manifesteren is in de lagere delen van het gebied vanaf ongeveer 7500 à 7000 j.B.P.** De mariene invloed reikte in die tijd ongeveer tot de dieptelijn -7 m T.A.W.

De zee drong het land binnen via de laagst gelegen gedeelten van het gebied (cf. 2.3.2.3.), waar een overheersend wad milieu en meer bepaald een zandwad milieu tot stand kwam, waardoor de groei van het basisveen op deze hoogteligging tot een einde kwam.

*Op de paleogeografische kaarten werd de huidige kustlijn in volle lijn aangebracht, ter verduidelijking van de voorstelling. Deze kustlijn is uiteraard van geen enkele betekenis bij de respektievelijke rekonstrukties.

**Datering van het basisveen van Avekapelle

De mariene invloed kende reeds een vrij belangrijke uitbreiding in het uiterste westen van het gebied (de huidige Moeren), ten zuiden van Nieuwpoort en ten noorden van Lampernisse, waar de zee in een brede zone tot ver het land binnendringt (fig. 41).

2.6.2. DE PERIODE TUSSEN 7000 EN 6500 j. B.P.

Door een relatief vlug stijgende zeespiegel in het begin van het Holocene kon de mariene invloed zich tamelijk snel lateraal uitbreiden in het gebied (fig. 42). De mariene invloed reikte in die tijd tot ongeveer de dieptelijn -5 m T.A.W. De uitbreiding gebeurde voornamelijk via enkele belangrijke getijdegeulen die vanuit het zandwad gebied vertrokken.

Een van die belangrijke getijdegeulen is de "Avekapelle geul" die iets ten noorden van Veurne werd teruggevonden en over Avekapelle in de richting van Diksmuide vloeit (fig. 42). Het is niet uitgesloten dat het gebied van de "Avekapelle geul" een bestaand, pre-holocene, fluviatiel dal was dat onder invloed van de stijgende zeespiegel in het begin van de Holocene periode als eerste ingenomen is geworden door de mariene invasie en waarin zich dan een getijdegeul heeft ontwikkeld.

Een tweede getijdegeul loopt ten zuiden van Veurne in de richting van Bulskamp. Deze geul vervoegt heel waarschijnlijk de "Avekapelle geul" iets ten oosten van Veurne.

In het oosten van het studiegebied, ter hoogte van Nieuwpoort, ligt eveneens een belangrijke getijdegeul waarvan twee zijtakken teruggevonden werden : een in zuidelijke richting en een in oostelijke richting (de "Spermaliegeul"). Bij de beschrijving van de klastische sequentie (qhK) (cf. 2.4.4.) is gebleken dat de "Spermaliegeul" zich ook heel waarschijnlijk gevestigd heeft in een bestaande depressie of een pre-holocene fluviatiel dal heeft ingenomen.

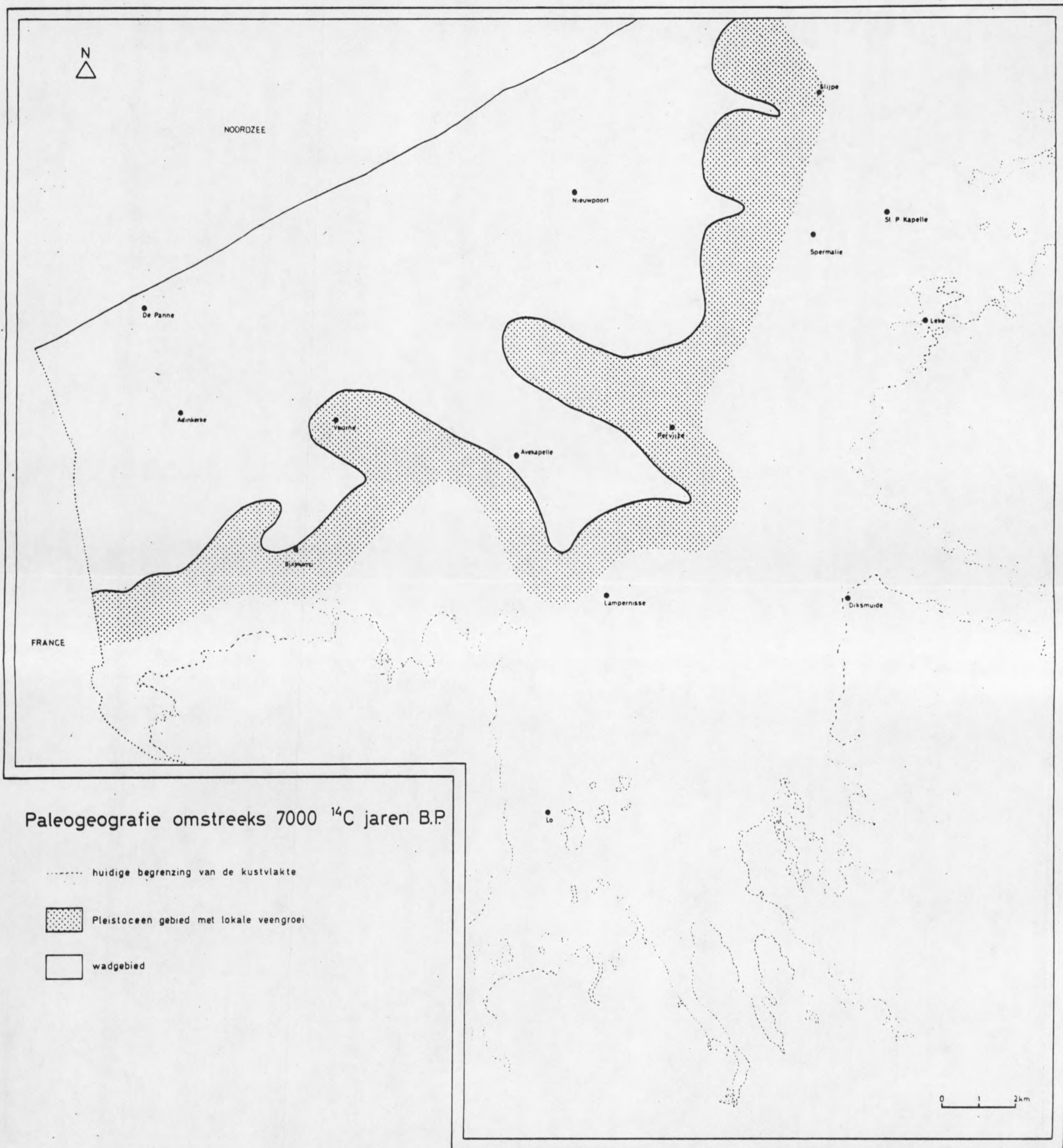


Fig. 41

Uit deze paleogeografische rekonstruktie op basis van de verspreiding van de verschillende afzettingssmilieus komt duidelijk tot uiting dat de getijdegeulen een zeer belangrijk element zijn in de opbouw en ontwikkeling van de kustvlakte. Inderdaad, de getijdegeulen zijn er verantwoordelijk voor dat de direkte mariene invloed verder landinwaarts reikt, waardoor een veel uitgebreider getijdegebied tot stand kan komen. Deze invloed is duidelijk te zien in de omgeving van de "Avekapelle geul" waar zich, aan beide zijden van de geul, een tamelijk breed wadgebied ontwikkeld heeft tot ver landinwaarts.

Ook de "Spermaliegeul" en de zuidelijke getijdegeul hebben een grotere landinwaartse uitbreiding van de mariene invloed in de hand gewerkt, waardoor een wadzone tot stand is gekomen tot tegen het (toenmalige) Pleistoceen gebied.

Het stijgende zeeniveau ging gepaard met een stijging van de grondwaterspiegel, waardoor aan de grens met het Pleistoceen gebied uitgebreide, ondiepe brakwatermilieus, de lagunes, ontstonden (fig. 42). In deze lagunes, gekenmerkt door de talrijke aanwezigheid van Phragmites communis kwam klei-sedimentatie tot stand. De sterk verhoogde grondwaterspiegel veroorzaakte in deze gebieden het einde van de (basis-)veen-groei.

Naast de gebieden grenzend aan het (toenmalig) dagzomend Pleistoceen komt het lagunair milieu ook voor in een uitgebreide zone ten zuiden van Nieuwpoort en ten zuidwesten van Veurne. In deze zones had zich tijdens het eerste ontwikkelingsstadium reeds een wad en zandwad gebied gevormd. Uit deze paleogeografische rekonstruktie blijkt dat in deze twee gebieden de direkte mariene invloed enigszins verminderd was, waardoor kalme brakwatermilieus, afgesloten van de open zee, konden tot stand komen.

In het uiterste westen van het bestudeerde gebied is de uitbreiding van het lagunair milieu daartegenover eerder beperkt gebleven en heeft het wad en zandwad gebied zich blijven handhaven. Deze grotere uitbreiding van het wad en zandwad gebied werd veroorzaakt door de relatief steile helling van de Pleistocene ondergrond (cf. 2.3.2.3.), waardoor er zich geen kalme en brede sedimentatiezone kon ontwikkelen. Bijgevolg kon de direkte mariene invloed gemakkelijk tot tegen het achterland reiken.

Op de paleogeografische schets (fig. 42) komen in de zeewaartse gebieden ook lagunes voor. Deze lagunes zijn echter te beschouwen als zones waar het lagunair- en het wadmilieu afwisselend voorkomen. Dit betekent dat in deze zones het wadmilieu overheerste bij een grotere mariene invloed, terwijl bij een verminderde mariene invloed de lagunes zich lateraal in zeewaartse richting konden uitbreiden. In de sedimentaire sequentie wordt dit lateraal verschuiven en het successieve overheersen van de milieus teruggevonden in verschillende opeenvolgingen van lagune en wad sedimenten.

De positie van de kustlijn rond 6500 j.B.P. kon niet achterhaald worden. Het wad en zandwad gebied kon zich in een brede zone ontwikkeld hebben, maar het is evengoed mogelijk dat ze beperkt bleef tot slechts een smalle strook. Strand en/of duinsedimenten, die een aanduiding geven van een zeewaartse begrenzing van de kustvlakte, werden niet aangetroffen*.

*Het aantal boringen is weliswaar schaars in de zeewaartse gebieden (voornamelijk ten noorden van Veurne). Daarbij zijn deze boringen ook ondiep, zodanig dat het niet uitgesloten is dat er, in het bestudeerde gebied, strand en/of duinsedimenten van deze periode voorkomen.

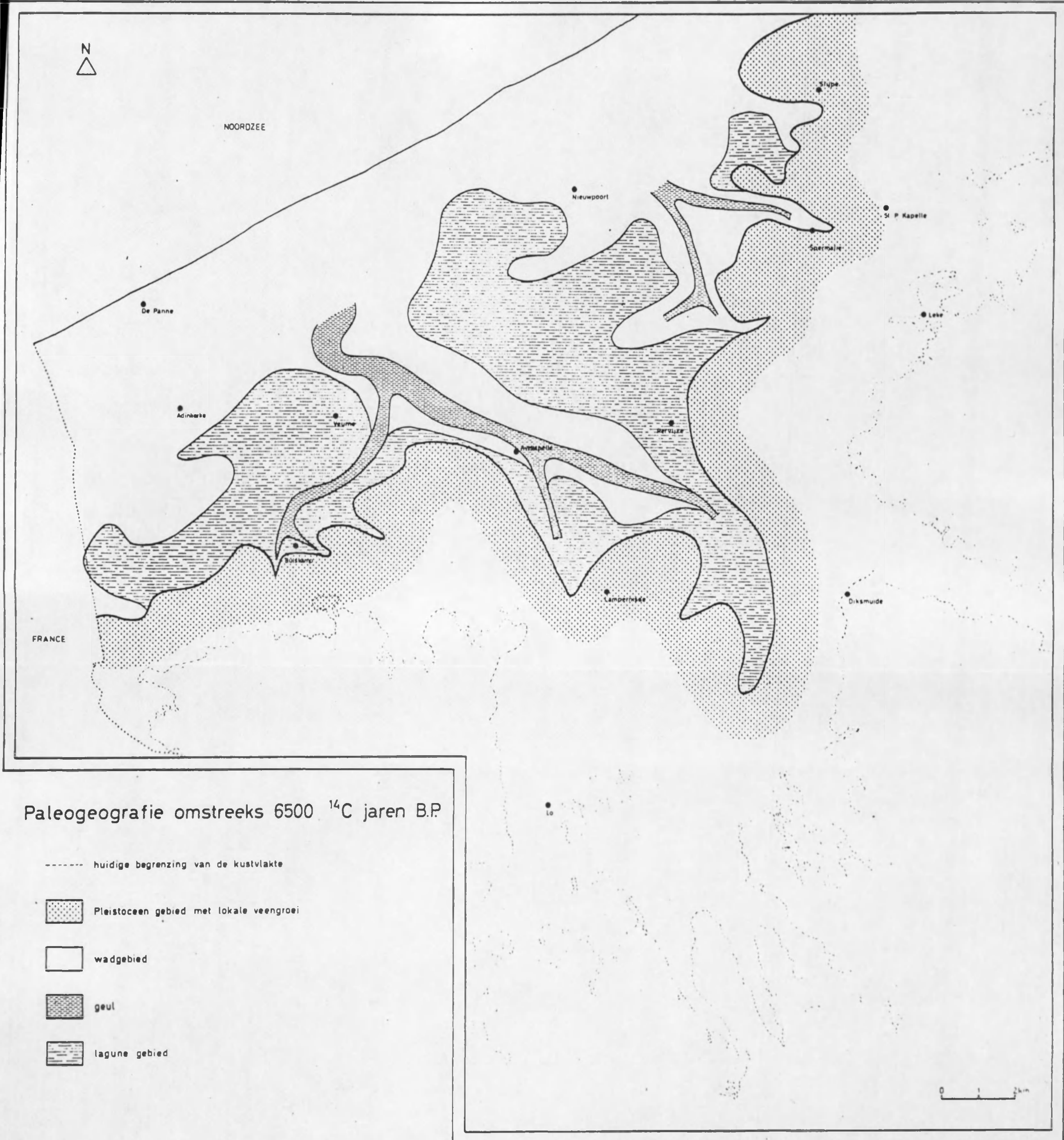


Fig. 42

Op basis van de verschillende sedimentaire afzettingsmilieus kan een hypothese vooropgesteld worden. Ten oosten van Nieuwpoort zou de kustlijn verder zeewaarts gesitueerd zijn dan de aktuele omdat het lagunair milieu tot dicht tegen de huidige kustlijn voorkomt. In het westen van het gebied daarentegen, kan verondersteld worden dat de kustlijn veel meer landinwaarts gesitueerd was omdat het zandwadi gebied zich zeer ver landinwaarts ontwikkeld heeft.

2.6.3. DE PERIODE TUSSEN 6300 EN 5600 j.B.P.

Vanaf ongeveer 6300 j.B.P. vertoont het kustgebied een volledig ander beeld. Het gebied is nl. tot een zekere evenwichtstoestand gekomen. Dit betekent dat de mariene sedimentatiezone uitgebreider is geworden, waardoor de direkte mariene invloed niet meer zo ver landinwaarts kon reiken. Daarenboven is deze periode nog gekenmerkt door een vermindering van de stijging van het zeeniveau. Het is echter ook niet uitgesloten dat het bestaan van duinengordels bijgedragen heeft tot een verminderde zeeinvloed op de vlakte. De mariene invloed reikte in die periode tot ongeveer -2,5 à -3 m T.A.W.

Deze vermindering van mariene invloed op het kustgebied had tot gevolg dat er verlanding optrad, gevolgd door veengroei (fig. 43). Deze periode van veengroei kan gekorreleerd worden met de Holland I regressieperiode van N.Nederland (Roeleveld, 1974, Griede, 1978). De veengroei is aanvankelijk begonnen in het landwaartse gedeelte van de kustvlakte, waar voorheen het lagunaire milieu overheerste. Dit was het geval in het zuidelijke deel van de toenmalige kustvlakte, in de omgeving van Pervijze en ten zuidwesten van Nieuwpoort. Door het opslibben van de lagunes stond de grondwaterspiegel er relatief laag genoeg en werd het milieu er steeds minder zout, zodanig dat de rietvegetatie zich goed kon ontwikkelen, wat resulteerde in het ontstaan van kustveenmoerassen.

Naarmate de mariene invloed nog meer verminderde kon het kustveenmoeras zich uitbreiden in zeewaartse richting en vroegere wad en zandwad gebieden innemen. Dit was vooral het geval in de streek ten westen van Nieuwpoort (fig. 43).

De kustvlakte werd echter niet geheel ingenomen door veenmoeras. Voornamelijk in het gebied ten zuiden en zuidoosten van Nieuwpoort bleef het getijdengebied zich handhaven, waarbij klastisch materiaal verder werd afgezet.

Dit was ook het geval in het westen van de vlakte, waar slechts een smalle zone door veenmoeras werd ingenomen. Juist ten westen van Veurne is er zelfs geen veen beginnen groeien op de vroegere lagunes, maar is er opnieuw een wad gebied ontstaan. De zee drong heel waarschijnlijk in die tijd tot ver het land binnen vanuit een west-noordwestelijke richting.

Uit deze paleogeografische rekonstruktie (fig. 43) komt tot uiting dat ook de belangrijke getijdegeulen gevrijwaard bleven van veengroei. Met een verhoging van het zeeniveau tot ongeveer -2,5 à -3 m T.A.W. konden ze zelfs verder in de bestaande dalen dringen. Vooral de 'Spermaliegeul' drong ver tot in het Pleistocene gebied binnen. Ook de 'Avekapelle geul' bleef actief tijdens deze periode. Dit wordt niet zo zeer bevestigd door de aanwezigheid van geulsedimenten op die diepte in de geul zelf. Deze zouden trouwens het resultaat kunnen zijn van een latere erosie. Maar het voortdurend bestaan van een wad gebied landinwaarts in een eerder brede zone langsheen de geul, zonder enige aanduiding van veengroei, toont aan dat het gebied onder direkte mariene invloed stond via een getijdegeul, waardoor het milieu niet geschikt was voor veengroei.

Meer landinwaarts echter werd de oppervlakte afwatering van het Pleistoceen gebied heel waarschijnlijk voor een groot gedeelte gedraineerd naar de getijdegeulen. Deze zoetwatertoevoer, samen met de factoren die de direkte mariene invloed op de vlakte beperkten (bredere sedimentatiezone,

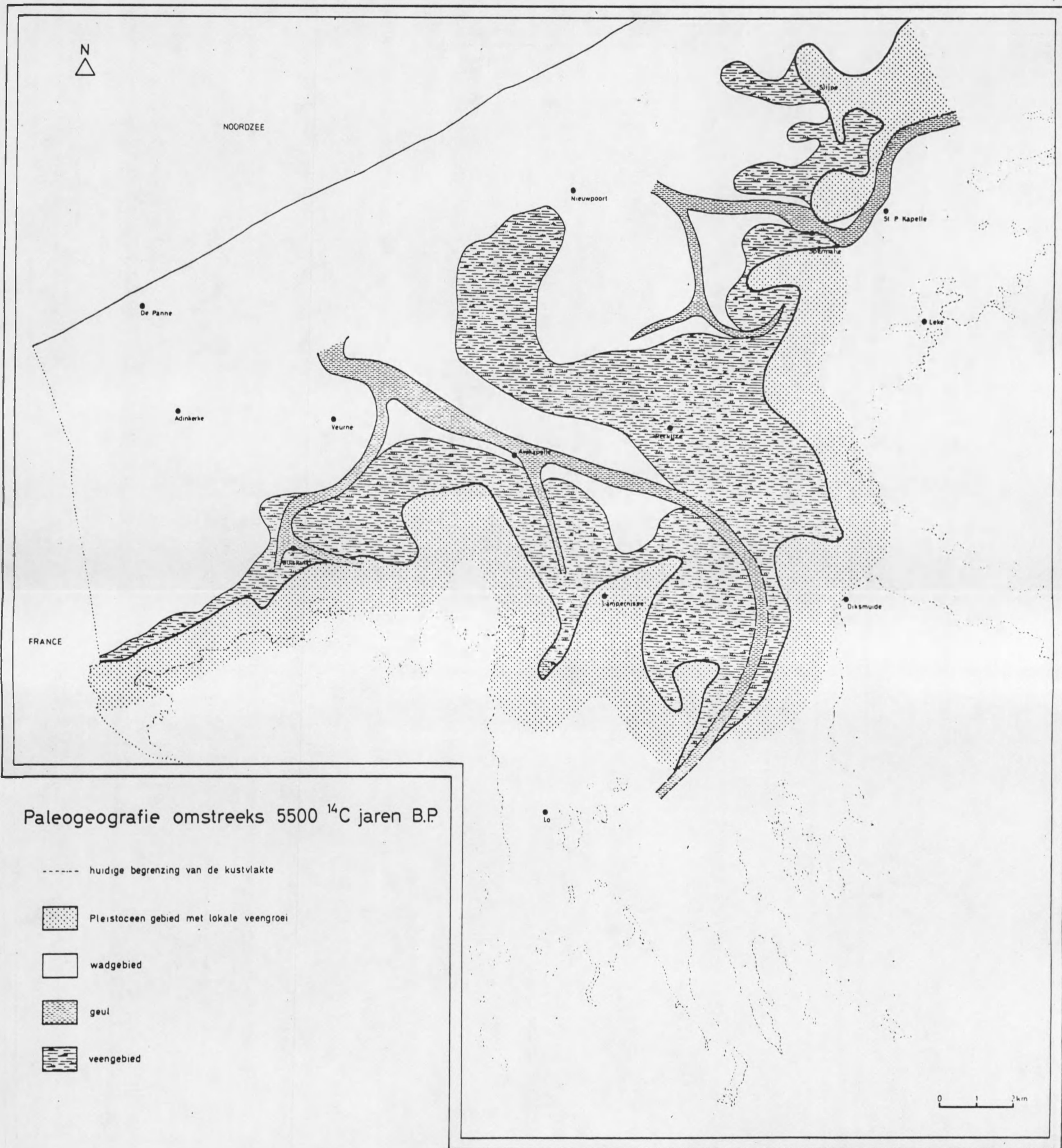


Fig. 43

hogere opslibbing, verminderde zeespiegelrijzing), waren er ook de oorzaak van dat aan de landzijde het milieu steeds minder zout werd in de geulen. Zo kon het veenmoeras zich steeds dichtër naar de geulen toe uitbreiden. De geulen zelf bleven echter steeds open en gingen als veenrivier funktioneren, althans in het landwaartse gedeelte.

2.6.4. DE PERIODE TUSSEN 5600 EN 4800 j.B.P.

Na de periode waarin de eerste veenvorming plaats vond, drong de zee opnieuw het land binnen. Exacte data voor het einde van deze veengroei zijn in deze studie niet beschikbaar. De mariene invloed reikte toen ongeveer tot de dieptelijn -2 m à -1,5 m T.A.W. waardoor vooral de getijdegeulen verder het land konden binnendringen.

Uit de profielenreeks kan afgeleid worden dat de kustvlakte geen grote veranderingen onderging wat betreft het verschuiven van de belangrijkste sedimentaire afzettingmilieus. Aan de zeezijde bleven de wad gebieden zich handhaven met weliswaar een kleine uitbreiding in de richting van het land. Als gevolg van een te snelle rijzing van de grondwaterspiegel, veroorzaakt door de verhoogde zeespiegel, en een grotere mariene invloed landwaarts, kon de veengroei echter geen stand meer houden en evolueerden de kustveenmoerassen naar lagunes waarin kleisedimentatie optrad.

Uit de profielenreeks blijkt ook dat gedurende deze periode op sommige plaatsen opnieuw veengroei is opgetreden (vb. profiel 4). Deze veengroei, bestaande uit rietveen, kon tot stand komen daar waar de lagunes door een relatief snelle sedimentatie gingen opslibben, zodanig dat het waterniveau laag genoeg kwam te staan. Deze veengroei was slechts van lokaal belang en kende helemaal niet de belangrijke uitbreiding van het eerste kustveenmoeras.

2.6.5. DE PERIODE TUSSEN 4800 EN 3300 j.B.P.

In de periode rond 4500 j.B.P. vertoonde de kustvlakte opnieuw een volledig ander beeld (fig. 44). Het grootste gedeelte van de vlakte was ingenomen door kustveenmoeras dat aan zeezijde afgeboord was door een lagune en wad gebied van waaruit nog steeds de geulen het land binnendrongen. De mariene invloed reikte toen tot ongeveer -1 à 0 m T.A.W.

Inderdaad, vanaf ongeveer 4800 à 4600 j.B.P. begon in de vlakte opnieuw veengroei op te treden, deze maal echter op grote schaal.

Uit de paleogeografische kaart blijkt dat vooral landinwaarts het kustveenmoeras een grote verspreiding kende waar het over het Pleistoceen schreed. Het mariene sedimentatiegebied zelf reikte echter nog zo ver niet. Dit is voornamelijk het geval in de 'IJzergolf' ten oosten van Lo, de 'Handzame vallei' ten noordoosten van Diksmuide en in het gebied van Leke. Deze gebieden waren tot nog toe steeds buiten het bereik gebleven van de mariene invloed, waardoor het veen rechtstreeks op de Pleistocene sedimenten rust. Naar zijn stratigrafische positie behoort dit veen dus tot het basisveen.

Ook zeewaarts kende het kustveenmoeras een belangrijke uitbreiding. Deze was op sommige plaatsen zelfs groter dan de huidige kustvlakte, zoals bv. te Raversijde* waar het veen nog steeds dagzoomt op het aktuele strand.

Deze veengroei is de belangrijkste in de hele Holocene geschiedenis van de kustvlakte, niet alleen door zijn grote laterale uitbreiding, maar ook door het feit dat het kon blijven standhouden gedurende ongeveer 2000 jaar.

*lokalisatie juist iets ten NE van het studiegebied

fig 44 →

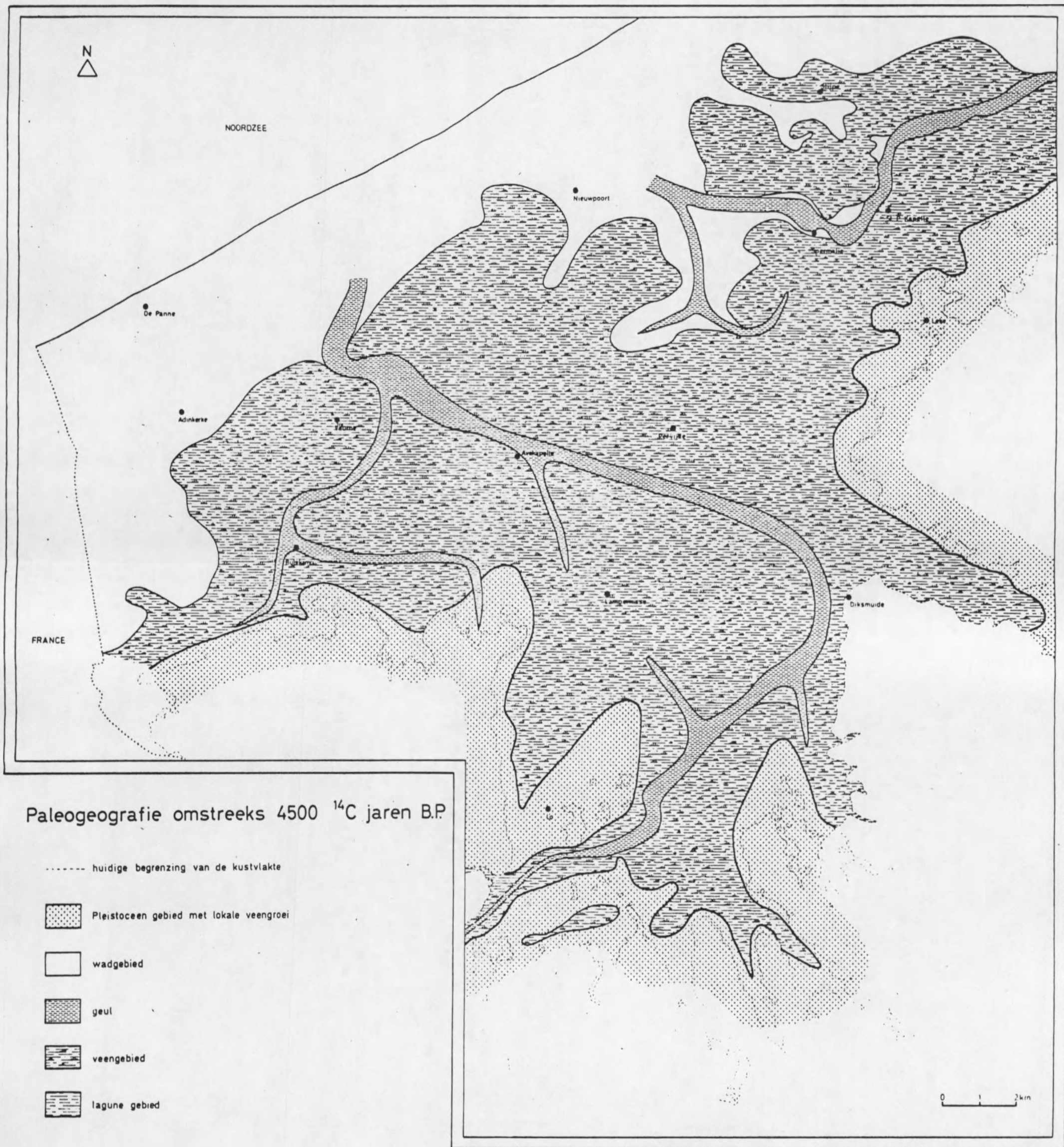


Fig. 44

Dit resulteerde in een veenaccumulatie van 2 à 3 m dik, wat erop wijst dat tijdens de veengroei het gebied onderhevig was aan transgressie (in de zin van een zeespiegelrijzing). Inderdaad, een accumulatie van veen van min. 2 à 3 m zou nooit tot stand zijn kunnen komen tijdens een regressie, zoals tot nog toe steeds in de litteratuur beweerd werd (cf. 2.2.4.). Het kustveenmoeras bestaat trouwens voor het grootste gedeelte uit laagveen dat afhankelijk is van de grondwaterspiegel die dicht bij de oppervlakte moet voorkomen.

Stockmans & Vanhoorne (1954) beweren weliswaar dat het veen in de kustvlakte evolueerde naar hoogveen omdat ze in het bovenste gedeelte van de veensequentie een goed ontwikkeld Sphagnum veen aantreffen. Het bestaan van dit hoogveen werd door verschillende auteurs verkeerdelijk geïnterpreteerd als gebombeerd hoogveen, waarbij het veen zeer hoog zou opgegroeid zijn, onafhankelijk van de grondwaterspiegel.

Nieuwe onderzoeken betreffende de paleobotanische evolutie van het veen (Baeteman & Verbruggen, 1979, cf. 2.4.6.2.) hebben echter uitgemaakt dat de veengroei nooit evolueerde naar een gebombeerd hoogveen. Het oligotroof karakter in het bovenste gedeelte van het veen daarentegen werd niet betwist. Laatstgenoemde auteurs zijn tot dit besluit gekomen na een vergelijkende studie van de resultaten van Stockmans & Vanhoorne met nieuwe palynologische gegevens uit hetzelfde studiegebied. Daaruit blijkt dat de hoogveen fase slechts voorkomt in de bovenste 10 à 30 cm van de volledige veensequentie en dat het niet vroeger dan ongeveer 3400 j.B.P. is beginnen tot ontwikkeling komen (cf. 2.4.6.3.). Er kan met zekerheid aangenomen worden dat het bovenste gedeelte van het veen niet weggeërodeerd is wanneer het bedekt is door de slappe organische klei, afgezet in de lagunes. Dit betekent dat de hoogveen fase slechts gedurende een heel korte periode tot ontwikkeling is kunnen komen en slechts een klein gedeelte van de volledige veensequentie vertegenwoordigt. Daardoor kon het veen ook niet over de gehele kustvlakte evolueren tot een gebombeerd hoogveen.

Dit alles impliceert dat gedurende de hele periode van veengroei de grondwaterspiegel is blijven stijgen, tengevolge de zeespiegelstijging, met nagenoeg dezelfde tred als de veengroei. Een konstant niveau of een daling van de grondwaterspiegel zou het einde van de veengroei betekend hebben.

In de veensequentie zelf zijn er trouwens aanwijzingen voor het transgressief karakter van deze periode. Tussen ongeveer 4000 en 3550 j.B.P. is het veen gekenmerkt door een vochtige fase (cf. 2.4.6.2.). Tussen Oostduinkerke en Booitshoeke is deze vochtige fase zelfs lokaal vertegenwoordigd door klastische sedimenten. Dit betekent dat het kustveenmoeras er tijdelijk ingenomen werd door een lagunair milieu tengevolge van een relatief te hoge grondwaterspiegel. Deze werd veroorzaakt door een lokaal binnendringen van de zee vanuit het noordwesten.

Deze langdurige veengroei (van 4800 tot 3200 j.B.P. en lokaal zelfs tot 2000 j.B.P.) die zich op grote schaal kon ontwikkelen tijdens een periode van zeespiegelrijzing, zou nooit tot stand zijn kunnen komen indien de kustvlakte toen aan een direkte mariene invloed onderhevig zou zijn geweest. Dit impliceert dat er tijdens deze periode een belangrijke duinengordel aanwezig was die de stijgende zee weerhield om het land binnen te dringen. De grote zeewaartse verspreiding van het kustveenmoeras doet veronderstellen dat de duinengordel veel verder zeewaarts gesitueerd was dan de aktuele, in ieder geval in het oostelijke deel van het gebied. De duinengordel vormde echter geen doorlopend gesloten barrière, want er zijn aanwijzingen dat de getijdegeulen tijdens die periode ook aktief waren (cf. 2.4.4.).

Uit de paleogeografische schets blijkt dat de belangrijke getijdegeulen zich nog verder landwaarts uitgebreid hebben ten gevolge van het stijgende zee- en grondwaterniveau. Landwaarts funktioneerden de getijdegeulen heel waarschijnlijk als veenstromen, zoals in de periode tussen 6300 en 5600 j.B.P..

Vooraf de 'Avekapelle geul' kende een grote uitbreiding. Vanaf Avekapelle gaat de geul bijna tot tegen Diksmuide, om dan zijn loop te vervolgen in zuidwestelijke richting. Iets ten zuidwesten van Lo vervoegt de geul het dal waar nu de huidige rivier, de IJzer, vloeit. De bovenloop van de IJzer vormt een belangrijke vallei ten zuiden van het Laagplateau van Izenberge. Deze vallei is pre-holoceen en gekenmerkt door slechts een dun dek mariene en kontinentale Holocene sedimenten. Uit deze paleogeografische rekonstruktie blijkt dat de toenmalige rivier, zeker in de periode rond 4500 j.B.P., een uitweg vond naar zee via de 'Avekapelle geul' om uit te monden in het gebied ten noorden van Veurne.

Alhoewel het kustveenmoeras een grote uitbreiding kende, handhaafden zich, in de zeewaartse gebieden van de kustvlakte, nog steeds de wad en zandwad gebieden (fig. 44). Dit was het geval ten oosten van Nieuwpoort en langsheen de getijdegeul in zuidelijke richting. In het uiterste westen van de vlakte was echter een uitgebreider wad en zandwad gebied aanwezig dat zich ver landwaarts uitstreekte.

In de Belgische literatuur staat echter steeds vermeld dat in dit uiterst westelijke gebied, dat ongeveer overeenkomt met de huidige Moeren, er wel degelijk veen aanwezig was (cf 2.2.4. en 2.2.5.). Het zou er bestaan uit hoogveen dat zo hoog opgroeide (volgens Ameryckx, 1978, tot zelfs ten minste 4 m) dat het later door de 'Duinkerke transgressies' nooit meer overstroomd werd. De aanwezigheid van een groot wateroppervlak* tijdens de Middeleeuwen, samen met de afwezigheid van veen, werd verklaard door uitvening op grote schaal. Exacte gegevens of verwijzingen naar historische bronnen, betreffende deze massale uitvening van de Moeren, ontbreken volledig in de literatuur over de geologie van de kustvlakte en zelfs in het historisch geografisch werk van Verhulst (1964).

*Het gebied werd vanaf 1616 ingedijkt, gedraineerd en bemaald, wat het ontstaan gaf aan De Moeren.

Volgens de geologische gegevens uit deze studie moet afgeleid worden dat er in De Moeren nooit veengroei tot stand is gekomen in de periode tussen ongeveer 5000 en 3000 j.B.P..

Uit de beschrijving van de Holocene sedimenten (cf. 2.4.) is gebleken dat het gebied van de Moeren volledig afwijkt van de rest van de kustvlakte, en dit voor de hele Holocene periode. De Moeren zijn niet alleen verschillend door het ontbreken van het belangrijke veenpakket, maar in de volledige opbouw van de diepere en oudere sedimenten komt een merkwaardig groot verschil tot uiting (zie profiel 14).

Reeds vanaf het begin van de Holocene periode is de streek een wad en zandwad gebied geweest ; lagunes zijn er nooit tot stand gekomen en diepere veenlagen ontbreken er volledig. Indien de watervlakte er zou zijn ontstaan door ontginning van veen, dan is het toch zeer merkwaardig dat in de diepere sedimenten niet die afwisseling van lagunaire klei met veen wordt aangetroffen zoals in de rest van de kustvlakte, waar de bovenste veenlaag wel aanwezig is.

Trouwens in het grootste gedeelte van de kustvlakte is het veen beginnen groeien op de blauwe,slappe, lagunaire klei, die meestal een dikte van min. 0,5 m heeft. De lagunes vormen immers een ideaal milieu voor de start van de veengroei. Het komt trouwens zelden voor dat veen rechtstreeks op wadsedimenten begint te groeien. Dit is enkel het geval geweest in de smalle zones langs de getijdegeulen en op sommige plaatsen aan de zeewaartse grens van het veengebied.

Maar de huidige oppervlakte van De Moeren bestaat uit wadsedimenten en zelfs op sommige plaatsen uit zandwadsedimenten. De Moeren zouden dus het enige gebied zijn van de gehele vlakte waar een belangrijk en uitgebreid kustveenmoeras tot stand is gekomen, rechtstreeks op wadsedimenten. Dit lijkt erg onwaarschijnlijk daar een wad milieu niet geschikt is voor veengroei. Maar in deze zandige oppervlakte sedimenten zijn ook nergens de normale doorgroeiingsverschijnselen van riet waar te nemen, wat er op wijst dat er geen veen heeft opgegroeid.

Het is ook moeilijk in te denken dat men samen met de uitvening de onderliggende kleilaag zou weggenomen hebben over zijn volledige dikte.

Indien door het veen te ontginnen een afgesloten meer zou zijn ontstaan (zoals in de litteratuur wordt beschreven), dan zou de huidige oppervlakte van De Moeren een totaal ander facies moeten vertonen. In plaats van een zandig wad facies zou men veeleer een lagunair-limnisch facies verwachten, gekenmerkt door slappe klei met anaërobische karakteristieken en riet-doorgroeiing, reductievlekken, zoetwaterschelpen, enz.. Al deze eigenschappen ontbreken er echter volledig.

Ook de hoogteligging van het maaiveld van De Moeren doet vragen oprijzen. Het maaiveld ligt nl. tussen de +1 en 0.5 m T.A.W., terwijl de basis van het grote veenpakket in de rest van de westelijke kustvlakte tamelijk regelmatig voorkomt tussen -1 en 0 m T.A.W.. Dit betekent dus dat het oppervlak van De Moeren 1 tot 2 meter hoger ligt dan de basis van het veen. Het eventuele ontgonnen veen zou er op een hoger niveau beginnen groeien zijn dan in de rest van de kustvlakte. Dit betekent dan ook dat het veel later tot ontwikkeling zou gekomen zijn. Maar dan moet men zich toch de vraag stellen of het veen dan nog tijd genoeg had om te evolueren naar een "hoog opgegroeid, gebombeerd hoogveen".

Alle geologische gegevens wijzen erop dat in het gebied van De Moeren wel degelijk alle kenmerken van een wad en zandwad milieu ten volle aanwezig zijn in de volledige opvullingssequentie, waardoor kan afgeleid worden dat het steeds onder direkte invloed van de zee stond en dit reeds vanaf ongeveer 7000 j.B.P.. De begroeiingshorizonten die tamelijk regelmatig voorkomen in de volledige opvullingssequentie wijzen erop dat er enkele verlandingsfasen zijn voorgekomen. Deze zijn echter nooit geëvolueerd tot veengroei juist omdat de mariene invloed er te sterk uitgesproken bleef.

Ook tijdens de periode wanneer het veen zijn grootste uitbreiding kende in de rest van de vlakte, was de streek

een wad gebied, waardoor het milieu helemaal niet geschikt was voor veengroei en zeker niet op grote schaal. Het veenpakket in de onmiddellijke omgeving van De Moeren is trouwens veel minder dik en ligt op een hoger niveau zoals dit ook het geval is in alle andere gebieden aan de zeewaartse grens van het kustveenmoeras. In deze gebieden is het veen immers pas later dan in de landwaartse zones tot stand kunnen komen, omdat de mariene invloed er nog steeds aanwezig was waardoor afzetting van klastische sedimenten plaats vond.

Uit de resultaten van deze studie moet er afgeleid worden dat er in De Moeren heel waarschijnlijk nooit een belangrijke veenlaag aanwezig is geweest*, maar dat het gebied in de periode van 5000 j.B.P. tot 3500 j.B.P. een wad en zandwad gebied was dat rechtstreeks in verbinding stond met de open zee in west tot noordwestelijke richting (op Frans grondgebied). Op het einde van deze periode werd de verbinding met de zee echter meer en meer afgesloten door de ontwikkeling van een duinengordel waarvan een restant nu de binnenduinen of duinenrij 'Gijvelde-Adinkerke' vormt.

De landwaartse grens van de kustvlakte op het einde van de periode tussen 4800 j.B.P. en 3300 j.B.P. is niet meer ver afgelegen van de huidige grens. De configuratie van de huidige kustvlakte was dus reeds voor het grootste gedeelte bepaald rond 3000 j.B.P.. Alleen een belangrijk gebied rond Lo en het uiterste zuiden van de vlakte waren nog niet ingenomen door het mariene sedimentatiegebied.

*De rekeningen betreffende de veenontginning, afkomstig van historische bronnen, kunnen weliswaar in geen geval betwist worden. Het is echter wel bekend dat de exacte situering van de veenontginning op grote schaal nog steeds vragen doet oprijzen (Bruneel, 1980).

2.6.6. DE PERIODE NA 3300 j.B.P.

De periode tussen 3300 j.B.P. en 3000 j.B.P. betekende het einde van de belangrijke veengroei. Vanaf 3300 j.B.P. werd in de vlakte het grootste gedeelte van het kustveenmoeras opnieuw ingenomen door een lagunair milieu. Inderdaad een te plotse hoge grondwaterstand, de toevoer van minerogeen materiaal en de invloed van eutroof en of brakwater veroorzaakten het einde van de mosvegetatie.

De oorzaak van deze verschijnselen is heel waarschijnlijk te wijten aan een nieuwe doorbraak van de zee, waardoor de beschermende duinengordel werd opgeruimd en bepaalde getijdegeulen weer zeer actief werden. Via deze getijdegeulen kon het zout- en brakwater verder landwaarts reiken. De geulen waren echter ook verantwoordelijk voor het feit dat aan de randen van het kustveenmoeras mariene erosie optrad waardoor via de bestaande veenriviertjes een intense drainage van het veengebied ging optreden dat op die manier sterk ontwaterd werd en waardoor een snelle inklinking plaats vond. Door de snelle inklinking daalde het oppervlak en kwam het veenlandschap onder water te staan. Het is niet uitgesloten dat gedurende deze periode het gebied ook gekenmerkt was door een verhoogde neerslag, die een nog hoger grondwaterniveau veroorzaakte.

Al deze invloeden hebben de vegetatie in zo'n mate gehinderd dat de veenaccumulatie erdoor definitief tot een einde kwam en vervangen werd door de afzetting van een sterk organische klei die tot bezinking kwam in de lagunes.

Dit betekent dus dat in het algemeen de veengroei niet tot een einde is gekomen door een rechtstreekse overstroming van de zee, zoals steeds in de litteratuur wordt beschreven. Behalve in het gebied rond Veurne en een smalle strook aan zeezijde, is het veen trouwens bijna nergens rechtstreeks bedekt door wadsedimenten. Het pollenspektrum van de top van het veen vertoont ook geen geleidelijke overgang naar een brakwatermilieu.

Ook het tijdstip waarop de veengroei eindigde, nl. tussen 3300 en 3000 j.B.P., is aanzienlijk verschillend van wat tot nog toe steeds werd aangenomen, nl. de 4e eeuw A.D. (1650 tot 1550 B.P.; Duinkerke II transgressie).

Het einde van de veengroei was echter niet voor de gehele westelijke kustvlakte gesitueerd rond 3300 j.B.P.. Er zijn enkele aanwijzingen (cf. 2.4.6.3.) dat het op sommige plaatsen, meer bepaald in de omgeving van Lampernisse, kon blijven doorgroeien tot 2300 j.B.P. en 2040 j.B.P.. Deze gebieden waren heel waarschijnlijk niet onderhevig aan de sterke ontwatering en inklinking, omdat ze verder afgelegen waren van getijdegeulen en veenriviertjes. Daardoor kon de veengroei er blijven stand houden.

Aan het lagunaire milieu werd een einde gesteld door een nieuwe invasie van de zee, deze keer echter van enorm grote betekenis. Deze invasie begon eerst via de geulen, van waaruit dan de rest van de vlakte werd beïnvloed.

Hoelang het lagunair milieu stand hield en wanneer juist die nieuwe mariene invasie plaats vond, is niet met zekerheid gekend. Men kan echter aannemen dat de zee het land binnendrong omstreeks 2300 tot 2000 j.B.P., omdat de veen-accumulatie op de plaatsen waar het rechtstreeks bedekt is door wadsedimenten, gestopt is in deze periode.

De zee drong nu het land binnen vanuit noord-noordwestelijke richting, terwijl dit vroeger veel meer vanuit een west-noordwestelijke richting gebeurde.

Het nieuwe sedimentatiegebied kende een enorme uitbreiding en de hele kustvlakte werd omgevormd tot een wad en zandwad gebied. Het sedimentatiegebied reikte verder dan ooit tevoren in de Holocene periode en de uitbreiding ervan komt overeen met de begrenzing van de huidige kustvlakte.

In de wad en zandwad sedimenten die nagenoeg de gehele kustvlakte bedekken, komen geen aanwijzingen voor dat ze in verschillende perioden zouden afgezet zijn, gescheiden door belangrijke perioden van non-depositie.

De opbouw ervan moet beschouwd worden als een homogeen pakket, verwits belangrijke stilstandsoppervlakken volledig ontbreken.

Met de belangrijke nieuwe invasie van de zee, waarschijnlijk rond 2000 j.B.P., was een marien sedimentatiegebied reeds ver landwaarts tot stand gekomen in relatief korte tijd. De mariene invloed reikte daarbij geleidelijk aan, maar zonder stilstanden van betekenis, verder en verder het land binnen, waardoor langzamerhand het sedimentatiegebied steeds groter werd en uiteindelijk tot ongeveer de hoogtelijn van +3 m reikte. Het is daarom niet uitgesloten dat in deze periode, rond 2000 j.B.P., de zeespiegel een iets hoger niveau kende dan tegenwoordig.

Het sedimentatiegebied bestond uit een wad en meer bepaald uit een slikke, naar zeezijde overgaand in een zandwad. Dit sedimentatiegebied evolueerde langzaam door opslibbing. Daardoor kon in de meest landwaarste gebieden een schorre tot stand komen, die zich geleidelijk aan ging uitbreiden in zeewaartse richting om er de slikke en het gemengd wad gebied in te nemen.

Deze geleidelijke, laterale verschuiving van de verschillende milieus (m.n. schorre, slikke, gemeng wad) gebeurde in het algemeen van land naar zee. De verspreiding van de verschillende landschappen werd echter ook bepaald door de aanwezigheid van getijdegeulen. Deze brachten de mariene invloed verder landwaarts, waar het landschap dan ook overwegend een slikke bleef.

De lithologische verschillen, zowel lateraal als vertikaal, die aangetroffen worden in de wad sedimenten, zijn veroorzaakt door dit lateraal verschuiven van de verschillende wad milieus boven elkaar. Deze verschuivingen moeten zeker niet als plotse gebeurtenissen beschouwd worden,

want in de sedimenten zijn trouwens geen scherpe grenzen of erosieniveaus aanwezig.

Bijgevolg heeft het ook geen betekenis om dit pakket wad sedimenten te gaan onderverdelen in verschillende transgressies op basis van de lithologische verschillen; geologisch is daar geen enkele aanwijzing voor.

De lithologische verschillen in de sedimenten moeten niet geïnterpreteerd worden als zijnde een nieuw pakket sediment dat op een ouder pakket wordt afgezet, tengevolge een nieuwe transgressie na een periode van non-depositie. Het is veel-
eer een normale evolutie van een wad gebied, gekenmerkt door meerdere verschuivingen van de verschillende wad milieus (cf. 1.2.2., 1.2.4. en 1.3.3.).

Het is bijgevolg ook niet mogelijk om de laterale verspreiding van de verschillende "Duinkerke transgressies" te achterhalen en nauwkeurig af te bakenen. Dit is ook de reden waarom er absoluut geen verschil tot uiting komt in het bovenste pakket wad sedimenten aan bv. beide zijden van de "Oude Zeedijk". Deze zeedijk, aangelegd na de Duinkerke II en vóór de Duinkerke III transgressie (Moormann, 1951) werd heel waarschijnlijk gebouwd in een rijp, hoog opgeslibd schorregebied en het is heel goed mogelijk dat de zee, noch de mariene invloed via geulen, nooit meer tot aan de zeedijk is gekomen. De zeedijk mag hier zeker niet beschouwd worden als grens van een zekere transgressie.

Wat in de litteratuur als "Duinkerke transgressies" werd beschreven, moet in feite beschouwd worden als belangrijke stormvloeden. Een wad gebied (zoals de kustvlakte in die periode) is inderdaad een zeer kwetsbaar gebied dat sterk onderhevig is aan veranderingen; zoals veranderingen in de duinenmorfologie, verlegging van een getijdegeul tengevolge een reeks hevige stormen, of veranderingen in de hydrografie en dynamiek van de watercirculatie van de zee of een verandering in aanvoer van sediment.

Stormen en stormvloed en die de kustvlakte geteisterd hebben sinds 2000 j.B.P. en waarvan enkele historisch gedateerd werden, zijn voornamelijk de oorzaak van de lithologische verschillen die aangetroffen worden in het pakket wad sedimenten.

De uiteindelijke vorming van de kustvlakte en de opbouw van de jongste sedimenten moet dus enigszins anders gezien worden dan wat tot nog toe in de literatuur werd beschreven (cf. 2.2.5.).

Volgens nagenoeg alle auteurs is voornamelijk de 'Duinkerke II transgressie' verantwoordelijk geweest voor de vorming van de kustvlakte. Daarbij werd steeds een nogal eenvoudig, maar weinig logisch verhaal naar voor gebracht, m.n. "...in de inbraakgebieden van de Duinkerke 2-transgressie werd het veen weggeslagen en vanuit die inbraakgebieden liepen de kreken van variërende breedte en diepte tot ver in het binnenland".

Op een bijgaande kaart (fig. 45) die deze bewering moet verduidelijken, valt in eerste instantie op dat er blijkbaar wordt verondersteld dat de situatie van de kustlijn ten tijde van de "inbraken" identiek dezelfde is als tegenwoordig.

Veel merkwaardiger echter is de rekonstruktie van het "krekensysteem". Volgens de kaart (fig. 45) zouden er kreken voorkomen waarvan de breedte 3 tot zelfs 7 km bedraagt! Zelfs landinwaarts komen nog kreken voor met een breedte van 2 à 3 km.

Deze rekonstruktie van het krekensysteem is moeilijk te aanvaarden. De grote zwarte vlekken van de kaart kunnen in geen geval kreken voorstellen, vermits een kreek meestal niet breder is dan 2 m (cf. 1.3.3.1.).

Zelfs indien de kreken als getijdegeulen* zouden

*In de meer recente Belgische literatuur worden de termen "kreken" en "getijdegeulen" nogal dikwijls door elkaar gebruikt, waarbij geen rekening wordt gehouden met de definitie en betekenis ervan. Vb. fig. 46 overgenomen uit: Tavernier, et al., 1970: p.22, legende van fig.9.

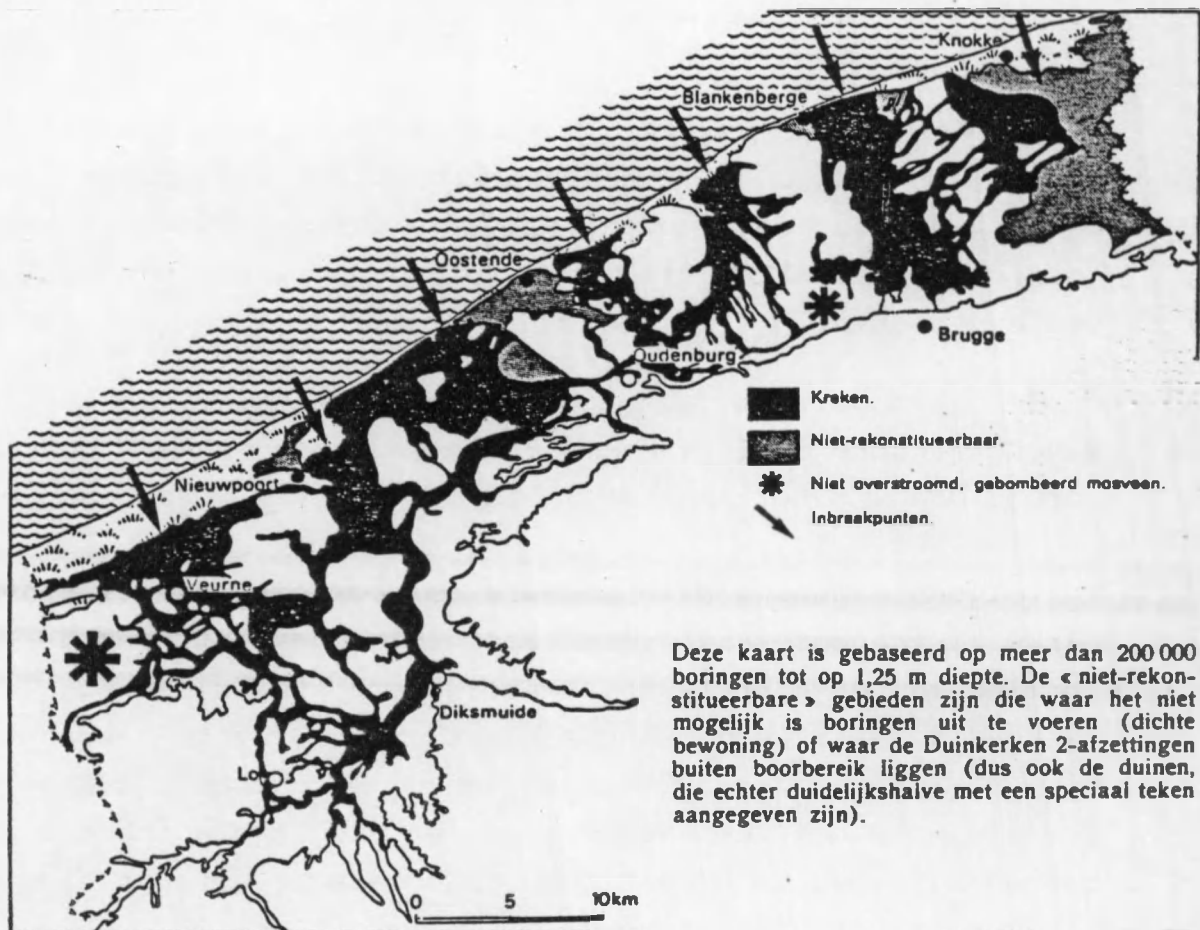


Fig. 45 *Inbraakgebieden en krekensysteem van de Duinkerken 2-transgressie.*
(overgenomen uit: Tavernier & Ameryckx, 1970)

geïnterpreteerd worden, dan is het nog steeds zeer ongeloofwaardig dat de hele kustvlakte doorkruist is van 4 km brede getijdegeulen tot zelfs tegenaan het dagzomend Pleistoceen.

Het komt zeer duidelijk tot uiting dat de bodemkartering destijds problemen had om de aanwezigheid van zandige sedimenten te verklaren. Uit deze kaart (fig. 45) kan afgeleid worden dat alles wat zand was, als kreek werd geïnterpreteerd, zonder daarbij in feite met de ontstaanswijze, de morfologie en de functie van een kreek rekening te houden (cf. 1.3.3.1.).

Op de gedetailleerde bodemkaarten* is het ook zeer opvallend dat de "overdekte kreekruiggronden" helemaal niet

* bv. Nieuwpoort, 36 W, ten zuiden van St. Joris.
bv. Leke, 36 E, ten noordoosten van Slijpe.

de vorm hebben van een kreek, maar voorkomen als kleine eilandjes of gewoon grote oppervlakken met grillige begrenzingen vertegenwoordigen. Daaruit blijkt dat er inderdaad niet veel aandacht werd besteed aan de betekenis van de term "kreek".

De zandige sedimenten zijn helemaal niet te interpreteren als kreek-afzettingen, maar hun aanwezigheid is van andere oorsprong die van verschillende aard is.

Het is duidelijk dat de enorm brede "kreken" aan de zeezijde zoals afgebeeld op de kaart (fig.45), in feite de zandwad gebieden zijn, waar ook nooit veengroei is tot stand gekomen.

In het gebied ten noorden van Leke, gekenmerkt door een hoge ligging en een sterk golvend reliëf van de Pleistocene ondergrond, werden zandafzettingen geïnterpreteerd als kreken, daar waar het in werkelijkheid Pleistocene ruggen of donken zijn*.

* Vb. zie profiel 26, B 170 zou volgens de bodemkaart (Leke 36 E) D 5 zijn: overdekte kreekruggronden. Zware klei tot klei tussen 60 en 100 cm diepte overgaand tot lichter materiaal.

Zo zijn ook de zandafzettingen van de "kreek" die aan de grens van het Laagplateau van Izenberge ligt en N-S loopt in de richting van Lo, Pleistocene sedimenten (cf 2.4.4.).

Op enkele plaatsen komen de "kreek-afzettingen" dan toch overeen met de afzettingen van getijdegeulen. Dit is bv. het geval voor de Spermalie geul, een gedeelte van de Avekapelle geul en de getijdegeul die van Veurne richting zuid loopt over Bulskamp.

Naast de zandwad gebieden, de Pleistocene donken en -afzettingen en de getijdegeul afzettingen, zijn de zandafzettingen in de rest van de vlakte in werkelijkheid niets anders dan het zandig facies van de wad sedimenten en geen kreken.

Vandaar dat het ook niet mogelijk is om op de bodemkaarten een normaal geulenpatroon terug te vinden.

Niet alleen de vorming van de kustvlakte, maar ook de evolutie ervan zoals die wordt beschreven in de Belgische literatuur als "de landschapsvormende processen", moet op een heel andere manier geïnterpreteerd worden.

De selektieve sedimentatie* die wordt beschreven als "meest belangrijk landschapsvormend proces", hoort veel meer thuis in een zuiver fluviatiel systeem dan wel in een wad milieu.



Figuur 46

Schematische voorstelling van een vertakt kreekpatroon in de zeepolders.

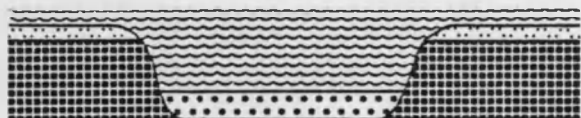
(overgenomen uit Tavernier & Ameryckx, 1970)

1. Veen.
2. Klei.
3. Zand.

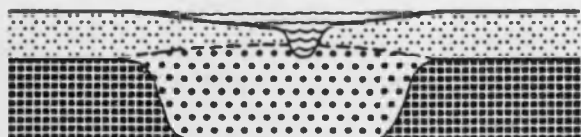
In doorsnede AB worden enkele evolutiestadia van een kreek weergegeven (zonder schaal, de hoogte is sterk overdreven t.o.v. breedte).



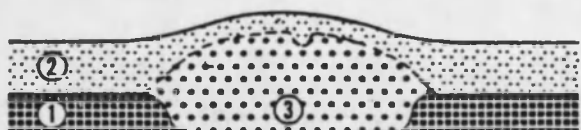
Insijding van de getijdegeul in het veen.



Begin van de afzetting : zand in de kreek, klei erbuiten.



De kreek is bijna verland; het schor is rijp.



Na indijking en drooglegging van het schor grijpt een inversie van het reliëf plaats; de veenlaag klinkt veel sterker in dan klei en zand. Er vormen zich kreekkruggen (klei op zand) en poelen of kommen (klei op veen).

*afzetting van grove minerale korrels in de kreek en afzetting van klei in het omliggende gebied bij het overlopen van de kreek, waardoor een schor gevormd wordt.

De inversie van het reliëf, wat een gevolg is van de selektieve sedimentatie en de oorzaak is van het bestaan van kreekruigen en poel- of komgronden, is ook maar een weinig gefundeerde hypothese. Het verschil in inklinking of kompaktie tussen zand, klei en veen wordt hier echter in geen geval betwist, maar de inversie van het reliëf tengevolge de aanwezigheid van kreken, die het onderliggende veen weggeërodeerd hebben en waarin zand werd afgezet, kan moeilijk aanvaard worden.

Zoals reeds hoger werd aangehaald (1.3.3.1.) bestaat de opvulling van een kreek uit slib en niet uit zand. Daarenboven erodeert de kreek zeer zelden, daar haar voornaamste functie erin bestaat de schorre te draineren. Zoals reeds werd vermeld mogen de zandafzettingen niet als kreken geïnterpreteerd worden.

De afwezigheid van veen op zekere plaatsen in de kustvlakte werd in de litteratuur tot nog toe steeds toegeschreven aan erosie door kreken.

Op de bodemkaarten komen zeer veel gebieden voor die geïnterpreteerd werden als "overdekte kreekruiggronden". Daaruit zou moeten afgeleid worden dat er enorm veel veen massaal werd weggeërodeerd.

Dan dient de vraag toch gesteld te worden waar al dat weggeërodeerd veen naar toe is, vermits in de bovenste sedimenten maar zelden veenbrokken aangetroffen worden. Het is hier ook noemenswaardig om aan te halen dat op het strand van Raversijde het dagzomend veen dagelijks blootgesteld wordt aan de branding van de zee en dit reeds gedurende minstens 400 jaar. Zelfs door de branding van de zee is het veen nog steeds niet massaal weggeërodeerd en het patroon van de Middeleeuwse veenderijen is bovendien nog steeds zichtbaar.

Uit de paleogeografische rekonstrukties is echter tot uiting gekomen dat in de gebieden waar geen veen aangetroffen wordt, er ook nooit veen tot stand is gekomen.

Dit is o.a. het geval voor de uitgebreide zandwad gebieden die zich gedurende de hele Holocene periode steeds gehandhaafd hebben aan zeezijde. Ook in de belangrijke getijdegeulen, die reeds aanwezig waren vanaf het moment dat de Holocene mariene transgressies zich in de kustvlakte begonnen te manifesteren, nl. vanaf ongeveer 7000 j.B.P., is er nooit veengroei tot ontwikkeling kunnen komen.

Er is dus absoluut geen sprake van dat in deze gebieden het veen weggeërodeerd werd, niet door de kreken, en ook niet tijdens de "Duinkerke 2-transgressie".

Het is eveneens uit de periode rond 2000 j.B.P. dat het ontstaan van de aktuele loop van de rivier, de IJzer, dateert. De benedenloop tussen Diksmuide en Mannekensvere, in ieder geval, is pas tot stand gekomen na het einde van de belangrijke veengroei. Het stroomafwaartse gedeelte, vanaf Mannekensvere tot aan de monding, voorbij Nieuwpoort, bestond reeds veel vroeger; het maakte immers deel uit van de Spermalie geul. De aanwezigheid van geul sedimenten in het bovenste gedeelte van de Spermalie geul wijst erop dat de geul nog steeds aktief was na 2000 j.B.P. en dit waarschijnlijk tot aan de periode dat het gehele gebied werd ingepolderd.

De Avekapelle geul daarentegen was in de periode na de veengroei niet meer aktief, althans het gedeelte stroomafwaarts vanaf Diksmuide. Dit wordt aangetoond door de aanwezigheid van wad sedimenten aan de top ervan. De geul heeft heel waarschijnlijk zijn betekenis verloren ten gunste van de nieuwe IJzer.

Het uiterste westen van het gebied was in de periode rond en na 2000 j.B.P. veel minder onderhevig aan de mariene invloed dan de rest van de vlakte. De aanwezigheid van een belangrijke bodemontwikkeling in de duinafzettingen ten W van De Panne (waarvan de basis en de top respektievelijk gedateerd werden op 2660 en 1965 j.B.P.) bewijst dat dit gebied niet overstroomd werd door de zee, maar dat de duinen-

gordel, ontstaan ten tijde van de veengroei, is blijven voortbestaan.

Dit wijst erop dat de zee niet meer tot aan het uiterste westelijke gebied reikte en dat de aktieve zone van inbraak heel waarschijnlijk verplaatst was naar het gebied rond Nieuwpoort.

Tengevolge de aanwezigheid van een belangrijke, brede duinengordel in het uiterste westen van het studiegebied en de sterk verminderde mariene invloed aldaar, bleef het gebied ten zuiden van die duinen nagenoeg geheel gevrijwaard van de invloed van de zee. Dit betekent dat het gebied, waar nu De Moeren gelokaliseerd zijn, buiten het bereik van de mariene invloed kwam te liggen.

Inderdaad, het gebied stond vroeger rechtstreeks in verbinding met de open zee vanuit W-NW richting. Door het ontstaan van de eerste duinenrij (binnenduinen) werd de verbinding met de open zee langzamerhand verhinderd en uiteindelijk werd het gebied helemaal afgesloten van de zee bij het ontstaan en de ontwikkeling van de (huidige) belangrijke en brede duinenrij. Als gevolg van dit afsluiten kwam er ook geen sedimentatie meer tot stand in het voormalige zandwad gebied. De afsluiting moet trouwens in een relatief korte periode gebeurd zijn. Bij een normale evolutie, waar de mariene invloed langzaam vermindert en steeds minder ver landwaarts reikt, zou het gebied opgeslibd zijn geworden en heel waarschijnlijk geëvolueerd zijn naar een schorre.

Daar de nieuwe belangrijke invasie van de zee veel meer aktief was in de streek rond Nieuwpoort, reikte de invloed ervan niet meer tot het uiterste westen; en wat veel belangrijker is, er was geen aanvoer meer van sedimenten tot in het uiterste westen.

Dit betekent dat dit gebied niet opgeslibd geraakte en niet verder kon evolueren zoals de rest van de vlakte, maar daartegenover een iets lager liggend gebied bleef,

zonder enige afwateringsmogelijkheden. Dit resulteerde uiteindelijk in het ontstaan van een belangrijke waterplas waaraan pas een einde is gekomen door menselijke tussenkomst, door de vele droogmakerijen waarvan de eerste begonnen is in 1616.

Er moet hier ook aangehaald worden dat tengevolge het lager liggen van het gebied en de droogmakerijen, De Moeren het enige gebied is in de westelijke kustvlakte dat niet alleen gedraineerd, maar ook bemaald wordt. Deze voortdurende bemaling heeft waarschijnlijk tot gevolg dat De Moeren onderhevig zijn aan een belangrijke kompaktie en inklinking.

Bij de waterpassing van de boringen tijdens het veldwerk zijn trouwens merkwaardige verschillen in hoogte tot uiting gekomen tegenover de hoogtelijnen en referentiepunten van de topografische kaart van het N.G.I..

ALGEMENE SLOTBESCHOUWINGEN

De kustvlakte is het resultaat van de opbouwende werking van de getijdeactie. De evolutie ervan werd geleid door de postglaciale zeespiegelrijzing.

De gebieden, beïnvloed door het mariene milieu, werden bepaald door de hoogteligging en het reliëf van het Pleistoceen oppervlak. Deze factoren hebben een wezenlijke rol gespeeld in de geologische ontwikkeling van de kustvlakte.

Het reliëf van de Pleistocene ondergrond is van primordiaal belang geweest bij het wel of niet tot stand komen van brede sedimentatiezones. Deze sedimentatiezones hebben op hun beurt de verdere evolutie van de vlakte in sterke mate bepaald.

De zee heeft zich op de vlakte gemanifesteerd vanaf ongeveer 7000 j.B.P. en is het land binnengedrongen via de bestaande dalen in het Pleistoceen oppervlak, waar zich getijdegeulen hebben ontwikkeld.

De getijdegeulen hebben een zeer belangrijke rol gespeeld in de opbouw van de vlakte. Ze mogen absoluut geen erosief karakter toegeschreven worden.

De getijdegeulen zijn doorheen heel de Holocene opvullingssequentie verantwoordelijk geweest voor het landwaarts brengen van de mariene invloed, alsmede voor het ontstaan van belangrijke wad gebieden in de vlakte.

De kustvlakte moet beschouwd worden als een zeer dynamisch schouwspel, dat echter kwetsbaar is voor vele factoren.

De verscheidene afzettingmilieus zijn menige keren land- en zeewaarts verschoven, naargelang de mariene invloed zich meer of minder liet gelden.

Enkele gebieden, zoals ten W van Veurne en ten S en SE van Nieuwpoort daarentegen, zijn gekenmerkt door een blijvende overheersing van het wad en zandwad milieu en dit gedurende de hele Holocene opvullingssequentie.

Afwisselingen van veen met klastische sedimenten zijn het resultaat van het dynamisch karakter van het gebied, mede bepaald door de niet steeds gelijklopende stijging van het zeespiegelniveau.

Deze afwisselingen geven maar al te vaak en te vlug aanleiding tot het opstellen van een opeenvolging van regressies en transgressies die heel dikwijls -verkeerdelijk- de basis vormen van een algemene litho- of chronostratigrafie.

Een stratigrafie op die basis opgesteld, is weinig betekenisvol en niet representatief voor alle gebeurtenissen die zich over de gehele vlakte hebben gemanifesteerd.

Het gebruik van de lithologische klassifikatie, met de afzettingmilieus als karteerbare eenheden, kan als een succesvolle toepassing beschouwd worden.

Dit systeem gaf de mogelijkheid om op betrouwbare wijze de boringen, m.a.w. geïsoleerde punten, te korreleren.

De profieltypenkaarten op basis daarvan opgebouwd, geven een voldoende beeld weer van de lithologie en de opbouw van de kustvlakte, waarbij het dynamisch karakter ervan ook tot uiting komt.

... De Moeren zijn haast niet onder gewone woorden te brengen.
De zon doorstraalt nu heel de hemel. Wordt geler. De aardschubben
van de geploegde akker, vóór mij naast de vaart, glimmen zilver.
Zwart is de onderkant van die vettige, vruchtbare kluiten. Het
lis ritselt in de wind. Het enige geluid. De morgen geurt naar
grond en kamille. Wat sta ik hier te piekeren, mij kwaad te ma-
ken en mijn tijd te verdoen ? Is het dan nutteloos dat ik woor-
den zoek, om De Moeren te vatten ? Slechts een gedicht zou mis-
schien de eigen bevreemdende en geheimenisvolle poëzie van dit
land kunnen benaderen...

De Moeren zijn een moeder.
Soms zacht, soms streng, geduldig of bars,
soms lijdzaam, soms opstandig in alle stilte,
stralend of grinnig, vruchtbaar,
de huid getekend door het vele baren.

De wind in De Moeren.
Meestal hier, anders verwacht,
een dreiging achter de einders.
Een vertrouwd wezen. Een vijand.
Een bewogenheid over het roerloze van de vlakke.
Despoot van de lucht.
Gezel van de nacht,
als De Moeren door alles zijn vergeten.
Gesel van de regenmorgen.
Zachte liefste van de zomerzon.
Toverkol in schouw en vuur,
die huilend kinderen doet huilen.
De groten zwijgen bij de haard.
Ontzaglijk waart de wind over De Moeren.

Een verre rij bomen, de zeekant uit,
scherp en zwart en kaal
tegen de lichte nevellucht.
Plots de vlucht van opgeschrikte kwartels.
Dan niets meer, ruimte, zon.
Geen morgen vol van dood en wonder, als
een morgen in De Moeren.

Clem Schouwenaars

GERAADPLEEGDE LITTERATUUR

- AMERYCKX, J.B., 1949: De Historische Polders van Oostende. - Nat. Wet. Tijdschr. 31 : 142-150.
- AMERYCKX, J.B., 1950: Over de indijking van enkele Polders in het IJzerestuarius. - Nat. Wet. Tijdschr. 32 : 99-103.
- AMERYCKX, J.B., 1955: Nieuwe gegevens over Ter Streep. - Biekorf 56, 10 : 267-270, Brugge.
- AMERYCKX, J.B., 1958: Bodem en Bewoning in de Zeepolders. - Nat. Wet. Tijdschr. 40 : 176-193.
- AMERYCKX, J., 1958: Verklarende tekst bij het kaartblad Leke 36E. - Bodemkaart van België : 71 p.
- AMERYCKX, J.B., 1959: De ontstaansgeschiedenis van de zeepolders. - Biekorf 60, 11 : 1-26, Brugge.
- AMERYCKX, J.B., 1960: De jongste geologische geschiedenis van de Belgische Zeepolders. - Technisch-Wetensch. Tijdschr. 29 : 1-10.
- AMERYCKX, J.B., 1961: La genèse des polders maritimes belges. - De Aardrijkskunde 13 : 1-16, Gent.
- AMERYCKX, J., 1978: De Moeren : historisch-geografische schets. - Het Ingenieursblad 47, 9 : 221-222.
- AMERYCKX, J.B. & MOORMANN, F., 1956: Daringdelven in de Polders. - Biekorf 57, 8 : 225-230, Brugge.
- AMERYCKX, J.B. & NAGELMACKERS, A., 1956: De boot van Oostende. - Biekorf 57, 5 : 135-138, Brugge.
- AMERYCKX, J.B. & VERHULST, A., 1958: Enkele historisch-geografische problemen in verband met de oudste geschiedenis van de Vlaamse kustvlakte. - Handel. Maatsch. Gesch. en Oudheidk. Gent 12 : 3-26.
- BAETEMAN, C., 1977: The Belgian Coastal Plain : introduction. - In : Paepe, R., 1977 : Southern Shores of the North Sea, X INQUA Congress Excursion Guide, C17 : 25-27.
- BAETEMAN, C., 1978a: New evidence on the Marine Holocene in the western Belgian coastal plain. - Bull. Belg. Ver. Geol. 87 : 49-54.
- BAETEMAN, C., 1978b: L'extension de la Formation d'Herzeele en Belgique. - Bull. Ass. Franç. Et. Quatern. 15, 54-55-56 : 141-144.
- BAETEMAN, C., LAMBRECHTS, G. & PAEPE, R., 1974: Autosnelweg Brugge-Calais. Boringen en Geologisch Profiel. Sectie : Veurne-Franse grens. - Prof. Paper 2 : 55 p., Brussel.
- BAETEMAN, C., VERBRUGGEN, C., DAUCHOT-DEHON, M., HEYLEN, J. & VAN STRYDONCK, M., 1979: A new approach of the so-called surface peat in the Western Coastal Plain of Belgium. - Prof. Paper 11, 167 : 21 p., Brussel.
- BARCKHAUSEN, J., LOOK, E., VINKEN, R. & VOSS, H., 1975: Symbolschlüssel Geologie. - 2. Aufl. : 135 p., HANNOVER.

- BARCKHAUSEN, J., PREUSS, H. & STREIF, H., 1977: Ein lithologisches Ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen. - Geol. Jb. A44 : 45-74.
- BARCKHAUSEN, J. & STREIF, H., 1978: Erläuterungen zu Blatt Emden West Nr. 2608. - Geol. Karte Niedersachsen : 80 p., Hannover.
- BENNEMA, J., 1948: De bodemkartering op Walcheren. - Boor en spade 2 : 43-46.
- BENNEMA, J., 1949: Het oppervlakteveen in West-Nederland. - Boor en Spade 3 : 139-149.
- BLANCHARD, R., 1906: La Flandre. - Librairie Armand Colin : 530 p., Paris.
- BLANCHARD, R., 1916-1917: L'origine des Moëres de la plaine maritime flamande. - La géographie 31 : 337-341.
- BOUMA, A.H., 1963: A graphic presentation of the facies model of salt marsh deposits. - Sedimentology 2 : 122-129.
- BRAND, G., HAGEMAN, B.P., JELGERSMA, S. & SINDOWSKI, K.H., 1965: Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. - Geol. Jb. 82 : 365-384.
- BRIQUET, A., 1930: Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. - Librairie Armand Colin : 439 p., Paris.
- BRIQUET, A., 1937: Sédiments Flandriens et Dunkerquiens à Onival. - A.S.G.N. 62 : 55-57.
- BRUNEEL, D., 1979: Bijdrage tot de kennis van de historische geografie van De Moeren. - Lic. thesis : 159 p., Gent.
- CLEVERINGA, P., DE GANS, W., KOLSTRUP, E. & PARIS, F.P., 1977: Vegetational and climatic developments during the Late Glacial and early Holocene and aeolian sand sedimentation as recorded in the Uteringsveen (Drente, The Netherlands). - Geologie en Mijnbouw 56, 3 : 234-242.
- — Conseil Géologique, 1929: Légende Générale de la Carte Géologique détaillée de la Belgique. Annales des Mines de Belgique 30, 1 : 80 p.
- CORNET, J., 1922-23: Sur une coupe observée dans les travaux du port de pêche à Ostende. - A.S.G.B. 46 : 195-196.
- CORNET, J., 1927: Leçons de Géologie. - Edit. M. Lamertin : 674 p., Bruxelles.
- COQUE-DELHUILLE, B., 1972: Recherches sur les formations quaternaires et le modèle de la Flandre maritime Dunkerquoise. - Cahiers de Géographie physique 1 : 45-63.
- CURRAY, J.R., 1964: Transgressions and regressions. - Papers in Marine Geology, Shepard Commemorative vol., Mac Millan, New York : 175-203.

- DAUCHOT-DEHON, M. & HEYLEN, J., 1969: Koolstof 14- datering van schelpen en veen uit het Oostelijk Kustgebied (België). - Nat. Wet. Tijdschr. 51 : 138-140.
- DAVIS, R.A., Jr. (editor), 1978: Coastal Sedimentary Environments. - Springer Verlag : 420 p.
- DEBRAY, H., 1873: Etudes géologiques et archéologiques de quelques tourbières du littoral flamand et du département de la Somme. - Mém. Soc. Sc. Agr. Arts Lille, 53 p.
- DEBRAY, H., 1874: Tourbières du littoral flamand et du département de la Somme. - Bull. Soc. Géol. France 2 : 46-49.
- DE BREUCK, W., DE MOOR, G. & MARECHAL, R., 1969: Litostratigrafie van de kwartaire sedimenten in het Oostelijk Kustgebied (België). - Nat. Wet. Tijdschr. 51 : 125-137.
- DE GROOTE, V. & MOORKENS, Th., 1969: Mikrosopisch onderzoek (Palynologie en Foraminiferen) van een kwartair monster van Uitkerke. - Nat. Wet. Tijdschr. 51 : 94-110.
- DE JONG, J.D. 1960: The morphological evolution of the Dutch coast. - Geologie en Mijnbouw 22 : 638-643.
- DE JONG, J.D. 1971: The scenery of the Netherlands against the background of holocene geology : a review of the recent literature. - Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique 2, 13, 2 : 143-162.
- DE JONG, J.D. & HAGEMAN, B.P., 1960: De legenda voor de Holocene afzettingen op de nieuwe geologische kaart van Nederland, schaal 1:50.000. - Geologie en Mijnbouw 39 : 644-653.
- DE LEENHEER, J., 1949: Les constituants et les propriétés lithologiques des polders marins de la région de Furnes (Belgique). - Sédimentation et Quaternaire, France, 1949 : 113-121.
- DE MOOR, G. & DE BREUCK, W., 1973: Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de Belgische kustvlakte. - Nat. Wet. Tijdschr. 55 : 3-96.
- DENTON, G.H. & KARLEN, W., 1973: Holocene climatic variations. Their pattern and possible cause. - Quaternary Research 3, 2 : 155-205.
- DEPUYDT, F., 1972: De Belgische Strand- en Duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust. - Verh. Kon. Acad. 34, 122 : 228 p.
- DERAAF, J.F.M. & BOERSMA, J., 1971: Tidal deposits and their sedimentary structures. - Geologie en Mijnbouw 50 : 479-504.
- DE VRIES, J.J., 1974: Groundwater flow systems and stream nets in the Netherlands. - Thesis : 226 p., Amsterdam.
- DIRIKEN, P., 1974: Sedimentologische studie van de Holocene afzettingen in de Noordfranse kustvlakte. - Licentie thesis : 100 p., Leuven.

- DORJES, J., 1978: Das Watt als Lebensraum. - In : REINECK, H.E. (édit.), 1978: Das Watt. - Kramer Verlag, Frankfurt a/m. : 107-143.
- DUBOIS, G., 1921-1922: Terrains Quaternaires et modernes. - Bull. Serv. Carte Géol. de France 26 : 140-142.
- DUBOIS, G., 1924: Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. - Mémoires de la Société Géologique du Nord, 8 : 355 p.
- DUBOIS, G., 1924: Classification du Quaternaire du Nord de la France et comparaison avec le Quaternaire danois. - C.R. Hebdomadaires des Séances de l'Acad. des Sc. 179, 9 : 475-477.
- DUBOIS, G., 1928: Le littoral flamand de Calais à Dunkerque. - Bull. Soc. Géol. France 28 : 509-526.
- DUPHORN, K., GRUBE, F., MEYER, K.D., STREIF, H. & VINKEN, R., 1973: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany : Area of Scandinavian Glaciation : Pleistocene and Holocene. - Eiszeitalter u. Gegenwart 23/24 : 222-250.
- DUVIGNEAUD, P., 1962: Les slikkes et les schorres de la rive droite de l'Yser et de la crique de Lombaardzijde. - Rapp. Min. Etud. Nat. Culture, Blankaart : 246-273.
- ELTRINGHAM, S.K., 1971: Life in mud and sand. - The English Universities press, Ltd. : 218 p.
- EMERY, K.O. & STEVENSON, R.E. 1957: Estuaries and Lagoons. - Geol. Soc. America, Memoir 67, 1 : 673-749.
- ENTE, P.J., ZAGWIJN, W.H. & MOOK, W.G., 1975: The Calais deposits in the vicinity of Wieringen and the geogenesis of Northern North Holland. - Geologie en Mijnbouw 54, 1 : 1-14.
- EVANS, G., 1965: Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. - Quart. J. geol. Soc. Lond. 121 : 209-245.
- FOWLER, G., 1932: Old river-beds in the fenlands. - The geographical Journal 79, 3 : 210-212.
- FOWLER, G., 1934: The extinct waterways of the fens. - The geographical journal 83, 1 : 30-39.
- GEBELEIN, C.D., 1977: Dynamics of recent carbonate sedimentation and ecology. - Brill, Leiden : 120 p.
- GEYH, M., 1966: Versuch einer chronologischen Gliederung des marinen Holozäns an der Nordseeküste mit Hilfe der statistischen Auswertung von ^{14}C -Daten. - Z. deutsch. geol. Ges. 118 : 351-360.

- GINSBURG, R.N. (edit.), 1975: Tidal Deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. - Springer Verlag, 428 p.
- GODWIN, H., 1938: The Origin of Roddons. - The Geographical Journal 91, 3 : 241-250.
- GODWIN, H., 1945: Coastal peat-beds of the North-Sea region, as indices of land- and sea-level changes. - The new Phytologist 44 : 29-69.
- GODWIN, H., 1954: History of the British Flora. A Factual Basis for Phytogeography. - Cambridge : 29-32.
- GODWIN, H., & M.E. & CLIFFORD, M.H., 1935: Controlling factors in the formation of fen deposits, as shown by peat investigations at wood fen, near Ely. - Journal of Ecology 23 : 509-535.
- GOSSELET, J., 1892: Observations sur la plaine maritime flamande. - A.S.G.N. 20 : 371.
- GOSSELET, J., 1893: Géographie physique du nord de la France et de la Belgique. II. La Plaine Maritime. - A.S.G.N. 21 : 119-137.
- GREENSMITH, J.T. & TUCKER, E.V., 1973: Holocene transgressions and regressions on the Essex coast. Outer Thames Estuary. - Geologie en Mijnbouw 52, 4 : 193-202.
- GRIEDE, J., 1978: Het ontstaan van Frieslands Noordhoek. - Proefschrift, Amsterdam : 186 p.
- GULINCK, M., 1965: Aperçu général sur les dépôts éocènes de la Belgique. - Bull. Soc. Géol. France 7, 7, 2 : 222-227.
- GULINCK, M., 1967: Profils de l'Yprésien dans quelques sondages profonds de la Belgique. - Bull. Soc. belge Géol. 76 : 108-113.
- GULINCK, M. & HACQUAERT, A., 1954: L'éocène. - In : FOURMARIER, P., (édit.) 1954: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique : 451-493, Liège.
- GULLENTOPS, F., 1974: The Southern North Sea during the Quaternary. - Evol. Quat. Bassin Fluv. Mer du Nord : 273-280, Liège.
- HACQUAERT, A., 1930: De geologische geschiedenis van onze kust. - Botanisch jaarboek 22 : 105-112.
- HAENECOUR, R., 1944: Formation de la côte et des fleuves à marée de Belgique. - Tijdschr. Openb. Werken 97, 4 : 333-368.
- HAENECOUR, R., 1945: Les mouvements récents du sol dans le bassin maritime de l'Escaut et de l'Yser et leur influence sur le tracé des estuaires et des côtes voisines. - Bull. Soc. belge Géol. 54 : 160-168.
- HAGEMAN, B.P., 1962: The Holocene of Voorne-Putten. - Med. Geol. Sticht., N.S. 15 : 85-92.

- HAGEMAN, B.P., 1963: De profieltype-legenda van de nieuwe geologische kaart voor het zeelei- en riviergebied. - Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. genootsch. 80, 2 : 217-229.
- HAGEMAN, B.P., 1969: Development of the western part of the Netherlands during the Holocene. - Geologie en Mijnbouw 48 : 373-388.
- HAGEMAN, B.P. & KLIEWE, H., 1969: Neue Forschungen zur Stratigraphie mariner und perimarer Holozänsedimente in den Niederlanden. - Petermanns Geogr. Mitt. 113, 2 : 125-129.
- HALET, F., 1922: Le Quaternaire dans le Nord de la Flandre belge. - Bull. Soc. belge Géol. 32 : 152-162.
- HALET, F., 1929: Coupe géologique du littoral belge, entre Bray-Dunes et Knocke. - De Ingenieur 38, 41 : 849.
- HALET, F., 1931: Contribution à l'étude du Quaternaire de la plaine maritime belge. - Bull. Soc. Géol. 41 : 141-166.
- HEDBERG, H.D. (editor), 1976: International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. - Wiley, New York : 200 p.
- HEYSE, I., 1979: Creek morphology in the Sceldtpolders near Zelzate. - Bull. Belg. Ver. Geol. 88, 2 : 105-112.
- HOFFMANN, D., 1969: The marine Holocene of Sylt - Discussion of the age and facies. - Geologie en Mijnbouw 48 : 343-347.
- HUBERT, P. & MOORMANN, F.R., 1963: Verklarende tekst bij het Kaartblad De Panne 35W. - Bodemkaart van België : 40 p.
- HUMMEL, P. & CORDES, E., 1969: Holozäne Sedimentation und Faziesdifferenzierung beim Aufbau der Lundener Nehrung (Norderdithmarschen). - Meyniana 19 : 103-112.
- JELGERSMA, S., 1961: Holocene sea level changes in the Netherlands. - Med. Geol. Sticht., Serie C, 6, 7 : 100 p.
- JELGERSMA, S., DE JONG, J., ZAGWIJN, W.H. & VAN REGTEREN ALTENA, J.F., 1970: The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history and archeology. - Med. Rijks Geol. Dienst, N.S. 21 : 93-167.
- JELGERSMA, S. & PANNEKOEK, A.J., 1960: Post-glacial rise of sea-level in the Netherlands. - Geologie en Mijnbouw, N.S. 22, 6 : 201-207.
- KESTELOOT, E., 1952: De Broeken van de IJzer, in zonderheid deze van de Blankaart. - Nat. Wet. Tijd schr. 34 : 144-158.
- KIDSON, C. & HEYWORTH, A., 1973: The Flandrian sea-level rise in the Bristol Channel. - Extr. Proc. Ussher Soc. 2 : 565-584.
- KRAFT, J.C., 1971: The Migration of Holocene Sedimentary Environments in Coastal Delaware, North American Continental Shelf. - Quaternaria 14 : 23-38.

- KRAFT, J.C., 1971: Sedimentary facies patterns and geologic history of a holocene marine transgression. - Geol. Soc. Am. Bull. 82 : 2131-2158.
- KRAFT, J.C., 1978: Coastal Stratigraphic Sequences. - In DAVIS, R.A., Jr. (editor), 1978: Coastal Sedimentary Environments. - Springer Verlag : 361-383.
- KUENEN, Ph., H., 1950: Marine Geology. - John Wiley & Sons, New York : 568 p.
- LANGE, W. & MENKE, B., 1967: Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flusgeschichte und zur Genese des sogenannten Basis-
torfes. -
- LENTACKER, F., 1972: La sédimentation poldérienne dans la plaine maritime flamande en Belgique et aux Pays-Bas. Inventaire bibliographique et mise au point des interprétations nouvelles liées aux recherches récentes. - Cah. géogr. Physique 1 : 3-28.
- LERICHE, M., 1948: Quelques données pour l'histoire géologique de la plaine maritime flamande et pour la connaissance de la géologie sous-marine du littoral flamand. - Bull. Soc. belge Géol. 57 : 338-353.
- LOUIS, A. & VAN DAMME, M., 1974: Verklarende tekst bij het kaartblad LO 66W. - Bodemkaart van België : 99 p.
- LUTTIG, G., 1960: Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. - Eiszeitalter und Gegenwart 11 : 51-63.
- LUTTIG, G., 1966: Prinzipielles zur Quartär-Stratigraphie. - Geol. Jb. 82 : 177-202.
- LUTTIG, G., 1967: Ostsee - Küstenlinien, Nordsee - Ingressiva und Geochronologie des Holozäns. - Geol. For. Stockholm, Forhandl. 88 : 520-532.
- MANN, 1777: Mémoire sur l'ancien état de la Flandre maritime. - Mém. Acad. Roy. belge 1.
- MARECHAL, R., 1953: Ontstaan en Morphologie van de Golf van Lo. - Nat. Wet. Tijdschr. 35 : 159-166.
- MARECHAL, R., DE BREUCK, W., DE MOOR, G. & VERHEYE, W., 1964: Geologie. - Survey West-Vlaanderen, Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent : 54 p.
- MASSART, J., 1907: Essai de géographie botanique des districts littoraux et alluviaux de la Belgique. - Bull. Soc. Botanique Belgique 44, 1 : 59-129.
- MASSART, J., 1909: Essai de géographie botanique des districts littoraux et alluviaux de la Belgique. - Bull. Soc. Botanique Belgique 46, 1 : 39-83.

- MASTERS, C.D., 1967: Use of sedimentary structures in determination of depositional environments, Mesaverde Formation, Williams Fork Mountains, Colorado. - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 51, 10 : 2033-2043.
- MENGELING, H. & VINKEN, R., 1975: Die Profiltypenkarte - ein Schritt in der Weiterentwicklung geologischer Karten. - Geol. Jb. A 29 : 65-80.
- MOORE, D.G. & SCRUTON, P.C., 1957: Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 41, 12 : 2723-2751.
- MOORMANN, F.R., 1949: De bodemkartering van het Poldergebied van Veurne Ambacht. - Nat. Wet. Tijdschr. 31 : 80-83.
- MOORMANN, F.R., 1951: De Bodemgesteldheid van het Oudland van Veurne Ambacht. - Nat. Wet. Tijdschr. 33 : 3-124.
- MOORMANN, F.R., 1951: Verklarende tekst bij het kaartblad Oostduinkerke 35, E. - Bodemkaart van België : 40 p.
- MOORMANN, F.R., 1951: Verklarende tekst bij het kaartblad Lampernisse 51, W. - Bodemkaart van België : 55 p.
- MOORMANN, F.R., 1955: Over het ontstaan en de opbouw van De Grote Moeren. - Bieckorf 1955 : 79-84 en 111-115.
- MOORMANN, F.R. & AMERYCKX, F., 1950: De bodemgesteldheid van de Zee-polders. - Versl. I.W.O.N.L. 4 : 37-60, Brussel.
- MOORMANN, F.R. & AMERYCKX, J.B., 1951: Verklarende tekst bij het kaartblad Nieuwpoort - Nieuport 36, W. - Bodemkaart van België : 52 p.
- MOORMANN, F.R. & MARECHAL, R., 1950 : Verklarende tekst bij het kaartblad De Moeren (50, W). - Bodemkaart van België : 27 p.
- MOORMANN, F.R. & T'JONCK, G., 1950: Verklarende tekst bij het kaartblad Veurne (50, E). - Bodemkaart van België : 34 p.
- MOORMANN, F.R. & T'JONCK, G., 1960: Verklarende tekst bij het kaartblad De Moeren 50W. - Bodemkaart van België : 74 p.
- MULLER, W., 1962: Der Ablauf der holozänen Meeresstransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. - Eiszeitalter und Gegenwart 13 : 197-226.
- MUNAUT, A.V., 1967: Etude paléo-écologique d'un gisement tourbeux situé à Terneuzen (Pays-Bas). - Berichten Rijksdienst Oudheidk. Bodemonderz. 17 : 7-27.
- MUNAUT, A., 1969: L'affleurement tourbeux du Braakman (Flandre zélandaise). - Les naturalistes Belges 50 : 564-572.
- OOLJEVAAR, D., 1975: De Moeren. - Intern rapp. Inst. v. Aardw. Vrije Univ., Amsterdam : 55 p.

- OZER, A., 1976: La morphologie des polders - Les dépôts côtiers holocènes. - In A. PISSART (ed.) : Géomorphologie de la Belgique : 17-27, Liège.
- PAEPE, R., 1960: La plaine maritime entre Dunkerque et la frontière belge. - Bull. Soc. belge Et. Géogr. 29, 1 : 47-66.
- PAEPE, R., 1965: On the Presence of Tapes senescens in some borings of the Coastal Plain and the Flemish Valley of Belgium. - Bull. Soc. belge Géol. 74 : 249-254.
- PAEPE, R., 1971a: Autosnelweg Brugge-Calais. Boringen en Geologisch Profiel. - Prof. Paper 9 : 59 p., Brussel.
- PAEPE, R., 1971b: Quaternary Marine Formations of Belgium. - Quaternaria 15 : 99-104.
- PAEPE, R. & BAETEMAN, C., 1979: The Belgian coastal plain during the Quaternary. - In E. OELE, R. SCHÜTTENHELM & A.W. WIGGERS (editors) : The Quaternary History of the North Sea. - Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis 2 : 143-146, Uppsala.
- PAEPE, R. & SOMME, J., 1974: Marine Pleistocene transgressions along the Flemish coast (Belgium and France). - I.G.C.P. Project 73/1/24, Report N° 2 : 108-116.
- PAEPE, R., SOMME, J., CUNAT, N. & BAETEMAN, C., 1976: Flandrian, a formation or just a name ? - Newsl. Stratiger., 5 (1), : 18-30.
- PAEPE, R. & VANHOORNE, R., 1972: An Outcrop of Eemian Wadden Deposits at Meetkerke (Belgian Coastal Plain). - Prof. Paper 7 : 9 p., Brussel.
- PAEPE, R. & VANHOORNE, R., 1976: The Quaternary of Belgium in its relationship to the stratigraphical legend of the geological Map. - Toelichtende Verhandelingen voor de Geologische kaart en Mijnskaart van België 18 : 38 p., Brussel.
- PAEPE, R., VANHOORNE, R. & DERAYMAEKER, D., 1972: Eemian Sediments near Bruges (Belgian coastal plain). - Prof. Paper 9 : 12 p., Brussel.
- PIRAZZOLI, P., 1976: Les variations du niveau marin depuis 2000 ans. - Mem. Lab. geomorphol. Ec. Prat. Hautes Etud. 30 : 421 p., Dinard.
- POEKER, J., 1957: Les polders de la Belgique. - Bull. Soc. Nat. Luxembourg 62 : 95-99.
- PONNIAH, J., 1977: Pollenanalytic studies of the Holsteinian in the Izenberge area, Belgium. - Proefschrift IFAQ : 22 p., Brussel.
- PONS, L.J. & WIGGERS, A.J., 1959/60: De holocene wordingsgeschiedenis van Noord-Holland en het Zuiderzeegebied. - Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. 76 : 104-152 en 77 : 1-57.

- PONS, L.J., JELGERSMA, S., WIGGERS, A.J. & DE JONG, J., 1963: Evolution of the Netherlands coastal area during the Holocene. - Verh. kon. Ned. Geol. Mijnbouwk. gen. 21-2 : 197-208.
- PRANGE, W., 1963: Das Holozän und seine Datierung in den Marschen des Arlau - Gebietes, Nordfriesland. - Meyniana 13 : 47-76.
- PRANGE, W., 1967a: Geologie des Holozäns in den Marschen des nordfriesischen Festlandes. - Meyniana 17 : 45-94.
- PRANGE, W., 1967b: Über die Beziehungen zwischen Schichtfolge und Meeresspiegelanstieg im Holozän der Nordseemarschen. - Geol. Rundsch. 56 : 709-726.
- PREUSS, H., 1979: Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen wesermarsch. - Geol. Jb. A53 : 3-84.
- RAHIR, E., 1935: Contribution à l'étude de la géographie physique de la côte belge. - Bull. Soc. belge Géol. 59 : 1-14.
- READE, M., 1898: Post-glacial Beds exposed in the cutting of the new Bruges Canal. - Quart. Journ. Geol. Soc. London 54 : 575-581.
- READE, M., 1899: Dépôts post-glaciaires traversés par le nouveau canal de Bruges. - Bull. Soc. belge Géol. 13 : 51-59.
- READING, H.G. (editor), 1978: Sedimentary Environments and Facies. - Blackwell Scientific Publications : 557 p.
- REES, C.B., 1940: A preliminary study of the ecology of a mudflat. - Jour. Mar. Biol. Ass. United Kingdom 24 : 185-199.
- REINECK, H.E., 1956: Der Wattenboden und das Leben im Wattenboden. - Natur und Volk 86, 8 : 268-284.
- REINECK, H.E., 1967: Layered Sediments of Tidal Flats, Beaches, and Shelf Bottoms of the North Sea. - In LAUFF, G.H., 1967 : Estuaries. - Am. Assoc. Advancement Science 83 : 757 p.
- REINECK, H.E., 1970: Marine Sandkörper, rezent und fossil. - Geol. Rundschau 60, 1 : 302-321.
- REINECK, H.E., 1978: Das watt. Ablagerungs- und Lebensraum. - Kramer Verlag, Frankfurt a/M. : 185 p.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B., 1972: Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand Layers of shelf mud. - Sedimentology 18 : 123-128.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B., 1973: Depositional Sedimentary Environments. - Springer Verlag : 439 p.
- REINECK, H.E. & WUNDERLICH, F., 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. - Sedimentology 11 : 99-104.

- REINHOLD, T.H., 1949: Over het mechanisme der sedimentatie op de Wadden. - Med. Geol. Sticht., N.S. 3 : 75-81.
- RHOADS, D.C., 1967: Biogenic reworking of intertidal and subtidal sediments in Barnstable Harbor and Buzzards Bay, Massachusetts. - Journ. Geol. 75, 4 : 461-476.
- RIEZENBOS, P.A. & DU SAAR, A., 1969: Een dwarsdoorsnede door de mariene holocene afzettingen tussen Vijfhuizen en Vinkeveen. - Med. Rijks Geol. Dienst, N.S., 20 : 85-92.
- ROELEVELD, W., 1974: The Groningen Coastal Area : A study in Holocene geology and low-land physical geography. - Berichten Rijksdienst Oudheidk. Bodemonderz. 20-21, 1970-1971 : 7-25, en 24, 1974 5-132.
- ROELEVELD, W., 1979: De Dunkerque II transgressie langs de Noordfranse en Noordnederlandse kust. - Groningse Volksalmanak 1976-77 : 151-160.
- ROELEVELD, W.,: De bijdrage van de aardwetenschappen tot de studie van de transgressieve activiteit langs de zuidelijke kusten van de Noordzee. - (in druk ; 16 p.)
- RUTOT, A., 1897: Nouvelles observations sur le Flandrien. - Bull. Soc. belge Géol. 11 : 160-165.
- RUTOT, A., 1897: Les origines du quaternaire de la Belgique. - Bull. Soc. belge Géol. 11 (mém.) : 1-40.
- RUTOT, A., 1900: Note sur la position stratigraphique de la Corbicula fluminalis dans les couches quaternaires du bassin Anglo-Franco-Belge. - Mém. Soc. belge Géol. 14 : 1-24.
- RUTOT, A. & VAN den BROECK, E., 1885: Note sur la nouvelle classification du terrain quaternaire de la Basse et Moyenne Belgique. - Bull. Soc. Roy. Malac. de Belgique, 20 : 3-7.
- SCHUURMAN, E., 1973: Het Holoceen in de Vlaamse kustvlakte. - Intern rapp. Inst. v. Aardw. Vrije Univ., Amsterdam : 32 p.
- SHEPARD, F.P., 1961: Sea level during the past 20.000 years. - Z. Geomorphol. 3 : 30-35.
- SHEPARD, P.H., 1974: Holocene sea-level changes : a discussion. - Geologie en Mijnbouw 53 : 71-73.
- SHEPARD, F.P. & MOORE, D.G., 1955: Central Texas coast sedimentation : characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis. - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 39, 8 : 1463-1593.
- SINDOWSKI, K.H., 1968: Gliederungsmöglichkeiten im sandig ausgebildeten Küsten—Holozän Ostfrieslands. - Eiszeitalter und Gegenwart 19 : 209-218.

- SINDOWSKI, K.H. & STREIF, H., 1974: Das Küstenholozän. - In : WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, H., 1974: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. KOEHLER Verlag, Stuttgart : 411-431.
- SMALL, R.J., 1970: The study of landforms. A textbook of geomorphology. - University Press, Cambridge : 486 p.
- SOMME, J., 1969: La plaine maritime. - A.S.G.N. 89, 1 : 117-126.
- SOMME, J., 1977: Les plaines du Nord de la France et leur bordure. - Librairie champion : 810 p., Paris.
- SOMME, J., 1979: Quaternary coastlines in northern France. - In : OELE, E., SCHUTTENHELM, R.T.E. & WIGGERS, A.J. (editors) : The Quaternary History of the North Sea. - Acta Univ. Ups. Symp. Univ Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis : 2, 147-158, Uppsala.
- SOMME, J., PAEPE, R., BAETEMAN, C., BEYENS, L., CUNAT, N. GEERAERTS, R., HARDY, A.F., HUS, J., JUVIGNE, E., MATHIEU, L., THOREZ, J. & VANHOORNE, R., 1978: La Formation d'Herzeele : un nouveau stratotype du Pleistocène moyen marin de la Mer du Nord. - Bull. Ass. Franç. Et. Quatern. 15, 54-55-56 : 81-149.
- STEERS, J.A. 1959: Marais salins. - Endeavour 18, 70 : 75-82.
- STEERS, J.A. & THOMAS, H.D., 1929: Vegetation and sedimentation as illustrated in the region of the Norfolk salt marshes. - Proc. Geol. Assoc. 40, 4 : 341-352.
- STOCKMANS, F., 1960: Les Polders de la plaine maritime. - Les Naturalistes Belges 41 : 233-247.
- STOCKMANS, F., VANDEN BERGHEN, C. & VANHOORNE, R., 1948: Het veenonderzoek in de streek van Lampernisse - Pervijze. - Nat. Wet. Tijdsch. 31 : 154-160.
- STOCKMANS, F. & VANHOORNE, R., 1954: Etude botanique du gisement de tourbe de la région de Pervijze (Plaine Maritime Belge). - Verh. Kon. Belg. Inst. Natuurwet. 130 : 144 p.
- STREIF, H., 1971: Stratigraphie und Faziesentwicklung im Küstengebiet von Woltzeten in Ostfriesland. - Beih. geol. Jb. 119 : 59 p.
- STREIF, H., 1971: The Results of Stratigraphical and Facial Investigations in the Coastal Holocene of Woltzeten/Ostfriesland, Germany. - Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar 94, 2 : 281-299.
- STREIF, H., 1978: Geologie des Untergrundes. - In : REINECK, H.E. (edit.), 1978 : Das Watt. - Kramer Verlag, Frankfurt a/M. : 19-38.
- STREIF, H., 1979-80: Cyclic formation of coastal deposits and their indications of vertical sealevel changes. Oceanis 5 : 303-306.
- STREIF, H. & KOSTER, R., 1978: Zur Geologie der deutschen Nordseeküste. - Die Küste 32 : 30-48.
- STREIF, H. & ZIMMERMANN, B., 1973: Das Küstenholozän von Rysum/Knock im Gebiet der Emsmündung (Nordsee). - Geol. Jb. A9 : 3-20.
- TAVERNIER, R., 1938: De geologische ontwikkeling van de Vlaamse Kust. - Wetenschap in Vlaanderen 4, 1 en 2 : 19 p., Langemark.

- TAVERNIER, R., 1943: De Kwartaire Afzettingen van België. - Nat. Wet. Tijdschr. 25 : 121-137.
- TAVERNIER, R., 1946: L'évolution du Bas Escaut au Pleistocène supérieur. - Bull. Soc. belge Géol. 55 : 106-125.
- TAVERNIER, R., 1947: L'évolution de la plaine maritime belge. - Bull. Soc. belge Géol. 56 : 332-343.
- TAVERNIER, R., 1948 a): Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. - Bull. Soc. belge Géol. 57 : 609-641.
- TAVERNIER, R., 1948 b): De jongste geologische geschiedenis der Vlaamse Kustvlakte. - Handelingen der Maatsch. voor geschiedenis en Oudheidkunde te Gent, N.R. 3, 2 : 107-115.
- TAVERNIER, R., 1949: La sédimentation marine dans la plaine maritime belge depuis la période Atlantique. - Sédimentation et Quaternaire, France, 1949 : 125-126.
- TAVERNIER, R., 1951: Présentation de la planchette de Lampernisse 51 W de la Carte des sols de la Belgique. - Pédologie 1 : 58-59.
- TAVERNIER, R., 1954: Le Quaternaire ; Le système Holocène. - In : FOURMARIER, P. (edit.) : Prodrôme d'une description géologique de la Belgique : 577-586, Liège.
- TAVERNIER, R., 1956: La Génèse de la Côte Flamande. - Bull. Soc. Roy. Géographie d'Anvers 68 : 175.
- TAVERNIER, R., & AMERYCKX, J., 1958: West-Vlaanderen. Geologie en Bodem. - West-Vlaanderen : 5-7, Brussel.
- TAVERNIER, R., & AMERYCKX, J., met medewerking van SNACKEN, F. & FARASYN, D., 1970 : Kust, Duinen, Polders. - Atlas van België, Blad 17 : 32 p., Brussel.
- TAVERNIER, R. & de HEINZELIN, J., 1962: De Cardium-lagen van West-Vlaanderen. - Nat. Wet. Tijdschr. 44 : 49-58.
- TAVERNIER, R. & MOORMAN, F., 1954: Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène. - Geologie en Mijnbouw 16 : 201-206.
- TERWINDT, J.H.J., 1971: Litho-facies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. - Geologie en Mijnbouw 50 : 515-526.
- THOEN, H., 1978: De Belgische kustvlakte in de Romeinse Tijd. - Verh. Kon. Acad. 40, 88 : 225 p.
- T'JONCK, G., 1949: De bodemkartering van het Pleistoceen gebied van Veurne-Ambacht. - Nat. Wet. Tijdschr. 31 : 101-103.
- T'JONCK, G. & MOORMANN, F.R., 1962: Verklarende tekst bij het kaartblad Veurne 50 E. - Bodemkaart van België : 100 p.
- TOOLEY, M.J., 1974: Sea-level changes during the last 9000 years in North-West England. - The geographical journal 140, 1 : 18-42.

- VAN DE PLASSCHE, O., 1977: Sea level changes during the last deglacial hemicycle (ca 15.000 y). A manual for sample collection and evaluation of sea level data (draft, unfinished). - I.G.C.P. project N° 61, Inst. f. Earth Sciences, Free Univ. Amsterdam : 55 p.
- VAN DER HEIDE, S. & ZAGWIJN, W.H., 1967: Stratigraphical nomenclature of the Quaternary deposits in the Netherlands. - Med. Geol. Sticht., N.S. 18 : 23-28.
- VANHOORNE, R., 1962: Het interglaciale veen te Lo. - Nat. Wet. Tijdschr. 44 : 58-64.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1950: Environment of formation and facies of the Wadden Sea sediments. - Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genodsch., Waddensymposium : 94-108.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1951: Texture and genesis of Dutch Wadden Sea sediments. - Proc. 3. Intern. Congr. Sedimentology, Netherlands : 225-244.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1954: Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. - Leidse geol. Meded. 19 : 1-110.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., 1957: The Holocene deposits. - In : The excavation at Velsen. - Verh. Kon. geol. - mijnbouw. genootsch., geol. ser. 17 : 158-183.
- VEENENBOS, J.S., 1950: De bodemgesteldheid van het gebied tussen Lemmer en Blokzijl in het randgebied van de Noordoost Polder. - Stichting voor Bodemkartering : 162 p.
- VEENENBOS, J.S. & VAN SCHUYLENBORGH, J., 1951: Het knip- of knikverschijnsel van kleigronden. - Boor en Spade 4 : 24-39.
- VERGER, F., 1968: Marais et wadden du littoral français. - Biscaye Frères : 541 p., Bordeaux.
- VERHULST, A., 1959: Historische geografie van de Vlaamse kustvlakte tot 1200. - Bijdragen tot de geschiedenis der Nederlanden 14 : 27 p., 's Gravenhage.
- VERHULST, A., 1964: Het landschap in Vlaanderen. - Uitg. Willemsfonds nr. 202 : 128 p., Antwerpen.
- VISSCHER, J., 1949: Veenvorming. - Noorduyn's Wetensch. reeks 33 : 115 p.
- WATERSCHOOT, M.A., 1944: Die IJden der flämischen Küste. - Geologie der Meere und Binnengewässer 7, 1 : 75-86.
- WIERMANN, R., 1962: Botanisch - noorkundliche Untersuchungen in Nordfriesland. - Meyniana 12 : 97-146.
- WRIGHT, H.E., 1976: The Dynamic Nature of Holocene Vegetation. - Quaternary Research 6, 4 : 581-597.
- ZAGWIJN, W.H., 1974: The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. - Geologie en Mijnbouw 53, 6 : 369-385.
- ZAGWIJN, W. & VAN STAALDUINEN, C. (redactie), 1975: Toelichting bij geologische overzichtkaarten van Nederland. - Rijks Geologische Dienst, Haarlem : 134 p.

SAMENVATTING

Het proefschrift is opgebouwd uit twee delen. In de eerste plaats was het de bedoeling om een stratigrafie en kaartlegende op te stellen voor de Holocene mariene sedimenten. Daarop aansluitend werd de geologische ontwikkeling van de westelijke kustvlakte gedurende het Holoceen onderzocht.

Bij het opstellen van een stratigrafie en legende voor de Holocene geologische kaart, werd de problematiek omtrent de betekenis van de namen "Calais" en "Dunkerque" in het licht gesteld. Deze namen liggen immers aan de basis van de meest gebruikelijke stratigrafische klassifikaties in de zuidelijke Noordzeelanden. De inhoud en stratigrafische betekenis van de namen "Calais" en "Dunkerque" zijn echter door de tijd heen aan talrijke veranderingen onderhevig geweest.

Daarom werd een analyse gemaakt van de litteratuur van Nederland, N. Duitsland, België en N. Frankrijk. Daaruit is gebleken dat het in feite steeds de bedoeling was om "Calais" en "Dunkerque" als lithostratigrafische eenheden te gebruiken, maar de onderverdeling en korrelatie van de Holocene sedimenten werd doorgaans doorgevoerd op basis van de chronologie. Daarenboven werden "Calais" en "Dunkerque" steeds meer vereenzelvigd met transgressies.

In dit verband werd er in deze studie ook de nadruk gelegd op het feit dat de gelijkschakeling van de opeenvolging veen/klastische sedimenten als opeenvolging regressie/transgressie niet mag veralgemeend worden voor de gehele kustvlakte.

Met het doel een detailstratigrafie en een kaartlegende op te stellen, werd de waarde als karteerbare eenheid van de litho- en chronostratigrafie, alsmede van de transgressies nader onderzocht.

Als beginprincipe werd er vanuit gegaan dat de karteerbare eenheden duidelijk herkenbaar moeten zijn in het veld, representatief zijn voor het gehele gebied en bovendien zoveel mogelijk informatie geven betreffende de lithologie en genese van de kustvlakte.

Uit dit onderzoek is gebleken dat de lithologie van een kustvlakte te veel gedifferentieerd is om betekenisvolle eenheden te kunnen onderscheiden die geldig zijn voor het gebied in zijn geheel.

De opeenvolging van veen en klastische sedimenten leent zich op het eerste zicht goed voor het opstellen van een chronostratigrafie, maar de dateringen zijn echter zeer plaatsgebonden en het blijft steeds problematisch om verschillende veenniveaus uit boringen (die in feite geïsoleerde punten zijn) chronostratigrafisch te gaan korreleren. Daarenboven is een chronologie in het veld niet waarneembaar.

Het gebruik van transgressies als karteerbare eenheid is ook een zeer onnauwkeurige werkwijze. De uiting van een transgressie is zeer plaats- en tijdsgebonden. Daarenboven geeft de transgressie onvoldoende informatie betreffende de lithologie van het gebied.

Bijgevolg werd er besloten om in deze studie de gebruikelijke stratigrafieën, en de traditionele 3-delige indeling (Calais, Holland veen, Dunkerque) niet aan te wenden, noch als onderverdeling van de sedimenten, noch als karteerbare eenheden.

De voorkeur werd gegeven aan een in N. Duitsland recent ontworpen lithologische klassifikatie, waarbij sedimentaire afzettingssmilieus als karteerbare eenheden zullen gebruikt worden.

Als toelichting en om verkeerdelijke interpretaties omtrent de terminologie te vermijden, werd een korte beschrijving gegeven van de sedimentaire afzettingssmilieus, m.n. de lagune, het wad en de getijdegeul.

De eigenlijke studie van de geologische ontwikkeling van de kustvlakte gedurende het Holoceen wordt ingeleid door een algemeen hoofdstuk waarin de verzameling en de verwerking van de gegevens nader toegelicht werden.

In een litteratuuranalyse over de Belgische kustvlakte, meer bepaald over het westelijk deel, werden de

meest gebruikelijke stratigrafische eenheden besproken, m.n. het basisveen, de afzetting van Calais, het oppervlakte veen en de afzetting van Dunkerque.

Over de aanwezigheid van het basisveen is er weinig gekend. Er werd steeds vanuit gegaan dat het veen op een grote diepte moest voorkomen. De afzetting van Calais werd meestal beschouwd als één pakket zand, afgezet gedurende één enkele transgressie. Het oppervlakte veen werd vereenzelvigd met een regressie, waaraan een einde kwam door de "Duinkerke II transgressie" daterend van de 4e eeuw A.D.. De afzetting van Dunkerque heeft steeds de meeste belangstelling gekregen. De afzetting werd onderverdeeld in transgressies, waarvan de dateringen gebaseerd zijn op archeologische en historische gegevens.

Een belangrijk punt dat steeds terugkomt in de literatuur is het fenomeen van de "landschapsvormende processen" die actief waren gedurende de "Duinkerke II-transgressie", waardoor "het veen werd weggeslagen" en een reliëfsinversie tot stand kwam.

Omdat de Holocene ontwikkeling in sterke mate afhankelijk is van de morfologie van de pre-Holocene sedimenten, en in het bijzonder van de Pleistocene ondergrond, werd een korte studie gewijd aan het Tertiair substraat en de Pleistocene ondergrond.

Het Tertiair substraat wordt gevormd door de "Klei van Ieper". De isohypsen van de top verlopen in het algemeen evenwijdig aan de kustlijn. Er komt echter een vrij belangrijke en diepe N-S gerichte insnijding voor in de IJzergolf.

Het reliëf van de Pleistocene ondergrond komt in grote lijnen overeen met dat van het Tertiair substraat. Het vertoont eveneens de belangrijke zuidelijk gerichte depressie. Daarnaast is het tevens gekenmerkt door enkele belangrijke dalen (in de Handzame vallei en in de omgeving van Bulskamp) en door een plateau-achtig karakter in de omgeving van Lo en Eggewaartskapelle.

De stratigrafie van de Pleistocene sedimenten is niet uniform over de gehele westelijke kustvlakte. De dekzanden van Weichselien ouderdom komen voor in het noordoostelijk deel van het studiegebied, de "Izenberge Crag Member" van Holsteinien ouderdom is beperkt tot het noorden en het oosten van het Izenberge Plateau, de blauwgrijze kleiige leem, eveneens van Holsteinien ouderdom, wordt aangetroffen in het zuidoostelijk deel van de IJzergolf; in het noordoostelijk deel van het studiegebied, meer bepaald te Slijpe, werden op één enkele plaats sedimenten van Eemien ouderdom gevonden.

De Holocene sedimenten van de kustvlakte werden ondergebracht in de "Formatie van Vlaanderen".

De sedimenten werden vervolgens onderverdeeld volgens de lithologische klassifikatie, waarin de volgende eenheden onderscheiden werden: organische basissequentie, klastische sequentie, onder klastische sequentie, opgesplitste sequentie, boven klastische sequentie en de organische sequentie.

De organische basissequentie is wel degelijk aanwezig in de westelijke kustvlakte. De ontstaanswijze en de ontwikkeling ervan is sterk afhankelijk van het reliëf van de Pleistocene ondergrond.

De oudste datering van het basisveen (7155 j.B.P.) is afkomstig van het niveau -7m, maar het staat vast dat het basisveen ook nog dieper voorkomt; van deze diepere niveaus zijn echter nog geen dateringen gekend.

De klastische sequentie is de sequentie bij uitstek die de direkte mariene invloed aantoonst.

De meest belangrijke facies die erin onderscheiden werden, zijn: het brakwad, het geulen, het wad en het zandwad facies.

Het brakwad facies is aanwezig in een belangrijke zone nabij het dagzomend Pleistoceen en daar waar het Pleistoceen oppervlak op een tamelijk hoog niveau voorkomt, zoals op het kaartblad Lo.

Het geulen facies werd aangetroffen in het centrum van de IJzergolf, ten westen van de IJzer, in de omgeving van Avekapelle - Veurne (Avekapelle geul) en in een N-S ge-

richte geul in de omgeving van Bulskamp. In het oostelijk deel van het studiegebied komt er een geul voor ter hoogte van Mannekensvere - Spermalie (Spermaliegeul). Deze getijdegeulen hebben heel waarschijnlijk bestaande, pre-Holocene depressies ingenomen.

Het wad en zandwad facies kent een belangrijke verspreiding ten W van Veurne, waar het tot dicht tegen het dagzomend Pleistoceen voorkomt, en ten E en SE van Nieuwpoort, alsmede in de onmiddellijke nabijheid van de getijdegeulen die het wadmilieu meer landwaarts brengen.

In de onder klastische sequentie werden de volgende facies onderscheiden: het lagunair, het wad en het zandwad facies. Er is doorgaans een graduele overgang te zien, van zee in landwaartse richting, van uitsluitend het zandwad facies naar een lagunair facies, via het wad facies en de afwisseling wad/lagunair facies.

Op het kaartblad Nieuwpoort komt deze graduele overgang tevens duidelijk tot uiting van west naar oost. Het kaartblad Veurne daarentegen, is gekenmerkt door een beperkte aanwezigheid van het lagunair facies in een smalle zone nabij het dagzomend Pleistoceen, daar het wad en zandwad facies overheersen op het grootste gedeelte van de kaart.

De opgesplitste sequentie bevat het lagunair, het wad en het zandwad facies, alsmede het veen.

Er werd speciaal aandacht besteed aan het aantal veenlagen die voorkomen, omdat in de Belgische literatuur doorgaans werd aangenomen dat er maar één enkele veenlaag (het oppervlakte veen) aanwezig is. Daarom werd een onderscheid gemaakt in enerzijds de diepere veenlagen en anderzijds de bovenste veenlaag.

Landwaarts komt meestal maar één enkele veenlaag voor, maar naarmate de Pleistocene ondergrond dieper komt te liggen, wordt de veenlaag opgesplitst en de qhA bestaat dan uit een afwisseling van het lagunair facies met veen, wat aan zeezijde overgaat in een afwisseling van het wad facies en het lagunair facies met veen. Ook in de onmid-

dellijke nabijheid van de getijdegeulen is de qhA opgebouwd uit slechts één enkele veenlaag.

In het gebied ten SW van Nieuwpoort en het grootste gedeelte van het kaartblad Veurne, bestaat de qhA ook maar uit één veenlaag, wat niet te wijten is aan een hogere ligging van de Pleistocene ondergrond, maar aan een te sterke mariene invloed, waardoor de diepere veenlagen niet tot ontwikkeling konden komen.

In de qhA komen 2 belangrijke veenlagen voor met een min of meer vaste regelmaat.

De eerste betekenisvolle veenlaag, bestaande uit rietveen, wordt over het grootste gedeelte van de vlakte (behalve ten W van Veurne) aangetroffen en komt voor rond het niveau -2.5 m. De dateringen van de basis ervan liggen tussen 6300 en 5600 j.B.P..

De tweede betekenisvolle veenlaag, de bovenste veenlaag of het oppervlakte veen, is veruit de belangrijkste van de gehele kustvlakte, omdat ze een zeer grote laterale verspreiding kent en tevens een aanzienlijke dikte heeft. De veenlaag bevindt zich doorgaans rond het niveau 0 m. In zeewaartse richting ligt de veenlaag weliswaar op een iets hoger niveau en is ze meestal ook dunner, omdat ze pas later tot stand is kunnen komen.

De bovenste veenlaag is niet als één enkel pakket te beschouwen, want er kan een afwisseling van 2 droge en 3 vochtige fasen in onderscheiden worden. Plaatselijk (tussen Oostduinkerke en Booitshoeke) is één van de vochtige fasen zelfs vervangen door een intercalatie van klastische sedimenten. Deze intercalatie is gedateerd op 4150 tot 3600 j.B.P..

De basis van de bovenste veenlaag is gesitueerd rond 4800 - 4500 j.B.P., de top rond 3300 - 3000 j.B.P., alhoewel op enkele plaatsen, meer bepaald rond Lampernisse, de veengroei tot 2300 - 2000 j.B.P. duurde.

De boven klastische sequentie komt nagenoeg over de gehele kustvlakte voor en bestaat uit het brakwad, het wad en het lagunair facies. Het lagunair facies dat rechtstreeks op het veen ligt, wordt aangetroffen in het onderste gedeelte van de qhKO en komt alleen niet voor op het kaartblad Veurne.

Het bovenste gedeelte van de qhKO, en tevens het jongste pakket sedimenten van de gehele Holocene opvullingssequentie, bestaat uit het wad en het brakwad facies en is als een homogeen pakket te beschouwen, zonder begroeiingshorizonten of vegetatieniveaus.

De verschillende sequenties werden chronologisch vastgelegd op basis van 14-C dateringen van de veenlagen. De qhA werd naar onder vastgelegd op 6300 - 5600 j.B.P. en naar boven op 3300 tot 2100 j.B.P..

Op basis van de chronostratigrafie werden 6 belangrijke ontwikkelingsstadia onderscheiden in de evolutie van de kustvlakte.

1. In de periode rond 7000 j.B.P. drong de zee het land binnen en reikte tot ongeveer -7 m. In de laagst gelegen delen van het Pleistoceen gebied, meer bepaald in het uiterste westen van het studiegebied en ten S van Nieuwpoort tot ongeveer ten N van Lampernisse, kwam een overheersend wad en zandwad milieu tot stand.
2. In de periode tussen 7000 - 6500 j.B.P. kwam de zee verder het land binnen (tot ongeveer -5 m) via de bestaande pre-Holocene dalen, waar zich getijdegeulen hebben ontwikkeld. Aan de grens met het Pleistoceen gebied ontwikkelden zich lagunes evenals op enkele voormalige wad en zandwad gebieden zoals ten S van Nieuwpoort en ten SW van Veurne. In het uiterste W van het studiegebied bleef het wad en zandwad milieu zich handhaven tengevolge een relatief steile helling van de Pleistocene ondergrond, waardoor er zich geen kalme en brede sedimentatiezone kon ontwikkelen.
3. De periode tussen 6300 en 5600 j.B.P. was gekenmerkt door een zekere evenwichtstoestand, waarbij de sedimentatie-

zone uitgebreider werd (tot ongeveer -2.5 à -3 m) en de direkte mariene invloed niet meer zo ver landwaarts geraakte. Door het opslibben van de lagunes kwam aanvankelijk in het landwaarts gedeelte een veengroei tot stand die zich kon ontwikkelen tot een uitgebreid kustveenmoeras.

In de zeewaartse streken en in het uiterste westen van het studiegebied bleef het wad en het zandwad milieu zich handhaven. Ook in de getijdegeulen en in het gebied in de onmiddellijke nabijheid ervan, kwam geen kustveenmoeras tot ontwikkeling.

4. In de periode tussen 5600 en 4800 j.B.P. reikte de mariene invloed tot -2m à -1.5m. De getijdegeulen drongen steeds verder het land binnen, waarbij de belangrijke veengroei tot een einde kwam en vervangen werd door ondiepe lagunes.

In deze periode is lokaal wel nog veengroei opgetreden, maar deze had niet die belangrijke uitbreiding als het eerste kustveenmoeras.

5. In de periode tussen 4800 en 3300 j.B.P. vertoonde de kustvlakte een heel ander beeld.

Vanaf 4800 j.B.P. is opnieuw een veengroei tot ontwikkeling gekomen die, voornamelijk landwaarts, over het Pleistoceen oppervlak, een zeer grote uitbreiding kende, zoals in de IJzegolf, de Handzame vallei en het gebied ten N van Leke. De mariene invloed zelf reikte echter nog zo ver niet.

Deze periode was gekenmerkt door een positieve zeespiegelrijzing, waardoor op de kustvlakte, beschermd van de open zee door een duinengordel, gedurende ongeveer 2000 jaar, een nagenoeg ononderbroken laagveen accumulatie van 2 à 3 m tot stand kon komen. Slechts het bovenste deel van het veen bestaat uit een hoogveenvegetatie, maar dit evolueerde nooit tot een gebombeerd hoogveen.

Lokaal is de veengroei tijdelijk onderbroken geworden in de periode van ongeveer 4150 tot 3600 j.B.P..

In het uiterste westen van het studiegebied, waar tegenwoordig De Moeren liggen, was een uitgebreid wad en zandwad milieu aanwezig dat tamelijk ver landwaarts reikte. In dit gebied is er nooit veen tot stand gekomen. Het gebied stond heel waarschijnlijk in rechtstreekse verbinding met de open zee in W tot NW richting. Deze verbinding werd op het einde van deze periode afgesloten door de ontwikkeling van een belangrijke duinengordel (binnenduinen van Gijvelde - Adinkerke).

De landwaartse grens van de kustvlakte was op het einde van deze periode niet meer zo ver afgelegen van de huidige grens. Alleen een belangrijk gebied rond Lo en het uiterste zuiden van de vlakte waren nog niet ingenomen door het mariene sedimentatiegebied.

6. In de periode na 3300 heerste er in de vlakte opnieuw een overwegend brak en marien milieu.

Door een te plotse hoge grondwaterstand, de toevoer van minerogeen materiaal, de invloed van eutroof en/of brak water en waarschijnlijk ook door een verhoogde neerslag, kwam de mosvegetatie algemeen tot een einde rond 3300 - 3000 j.B.P. en werd het kustveenmoeras vervangen door het lagunair milieu. Het kustveenmoeras werd dus niet rechtstreeks door de zee overstroomd, behalve in het gebied rond Veurne.

Aan het lagunair milieu kwam een einde door een nieuwe belangrijke invasie van de zee, waarschijnlijk rond 2000 j. B.P.. Deze invasie was verantwoordelijk voor het tot stand komen van een zeer groot sedimentatiegebied dat reikte tot ongeveer +3m en thans overeenkomt met de huidige kustvlakte. Het is daarom niet uitgesloten dat in deze periode de zeespiegelstand iets hoger lag dan tegenwoordig.

In de periode rond 2000 j.B.P. is de huidige loop van de rivier, de IJzer, althans het gedeelte tussen Diksmuide en Mannekensvere, tot stand gekomen. De Avekapelle geul daarentegen was niet meer actief.

Vanaf 2000 j.B.P. kwam de zee veel meer uit een N-NW richting. Daardoor was het uiterste westen van het gebied veel minder onderhevig aan mariene invloed, waardoor de aanvoer van sediment er sterk verminderde. Het wad en zandwad gebied dat er steeds meer afgesloten werd van de zee door de ontwikkeling van de duinengordel, geraakte daardoor niet meer opgeslibd en bleef een laag liggend gebied zonder afwateringsmogelijkheden, wat resulteerde in het tot stand komen van een belangrijke waterplas die, na talrijke pogingen van drooglegging, het ontstaan van De Moeren tot gevolg had.

Bijlage 1: boorbeschrijving van boring nr. 362

<u>NR</u>	<u>KAARTBLAD</u>	<u>DATUM</u>	<u>OPGENOMEN DOOR :</u>			
362	Nieuwpoort <u>LOKALISATIE :</u> Groot Tempelhof, Spermalie	1 september 1977	C.Baeteman			
<u>diepte</u>	<u>kleur</u>	<u>textuur</u>	<u>CaCO₃</u>	<u>grens</u>	<u>diversen</u>	<u>schets</u>
0.00-0.29	donkerbruine bruine vlek- ken	klei	+	gradueel	vegetatie aan top schelpfragm. op 1.35 plana op 0.95 vegetatiestippeltjes	en Scrobicularia rond 0.60
0.29-1.60	grijze gele vlekken vanaf 0.60 bruingele vlekken aan de basis	silteuze klei vanaf 1.40: enkele zeer dunnen fijn zandige laagjes, onregelmatig gelaagd met een hogere concentratie aan kleine- re venige stippels in de klei	+			
1.60-3.00	grijze	plastische klei aan top enkele dunne fijn zandige laagjes, onregelmatig gelaagd talrijke venige stip- peltjes geconcentreerd in horizontale laagjes	+	onregel- matig	2.18: bivalve (Scrobicularia plana) 2.45: " " en enkele fragmenten	
3.00-3.90	grijze	plastische klei talrijke dunne horizon- taal gelaagde blekere zandlaagjes (fijn zand)	+		3.36-3.40: zandige zone vermengd met kleibrokjes waarin schelpen en talrijke gebroken schelpfragm. (Cardium edule, Scrobicularia plana, Macoma baltica)	

Opmerkingen :

Interpretatie :

<u>NR</u>	<u>KAARTBLAD</u>	<u>DATUM</u>	<u>OPGENOMEN DOOR :</u>			
362	Nieuwpoort <u>LOKALISATIE</u> : Groot Tempelhof, Spermalie	1 september 1977				
<u>diepte</u>	<u>kleur</u>	<u>textuur</u>	<u>CaCO₃</u>	<u>grens</u>	<u>diversen</u>	<u>schets</u>
3.90-4.13	grijs	fijn zand met dunne horizontaal gelaagde donkere kleilaagjes 4.05-4.10: afwisseling van grijze kleilaagjes met dunne zandlaagjes, fijn weinig materiaal in de klei en fijn schelpgruis in het zand	+		3.48: concentratie van vele kleine venige stippels, horizontaal gelaagd 3.55 zones van gerolde kleibrokjes met 3.62 enkele veenbrokjes in 3.65 3.75-3.80: zandige zone met gerolde kleibrokken en veel schelpen en -fragmenten vanaf 3.82: talrijke venige brokjes in de klei 3.93: schelpfragmenten 4.00: zone met talrijke kleine Cardium edule en fragmenten	
4.13-4.20	grijze	mengeling van kleibrokken, zandlaagjes en vele schelpfragmenten		scherp erosief	vele kleine (tot 1 cm) Cardium edule, waaronder bivalve en vele fragmenten van Scrobicularia plana	

Opmerkingen :

Interpretatie :

<u>NR</u>	<u>KAARTBLAD</u>	<u>DATUM</u>	<u>OPGENOMEN DOOR :</u>			
362	Nieuwpoort <u>LOKALISATIE</u> : Groot Tempelhof Spermalie	1 september 1977				
<u>diepte</u>	<u>kleur</u>	<u>textuur</u>	<u>CaCO₃</u>	<u>grens</u>	<u>diversen</u>	<u>schets</u>
4.20-4.48	grijze	klei met ⁺ horizontaal gelaagd gerolde kleibrok- ken en enkele zandlaag- jes iets zandiger aan basis	+		4.35: veenbrok en enkele kleine schelpfrag- menten, sommige ook horizont. gelaagd aan basis hogere concentratie van schel- pen en -fragmenten	
4.48-4.63	grijze	plastische klei	+	scherp, horizon- taal	horizontaal gelaagd fijne venige restjes Cardium edule schelp	
4.63-4.70	grijze	afwisseling van klei en venige laagjes met zand- laagjes, scheef dun ge- laagd	+	scheef	mosselfragment	
4.70-4.77	bleekgrijs	fijn zand met veel klei- laagjes (3mm) en lenzen van kleiig zand	+	scheef, scherp	venig gelaagde lensjes (0.2cm) zeer fijn schelpgruis kleine Cardium edule aan de basis	
4.77-4.82	grijze	plastische klei met en- kele kleine gerolde kleibrokjes	+	scherp, scheef scheef, scherp	regelmatig fijn scheef gelaagd venig materiaal (scheef gelaagd)	

Opmerkingen :

Interpretatie :

<u>NR</u>	<u>KAARTBLAD</u>	<u>DATUM</u>	<u>OPGENOMEN DOOR :</u>			
362	Nieuwpoort <u>LOKALISATIE</u> : Groot Tempelhof, Spermalie	1 september 1977				
<u>diepte</u>	<u>kleur</u>	<u>textuur</u>	<u>CaCO₃</u>	<u>grens</u>	<u>diversen</u>	<u>schets</u>
4.82-4.90	bleekgrijs	fijn zand met talrijke kriskras gelaagde klei- lenzen en kleibrokken	+		4.88: iets weinig materiaal, gelaagd	
4.90-5.04	grijze	klei met enkele zeer dunne zandlensjes	+	gradueel	enkele kleine schelpfragmenten	
		zand verminderd naar de basis toe		gradueel	weinig weinig materiaal, gelaagd in onder- ste 4 cm	
5.04-5.14	zwartbruine	venige gyttja veel riet	-	gradueel	zeer kompakt	
5.14-5.72	grijze	afwisseling van zeer fijn zand met klei, horizontaal gelaagd	- vanaf 5.20 +	gradueel	schelpfragment aan top (Cardium edule)	
		5.14-5.23: overheersend klei			aan top: humeus	
		5.23-5.30: overheersend zand			doorgegroeide wortels tot 5.28	
		vanaf 5.30: regelmatige afwisseling			5.55: humeus in kleiigere zone rond vegetatie	
5.72-5.95	grijs	zeer fijn zand met en- kele scheve kleilenzen	++	gradueel gradueel	5.41- 5.48: diffeuze bioturbatie	
					kriskras gelaagdheid	

Opmerkingen :

Interpretatie :

NR	KAARTBLAD	Nieuwpoort	DATUM		OPGENOMEN DOOR :	
362	LOKALISATIE	Groot Tempelhof, Spermalie	1 september 1977			
diepte	kleur	textuur	CaCO ₃	grens	diversen	schets
5.95-7.50	grijs	zeer fijn zand (silt) sporadisch enkele dunne kleilenzen met humeus materiaal vanaf 6.20: duidelijke gelaagdheid, afwisselend met meer kleilaagjes 6.65-6.80: onduidelijke structuur, geen kleilensjes 6.80-6.88 zones met 7.10-7.15 scheve klei- 7.33-7.35 lenzen	++		diffeuze horizontale gelaagdheid met donkere lenzen 5.98-6.03: enkele doorgegroeide fijne wortels vanaf 6.35: humeus materiaal geconcentreerd in laagjes kleibrokjes en fijn schelpgruis	
7.50-7.67	grijs	fijn zand	+		schelpgruis en kleine schelpfragmenten gelaagd 7.57-7.67: zone met gelaagd weinig materiaal; grote veenbrok aan basis	
7.67-8.32	grijs	afwisseling van fijn zand met fijne kleilaagjes, horizontaal gelaagd	+	scheef	schelpgruis en soms humeus materiaal in de klei	

Opmerkingen :

Interpretatie :

<u>NR</u>	<u>KAARTBLAD</u>	<u>Nieuwpoort</u>	<u>DATUM</u>	<u>OPGENOMEN DOOR :</u>		
362	<u>LOKALISATIE</u> :	Groot Tempelhof, Spermalie	1 september 1977			
<u>diepte</u>	<u>kleur</u>	<u>textuur</u>	<u>CaCO₃</u>	<u>grens</u>	<u>diversen</u>	<u>schets</u>
8.32-8.48	grijze	klei, subhorizontaal gelaagd met enkele dunne zandlaagjes	+		venig materiaal aan top veel schelpgruis en enkele kleine schel- pen in de klei veel gelaagde kleibrokjes naar de basis	
8.48-8.75	grijs	fijn zand kleiiger lenzen	+	scherp	diffeus horizontaal gelaagd humeus en venig materiaal in de klei	
8.75-8.87	donkergrijze	klei 8.79-8.82: venig zand 8.82-8.84: zand 8.84-8.86: venig zand aan basis: zand vermengd in de klei	- - + -	scherp	met talrijke venige restjes	
8.87-9.40	bleekgrijs	half fijn zand aan basis: lemige klei- ige laagjes	++	diffeus	weinig schelpgruis diffeus horizontaal gelaagd met donkere kleiigere zones weinig schelpgruis basis: Cardium edule en andere schelpfragm.	
9.40-10.55	grijze	iets fijn zandige leem, homogeen vanaf 9.80: enkele dun- nekleiigere laagjes en	++		9.45: Cardium edule fragment en veel fijn schelpgruis 9.50: onregelmatige humeuze zone	

Opmerkingen :

Interpretatie :

NR 362	KAARTBLAD Nieuwpoort <u>LOKALISATIE</u> : Groot Tempelhof, Spermalie	DATUM 1 september 1977	OPGENOMEN DOOR :			
<u>diepte</u>	<u>kleur</u>	<u>textuur</u>	<u>CaCO₃</u>	<u>grens</u>	<u>diversen</u>	<u>schets</u>
10.55-10.72	bruingrijs	grotere zandlagen (on- regelmatige structuur) vanaf 10.12: fijn zan- dige leem, homogeen vanaf 10.30: met zand- laagjes, gelaagd sterk kleiige leem, humeus, horizontaal ge- laagd met afwisselend meer kleiige en meer humeuze lagen	++	zeer gradueel scheef scherp	9.95-10.00: donkere humeuze zone met enkele venige stippels bioturbatie weinig fijn schelpgruis weinig broos schelpgruis	
10.72-10.83	donkergrijze	kleiige leem, homogeen zandlens aan top	++	gradueel	sporadisch zeer kleine vegetatierestjes	
10.83-11.25	grijze	afwisseling van hori- zontaal gelaagde klei- ige en zandige leem- laagjes	++	gradueel	enkele bioturbaties enkele kleinige venige restjes	
11.25-12.45	grijs	fijn zand met lemige kleilaagjes, duidelij- ke gelaagdheid, soms	++	gradueel	sporadisch weinig humeus materiaal in de klei talrijk schelpgruis,	meestal gelaagd met

Opmerkingen :Interpretatie :

NR	KAARTBLAD	Nieuwpoort	DATUM		OPGENOMEN DOOR :	
362	LOKALISATIE :	Groot Tempelhof, Spermalie	1 september 1977			
diepte	kleur	textuur	CaCO ₃	grens	diversen	schets
12.45-12.62	bleekgrijs	kriskras gelaagdheid half fijn zand, homogeen, geen structuur	+	scherp	sporadisch enkele kleine gerolde keitjes 11.80: bioturbatie fijn schelpgruis	
12.62-13.35	grijsblauwe	iets kleiige leem aan top: diffeus horizontaal gelaagd met enkele dunne zandlaagjes en weinig materiaal	++	scherp	fijn schelpgruis 13.20: humeuze laag vanaf 13.00: grotere schelpfragmenten 13.27-13.30: grote concentratie van fijn schelpgruis	
13.35-14.45	bleekgrijs	half fijn zand (geen structuur)	++	scherp	basis: humeuze laag hoge concentratie aan schelpfragmenten en grovere korrels aan de top bioturbatie op 13.80 en 14.00	
14.45-15.10	geelgrijs tot grijs	half fijn zand, kleilens aan de top	+		talrijke schelpfragmenten 14.60-14.65: hoge concentratie aan schelpfragmenten en enkele keitjes 15.00: bioturbatie	

Opmerkingen :

Interpretatie :

<u>NR</u>	<u>KAARTBLAD</u>	<u>DATUM</u>	<u>OPGENOMEN DOOR :</u>			
362	Nieuwpoort <u>LOKALISATIE :</u> Groot Tempelhof, Spermalie	1 september 1977				
<u>diepte</u>	<u>kleur</u>	<u>textuur</u>	<u>CaCO₃</u>	<u>grens</u>	<u>diversen</u>	<u>schets</u>
15.10-15.45	grijs	half fijn zand met enkele dunne kleilenzen, horizontaal en scheef gelaagd	+		schelpgruis	
15.45-16.80	grijs	half fijn zand, enkele fijne kleidraden, onregelmatig scheef gelaagd	+		schelpgruis dun keienlaagje op 16.65 16.35-16.40: bioturbatie	
16.80-17.05	grijze	afwisseling van dunne zand- en kleilaagjes, horizontaal gelaagd	++		sporadisch veenbrokjes in de klei sterk geconcentreerd schelpgruis in het zand	
17.05-19.00	grijs	half fijn zand	++		Schelpgruis vanaf 18.40: talrijke schelpfragmenten en enkele kleine keitjes 18.90: stuk stengel	
19.00-24.20	grijs	zand	++		zeer veel schelpfragmenten en -gruis enkele gerolde kleibrokjes vanaf 20.50: talrijke keitjes	
24.20-	grijze	homogene kompakte klei	-	scherp erosief		

Opmerkingen : B.B. 24.50 m

Interpretatie :

