

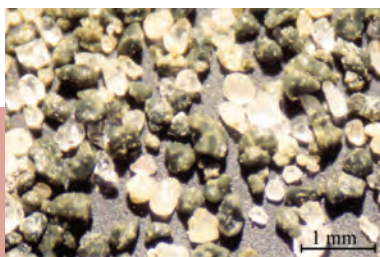
Toelichting
bij de **Quartairgeologische Kaart**



19-20

Kaartblad

VEURNE-ROESELARE



Depotnummer: D/2006/3241/256
Isbn: 90-403-0260-X0
Nur: 905



Kaart en tekst opgemaakt door:

Frieda Bogemans

Vrije Universiteit Brussel

Cecile Baeteman

Belgische Geologische Dienst



Vlaamse overheid
Dienst Natuurlijke Rijkdommen

2006

Voorwoord

Deze uitgave is gebaseerd op het technisch verslag horende bij de Quartairgeologische kaart opgemaakt in 2003. Nieuwe tussentijdse ontwikkelingen zijn niet opgenomen in deze uitgave.

INHOUD

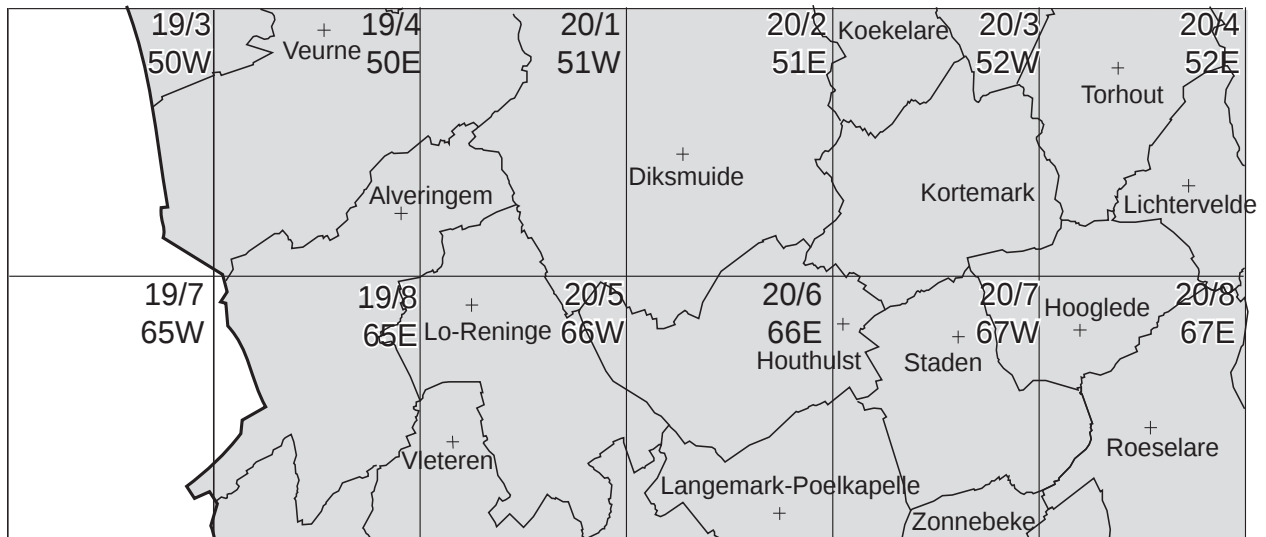
Voorwoord.....	2
1 INLEIDING.....	3
1.1 Algemene inleiding.....	3
1.2 De geomorfologie in het kader van de Quartairkartering	3
2 METHODIEK.....	7
2.1 Inleiding	7
2.2 Kartering op basis van archiefgegevens en beperkte terreinverkenning	7
2.4 Het gebruik van de Quartairgeologische kaarten.....	7
3 GEOLOGISCHE SITUERING.....	9
3.1 Situering van de waarnemingspunten	9
3.2 De morfologie van de top van het Tertiair substraat.....	9
3.3 Basis van de Holocene afzettingen.....	9
3.4 Dikte van de Quartaire afzettingen	9
4 QUARTAIRGEOLOGISCHE KARTEERBARE EENHEDEN.....	11
4.1 De getijdenafzettingen daterend van het Midden-Pleistoceen.....	11
4.2 Mariene afzettingen daterend van het Eemiaan	11
4.3 Estuariene - fluviatiele afzettingen daterend van het Eemiaan	12
4.4 Fluviatiele afzettingen daterend van het Weichseliaan	12
4.3.1 Het IJzerbekken	12
4.3.2 Het Lieibekken	13
4.4 Eolische afzettingen daterend van het Weichseliaan: de Formatie van Gent	14
4.4.1 De homogene eolische afzettingen.....	14
4.4.2 Het alternerend complex	14
4.5 De hellingsafzettingen daterend van het Pleistoceen	14
4.5 De Holocene kustafzettingen.....	15
4.5.1 Het slikwad	15
4.5.2 De schorre	15
4.5.3 Het zandwad	15
4.5.4 De getijdengeul	15
4.5.5 Het organisch materiaal	15
4.5.6 Het basisveen	15
4.5.7 Verlandingsvenen	16
4.5.8 Gytja.....	16
4.6 De Holocene eolische afzettingen.....	16
4.6 De Tardiglaciale en Holocene fluviatiele afzettingen	17
4.7 De Tardiglaciale en Holocene hellingsafzettingen.....	17
4.8 Het ondiep Tertiair substraat.....	18

5 PROFIELTYPENKAART	19
5.1 Inleiding	19
5.2 De profieltypenkaart.....	19
5.3 De legende.....	20
6 DE PROFIELEN.....	23
Profiel I: de Holocene kustvlakte	23
Profiel II: de Handzame.....	24
Profiel III: de IJzervallei.....	24
Profiel IV	25
Profiel V	25
7 QUARTAIRGEOLOGISCHE EVOLUTIE VAN HET KARTERINGSGEBIED	27
8 CARTOGRAFIE.....	31
9 BIBLIOGRAFIE.....	35

1 INLEIDING

1.1 Algemene inleiding

Het karteringsgebied is terug te vinden op de topografische kaart 'Roeselare', kaartbladen 19 en 20 op schaal 1/50 000. Het bevindt zich in de provincie West-Vlaanderen (figuur 1). Het westelijk gedeelte grenst aan Frankrijk.



0 5 km

Fig. 1a en b: Situering van het karteringsgebied

Pedologisch wordt het karteringsgebied ingenomen door de associatie van het poldergebied, de associatie van het lemig-zandgebied, de associatie van het licht zandleemgebied en de associatie van het zandleemgebied (Tavernier en Maréchal, 1959). In de praktijk houdt dit in dat in het karteringsgebied drie arealen worden onderscheiden, met name het poldergebied of de kustvlakte, het zandgebied, ook Dekzandgebied genoemd, dat gesitueerd is in het noordoostelijk deel van het karteringsgebied en het zandleemgebied in het resterende deel. Het laatst vernoemde gebied wordt ook Overgangsgebied genoemd (Paepe en Vanhoorne, 1967).

1.2 De geomorfologie in het kader van de Quartairkartering

Het landschap in het karteringsgebied wordt, met uitzondering van het oostelijk deel, gedomineerd door de kustvlakte. Thans is de kustvlakte een vlak artificieel landschap, een poldergebied, dat door dijken, grachten en sluizen van overstromingen gevrijwaard wordt. De opvulling van de kustvlakte is een continu proces geweest dat gedirigeerd werd door het steeds stijgende zeeniveau tijdens het Holocene (Baeteman, 1999).

Het landschap van de kaartdelen Lampernisse - Diksmuide en Lo-Langemark is gekenmerkt door een zeer typisch micro-relief. Dit is het resultaat van differentiële compactie. De Holocene kustafzettingen zijn sterk onderhevig aan compactie of samendrukking vanwege hun hoog watergehalte. Dit is te wijten aan het feit dat deze afzettingen tot stand kwamen als gevolg van de postglaciale zeespiegelstijging en nooit op natuurlijke wijze ontwaterd werden. Compactie gebeurt door ontwatering van het sediment bij belasting en/of drainage en bemaling. Afhankelijk van het initiële watergehalte in de afzetting is de graad van compactie sterk verschillend. Zo is veen veel sterker onderhevig aan compactie dan klei. Zand echter is relatief weinig samendrukbaar. Dit geeft aanleiding tot differentiële compactie wat nog eens extra in de hand gewerkt wordt door de typische opbouw van de kustvlakte gekenmerkt door sterke faciesverschillen en dit zowel verticaal als lateraal.

Traditioneel wordt dit micro-reliëf in de literatuur omschreven als 'de inversie van het reliëf' en beschouwd als één van de belangrijke landschapsvormende processen (vb. Tavernier en Ameryckx, 1970; Mostaert en De Moor, 1989 en De Moor en Pissart, 1992). Het proces wordt verklaard aan de hand van selectieve sedimentatie waarbij zand wordt

afgezet in de kreek en klei in het omliggende gebied. Na indijking en drooglegging van het gebied grijpt dan een inversie van het reliëf plaats doordat de veenlaag veel sterker inklinkt dan het zand in de kreek dat op het oorspronkelijk niveau blijft liggen. Op die manier vormden zich kreekkruggen (langgerekte hoogten met zandige ondergrond).

Deze verklaring, die door de Bodemkartering eind van de jaren 1940 voorgesteld werd toen sedimentologisch onderzoek van getijdenafzettingen nog in haar kinderschoenen stond, is inmiddels volledig achterhaald (Baeteman, 1981). Het verschil in samendrukbaarheid van de verschillende afzettingen is wel degelijk correct, maar de oorsprong van het micro-reliëf is veel complexer.

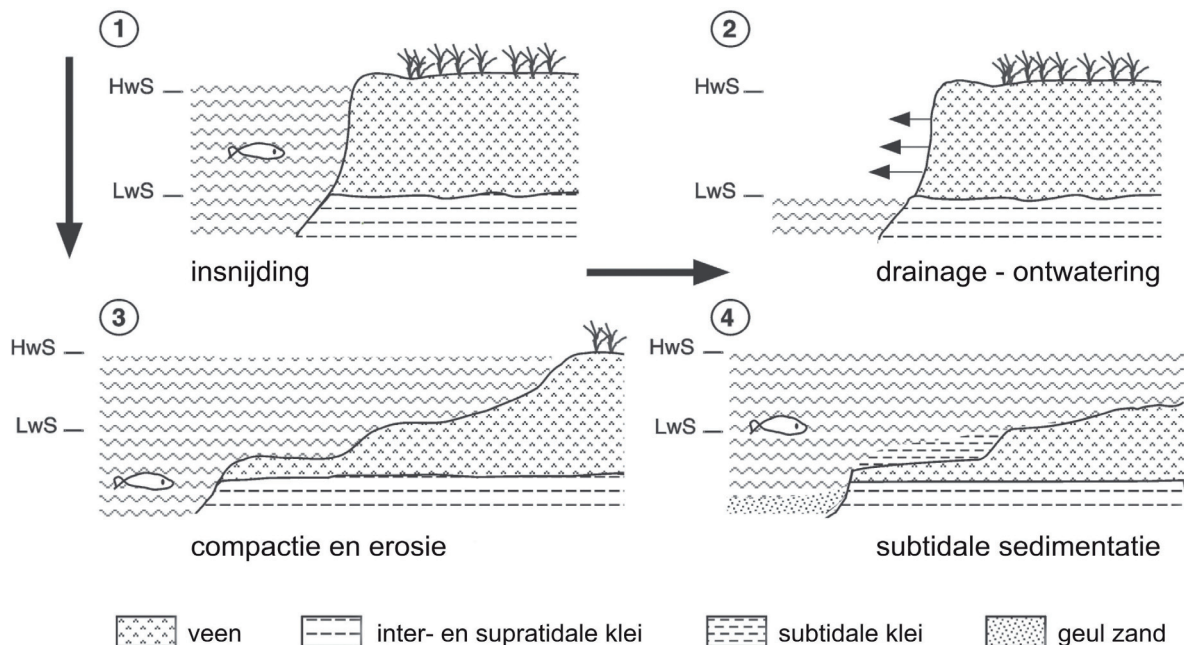


Fig. 2: Schematische voorstelling van ontwatering en compactie van het oppervlakteveen door verticale erosie van Laat-Holocene getijdengeulen.

Het zand werd niet afgezet in kreek (d.i. het drainage systeem van de schorre), maar in getijdengeulen waarbij toen zeker geen selectieve sedimentatie plaats vond (zie verder). Het oppervlakteveen compacteerde niet als gevolg van de indijking maar ingevolge het opnieuw binnendringen van het getij wat gepaard ging met sterke verticale uitschuringen van getijdengeulen (zie hoofdstuk 7). Aan de randen van de geulen werd het veen geërodeerd wat resulteerde in ontwatering van het veengebied met compactie als gevolg (figuur 2). Het indijken en vooral de artificiële drainage die daarbij noodzakelijk is, resulteerden in de compactie van de jong-Holocene klei afzettingen en niet van het veen. De drainage systemen toen waren immers niet zo diep zodanig dat het veen niet boven de grondwatertafel kwam te liggen. De met zand gevulde geulen kwamen toen in reliëf te staan. Latere uitveningen (tijdens de Middeleeuwen en wereldoorlogen) veroorzaakten wel verdere compactie van het veen en ongelijkmatige inklinking van het oppervlak.

Daarenboven zijn het niet alleen de met zand gevulde Laat-Holocene getijdengeulen die tot uiting komen in de morfologie. Ook de diepere Holocene afzettingen zijn onderhevig aan differentiële compactie. Holocene klei- en veenpakketten compacteren op natuurlijke wijze onder hun eigen gewicht, dit in tegenstelling tot zandpakketten. Een voorbeeld daarvan is duidelijk te zien in dwarsprofiel 1 (zie hoofdstuk 6) in boring Oosthoek waar oppervlakteveen aanwezig is, maar waar de ondergrond bestaat uit een dik pakket zand waardoor deze lokatie hoger ligt dan het omliggende gebied. Ook de plaatsen waar de relatief geconsolideerde Pleistocene ondergrond op een hoog niveau ligt en bijgevolg bedekt is met slechts een dun pakket Holocene afzettingen, staan meer in reliëf dan daar waar Holocene afzettingen een grotere dikte hebben.

Het gebied van De Moeren (kaartdeel De Moeren-Veurne) heeft ook een zeer kenmerkende morfologie. Het is een uitgestrekt vlak gebied. Het oppervlak varieert tussen +0,20 m. en +1,20 m. TAW, dit is ongeveer 2,5 m. tot 3,0 m. lager dan de normale situatie in de kustvlakte. Traditioneel wordt de lage topografie in de literatuur verklaard door grootschalige uitvening van het oppervlakteveen. Volgens Moormann (1955) Tavernier en Ameryckx (1970) en De Moor en Pissart (1992) was het oppervlakteveen zo hoog opgegroeid dat er geen latere sedimenten meer konden worden afgezet. Ook deze verklaring is inmiddels volledig achterhaald (Baeteman, 1981, 1985, 2001). Het oppervlakteveen is nooit tot ontwikkeling gekomen in dit gebied en kon bijgevolg niet uitgeveend worden (zie verder). Bij het opnieuw binnendringen van het getij in het Laat-Holocene was ook dit gebied onderhevig aan verticale erosie door getijdengeulen. Het wad bleef echter in een sub- en intertidale positie. Door het afsnijden van sedimenttoevoer kon het

niet opslibben tot een schorre waardoor een met water gevulde depressie tot stand kwam. De (relatief diepe) bemaling bij het droogleggen van het gebied vanaf de eerste helft van de 17^{de} eeuw veroorzaakte compactie van de op sommige plaatsen tot 10 m. dikke klei afzettingen met een aanzienlijke subsidentie tot gevolg. Deze subsidentie is vandaag de dag trouwens nog steeds actief, weliswaar in veel mindere mate.

In de kustvlakte stroomt de IJzer. De paleovallei van de IJzer en het kustgedeelte wordt in de literatuur beschouwd als een onderdeel van de Vlaamse Vallei (Tavernier en De Moor, 1974). De Vlaamse Vallei zelf kan het best omschreven worden als een grote depressie die hoofdzakelijk van fluviatiele oorsprong is en die grotendeels beneden het huidige zeeniveau is uitgeschuurd. De depressie is het breedst ten noorden van Gent, wordt daar ook het kerngebied van de Vlaamse Vallei genoemd en bereikt er op vele plaatsen een diepte van beneden de -15 m. TAW. Ten zuiden van Gent is deze depressie opgesplitst in een aantal vertakkingen die quasi alle belangrijke rivieren van het Scheldebekken tot een zeker niveau stroomopwaarts omvatten. Deze vertakkingen worden de uitlopers van de Vlaamse Vallei genoemd in navolging van Hacquart en Tavernier (1946).

Uit Baeteman (1993, 1999) blijkt dat in de paleovallei van de IJzer Pleistocene getijdenafzettingen en fluviatiele afzettingen aanwezig zijn, ontstaan tijdens verschillende fasen van het Pleistoceen. De complexe evolutie van de paleovallei van de IJzer wordt in de hiernavolgende hoofdstukken duidelijk.

In het oostelijk deel van het karteringsgebied is het landschap licht golvend tot golvend en bestaat het uit verschillende plateaus waarvan de toppen schommelen tussen 40 m. en 50 m. TAW. De voornaamste plateaus zijn het plateau van Torhout–Wijnendale (51 m. TAW), het plateau van Lichtervelde–Hoogde (49 m. TAW) en de heuvelrij van Klerken–Staden en Geluveld (45 m. TAW). Het plateau van Lichtervelde–Hoogde en de heuvelrij van Klerken–Staden en Geluveld vormen de scheidingskam tussen het IJzer- en het Leiebekken. Het Leiebekken beslaat slechts een klein gedeelte van het karteringsgebied, namelijk het zuidoosten, met de Mandel als belangrijkste rivier.

In het zuidwesten wordt de kustvlakte begrensd door het zogenaamde plateau van Izenberge dat voornamelijk bekend staat voor zijn oudere Pleistocene afzettingen. De hoogte varieert er van 7,5 m. tot 17,5 m. TAW.

2 METHODIEK

naar Frank Mostaert, Marc Van Molle en Frieda Bogemans

2.1 Inleiding

De kartering van het Quartair in Vlaanderen op schaal 1/50 000 werd uitgevoerd volgens de profieltypekarteringsmethode. Deze methode werd ontwikkeld door De Jong en Hageman (1960) voor de Holocene mariene afzettingen en door Bogemans (1988, 1991, 1994) toepasbaar gemaakt voor Quartaire continentale afzettingen en later uitgebreid voor alle Quartaire afzettingen (Bogemans, 1998). De profieltypenmethode laat toe om op een tweedimensionale kaart de driedimensionale opbouw van het Quartair weer te geven.

Voor het Quartair van Vlaanderen bestaat geen definitief, volledig en aanvaard formeel stratigrafisch classificatiesysteem. Wel is er een internationaal vrij goed aanvaarde chronostratigrafische indeling beschikbaar en werd met een publicatie van Gullentops et al. (2001) een aanzet gegeven tot een lithostratigrafie van de Belgische Quartaire afzettingen. Met deze laatste indeling is in de karteringsperiode tot 2002 geen rekening gehouden.

2.2 Kartering op basis van archiefgegevens en beperkte terreinverkenning

De opmaak van de Quartairkaarten wordt vooraf gegaan door de inventarisatie van basisgegevens en een doorgedreven literatuurstudie. Het betreft vooral informatie van ontsluitingen, boringen, geotechnische sonderingen, geofysische prospectie, aangevuld met verdere nuttige informatie. De kwaliteit van de basisgegevens is zeer divers, de spreiding onregelmatig en alle informatie is daarenboven niet even goed toegankelijk. De karteerders dienen een inzicht te hebben in de evoluerende stratigrafische inzichten die tot stand kwamen gedurende een periode van meer dan honderd jaar. De waarnemingen worden in de Databank Ondergrond Vlaanderen verzameld.

De eerste interpretatiestap is het onderscheiden van de Quartaire afzettingen van de onderliggende Tertiaire of oudere afzettingen. Dit impliceert ook kennis van deze afzettingen.

Vervolgens dienen de geïdentificeerde Quartaire afzettingen te worden ingedeeld op basis van hun kenmerken.

2.3 Indeling van Quartaire afzettingen

Op basis van specifieke lithologische en eventueel sedimentologische kenmerken worden de basisgegevens ingedeeld in karteerbare eenheden, gekenmerkt door een duidelijke onder- en bovengrens. Een karteerbare eenheid kan ofwel lithologisch homogeen zijn (vb. zand) ofwel samengesteld zijn (vb. kleiig/zandig complex).

Van elke eenheid wordt de genese en de chronostratigrafische positie bepaald.

Op deze manier wordt op wetenschappelijke wijze een redelijk aantal karteerbare eenheden gedefinieerd.

Elke karteerbare eenheid krijgt een unieke code.

Het bepalen van karteerbare eenheden gebeurt per kaartblad wat uiteraard gevolgen heeft voor de kaartansluitingen en eigenlijk vrij nefast is bij de digitale exploitatie van de kaarten.

In de begeleidende tekst van het kaartblad (hoofdstuk 4) worden de karteerbare eenheden gecorreleerd met de lithostratigrafische indeling opgesteld door Gullentops et al. (2001).

2.4 Het gebruik van de Quartairgeologische kaarten

De Quartairgeologische kaarten geven indicaties over de opbouw van het quartair op een schaal 1/50.000. Dit betekent dat de resolutie van de kaarten onvoldoende is om bijvoorbeeld gedetailleerde informatie op perceelsniveau af te leiden tenzij daar toevallig ook kwalitatief goede boorgegevens voor handen zijn. Voor aanleg van infrastructuur zullen de kaarten indicaties geven maar verder gedetailleerd geologisch onderzoek niet uitsluiten. Het is dan ook raadzaam om de kaarten te gebruiken in combinatie met de stippenkaart (kaart met de lokalisatie van de waarnemingen) om een idee te krijgen over de precisie.

3 GEOLOGISCHE SITUERING

3.1 Situering van de waarnemingspunten

Het Pleistocene gedeelte van de profieltypenkaart is in eerste instantie gebaseerd op bestaande gegevens die afkomstig zijn van de Belgische Geologische Dienst (hoofdaandeel), boorgegevens uit 'Databank Ondergrond Vlaanderen', doctoraats- en licentieverhandelingen. Het geheel is aangevuld met data afkomstig van C. Baeteman, data die ze verzameld heeft gedurende het jarenlange terreinwerk in de kustvlakte en het westelijk aanpalende gedeelte. Er zijn in het kader van deze kartering een beperkt aantal handboringen uitgevoerd op plaatsen waar onduidelijkheden bestonden over de genese van de afzettingen. De handboringen in kwestie zijn wel enkel op die plaatsen uitgevoerd waar het Quartair beperkt is in dikte. De opmaak van het Holocene gedeelte van de kustvlakte is quasi volledig gebaseerd op terreindata van C. Baeteman.

Het aantal gegevens is niet alleen van belang bij de opmaak van een geologische kaart maar de kwaliteit en kwantiteit aan informatie die de boringen verschaffen zijn tevens bepalend. Vermits op de profieltypenkaart het geheel van de aanwezige Quartaire afzettingen wordt voorgesteld, zijn die gegevens met informatie omtrent de volledige sequentie van essentieel belang. Boorgegevens met informatie tot de top van het Tertiair substraat zijn echter voornamelijk beschikbaar buiten de kustvlakte. Opdat de kaartgebruiker zou weten waar data beschikbaar zijn en over het geheel van de aanwezige Quartaire afzettingen, is er een stippenkaart opgesteld waarbij een onderscheid gemaakt tussen de boringen die tot in het Tertiair substraat gaan en deze die het niet bereiken hebben. Boringen die enkel informatie verschaffen omtrent de dikte van het Quartair en niet omtrent zijn opbouw zijn niet op de stippenkaart aangeduid. Boringen waarvan de kwaliteit dermate pover is, zijn ook niet opgenomen op de stippenkaart. De inplanting van de boordata gebruikt voor de opmaak van het Holocene gedeelte van de profieltypenkaart zijn doorgaans niet op de stippenkaart aangebracht. De kaart werd gemaakt op basis van een dicht boornet.

3.2 De morfologie van de top van het Tertiair substraat

Er is geopteerd voor een equidistantie van 5 m. tussen de isolijnen op de kaart top Tertiair substraat. Hiermee zijn voor wat de schaal betreft nog juist de grotere hoogteverschillen in het oosten in kaart te brengen. Een verfijning van de equidistantie, zelfs op een andere schaal, is momenteel niet mogelijk bij gebrek aan voldoende gegevens. Uit de kaart top Tertiair substraat blijkt dat het huidige golvend landschap in het oostelijk deel van het karteringsgebied zijn oorsprong vindt in het versneden Tertiair oppervlak en er een afspiegeling van is. In de huidige kustvlakte en de onmiddellijk aanpalende gebieden is er geen overeenkomst met de huidige topografie aangezien de Holocene opvulling voor een afvlakking heeft gezorgd.

3.3 Basis van de Holocene afzettingen

Deze kaart werd gemaakt met een equidistantie van 2 m. tussen de isolijnen wat noodzakelijk is om de sterke variatie in reliëf met daarenboven grote verschillen op zeer korte afstand te kunnen aantonen. Deze kaart geeft in feite de diepte van de top van de Pleistocene afzettingen weer, maar gezien deze laatste op sommige plaatsen volledig geërodeerd zijn, is het correcter om deze kaart 'Basis van de Holocene afzettingen' te noemen.

Dergelijke kaart is een zeer nuttig instrument voor geotechnische doeleinden omdat de Holocene afzettingen zeer gevoelig zijn voor compactie terwijl de Pleistocene afzettingen een minstens 80 keer grotere draagkracht hebben (cf. Baeteman, 1998; Baeteman en Paepe, 1991). Deze kaart is eveneens een noodzakelijk gegeven om de Holocene opvulling van het gebied te kunnen begrijpen en te reconstrueren omdat de pré-Holocene morfologie één van de bepalende factoren is bij de Holocene opvulling (Baeteman en Declercq, 2002; zie hoofdstuk 7).

3.4 Dikte van de Quartaire afzettingen

De equidistantie op de Quartaire diktekaart is 5 m. Het interval is voornamelijk groot in de delen buiten de kustvlakte, maar op basis van de huidige gegevens is het gebruik van een kleiner interval niet mogelijk bij gebrek aan voldoende gegevens.

De dikste Quartaire afzettingen zijn aanwezig in de ondergrond van de kustvlakte, in de Handzame vallei en in het Mandelbekken. In het overige gedeelte van het karteringsgebied zijn de Quartaire afzettingen doorgaans minder dan 5 m. dik.

4 QUARTAIRGEOLOGISCHE KARTEERBARE EENHEDEN

4.1 De getijdenafzettingen daterend van het Midden-Pleistoceen

Sedimentologische kenmerken en genese

De afzettingen zijn aanwezig in het westelijk deel van het karteringsgebied en komen verspreid over twee topografische niveaus voor.

In de Belgische literatuur (Tavernier en de Heinzelin, 1962; Vanhoorne, 1962) worden in de ruime omgeving van Izenberge en Lo zandige afzettingen beschreven die dikwijls een schelphoudende tot schelprijke laag aan de basis bevatten. In enkele gevallen wordt melding gemaakt van veen onder de schelprijke laag. Tavernier en de Heinzelin (1962) wijzen op het feit dat de hoogte van de schelpenlaag varieert van 1,45 m. tot 12,2 m. zonder er evenwel nader op in te gaan.

Uit boorcampagnes, uitgevoerd in het verleden door C. Baeteman en in het kader van deze kartering, is gebleken dat de afzettingen aanwezig in de lagere delen van het gebied Stavele - Lo complexer van samenstelling zijn dan deze die hoger gelegen zijn zoals te Izenberge. Ze bestaan zowel uit zandig als uit kleiig materiaal, al dan niet met veenintercalaties. De zandige lagen zijn soms schelphoudend tot schelprijk.

In Frankrijk, meer bepaald te Herzele, is in een ontsluiting een pakket van zandige en kleiige afzettingen aangetroffen met een dikte van ongeveer 6 m. De afzettingen bevinden zich op een niveau tussen 11 m. en 6 m. NGF*. Zandige afzettingen vormen het top- en basisgedeelte van de sequentie. Een kleiige facies, al dan niet alternerend met zandige lagen en veen komt geïntercaleerd voor. Multidisciplinair onderzoek is op de ontsluiting van Herzele uitgevoerd en samengebundeld in een uitgebreid werk (Sommé et al. 1978). De sedimenten worden beschouwd als mariene afzettingen afgezet gedurende het Cromeriaan en het Holsteiniaan.

In België gebeurde het onderzoek in de jaren '60 gestart evenwel met het accent op paleontologisch onderzoek. De schelpen zijn qua samenstelling onderzocht en bestaan voornamelijk uit *Cardium edule*, evenwel in kleine vorm en andere soorten zoals *Macoma baltica*, *Scrobicularia plana*, *Mytilus edulis*, *Theodoxus fluviatilis*, *Hydrobia stagnalis* en nog enkelen (Tavernier en de Heinzelin, 1962). *Cardium edule* wordt momenteel wel geïnterpreteerd als *Cerastoderma glaucum*. Volgens de auteurs is de aangetroffen fauna vergelijkbaar met de huidige fauna aanwezig in de kustvlakte en de estuaria en moeten de toenmalige levensomstandigheden zowel qua klimaat als milieu quasi dezelfde geweest zijn. Ponniah (1977) heeft het veen in de omgeving van Stavele pollenanalytisch onderzocht in navolging van Vanhoorne die reeds in 1962 het veen, aangetroffen te Lo, heeft bestudeerd. Beiden situeren de veengroei in het Holsteiniaan op basis van de aanwezigheid van *Azolla filiculoides* en de gematigde pollen assemblages gedomineerd door *Alnus*. Een Cromeriaan ouderdom wordt door Vanhoorne niet helemaal uitgesloten. In een recent artikel van 2003 situeert Vanhoorne de vorming van het veen te Lo in het Cromeriaan IV.

Uit terreinwaarnemingen in het karteringsgebied is gebleken dat de klastische afzettingen op basis van hun sedimentologische kenmerken getijdenafzettingen (s.l.) zijn, een stelling die volledig aansluit bij de conclusies van het multidisciplinair onderzoek (Sommé et al., 1978).

Stratigrafie

Lithostratigrafisch behoren deze afzettingen tot de Formatie van Herzele. De benaming is afkomstig van de typelokaliteit in Noord-Frankrijk en ingevoerd in 1978 door Sommé et al. (1978). De Formatie wordt in het Midden-Pleistoceen gesitueerd en zou in de tijdspanne van het Cromeriaan tot het Holsteiniaan afgezet zijn. Voor wat het karteringsgebied betreft, opteren we voor de term Midden-Pleistoceen, zonder specificaties (zie hoofdstuk 6)

4.2 Mariene afzettingen daterend van het Eemiaan

Sedimentologische kenmerken en genese

In het karteringsgebied komen deze afzettingen in het uiterste noordwesten voor en lopen vervolgens in een smalle strook landinwaarts tot voorbij Oostkerke. De zuidelijke begrenzing is niet exact gekend vanwege het ontbreken van data. De dikte varieert van enkele meters tot meer dan 10 m.

Van de kustlijn naar het hinterland toe wordt een verschuiving vastgesteld van een energierijke omgeving naar een eerder rustigere sedimentatieomgeving.

In het meest kustnabije gebied bestaat deze eenheid uit middelmatig zand met schelpgruis, schelpfragmenten en volledige schelpen en grind. Op sommige plaatsen vormt zand nog enkel een matrix en bestaat het grootste gedeelte van de afzetting uit schelpen. De schelpen zijn van mariene oorsprong en bestaan onder andere uit *Cerastoderma*, *Ostrea*,

* NGF moet met ongeveer 2m verhoogd worden om ze in overeenstemming te brengen met de Belgische waterpassing.

Mytilis. In deze afzettingen wordt grind aangetroffen dat voornamelijk uit kwarts, silex en zelfs krijtbrokken bestaat. De diameter van het grind is doorgaans tussen 2 mm en 2 cm.

Verder van de kust verwijderd, bestaat dit facies uit halffijn tot fijn zand, al dan niet met een flaserigelaagdheid. Schelpgruis is nog steeds aanwezig.

In de smalle strook landinwaarts zijn naast zandafzettingen eveneens de silt- en kleiafzettingen belangrijk.

De schelphoudende tot schelprijke zandafzettingen zijn eigen aan een energierijke mariene afzettingsomgeving waar enorm veel herwerking van het materiaal gebeurt. De fijne afzettingen die trouwens verder van de kust verwijderd liggen, zijn afzettingen typisch kenmerkend voor een waddengebied met zijn verschillende wadtypes gaande van subtidaal tot supratidaal.

Stratigrafie

Deze afzettingen zijn al gekend sinds de 19de eeuw onder de benaming 'Zanden van Oostende' (Dolffus, 1884). Paepe en Vanhoorne (1976) voerden de Formatie van Oostende in. Volgens de definitie omvat de Formatie van Oostende mariene en estuariene sedimenten daterend van het Eemiaan.

4.3 Estuariene - fluviatiele afzettingen daterend van het Eemiaan

Sedimentologische kenmerken en genese

Deze afzettingen vormen de landinwaartse uitloper van de Formatie van Oostende. Ze zijn te vinden van Oudekapelle over Woumen richting Lo om vervolgens in een wijde strook langs de IJzer tot Roesbrugge - Haringe te lopen, waarna sterk versmallend Frankrijk te bereiken. De dikte varieert van een achttal meter tot enkele meters.

Deze afzettingen vormen een complex geheel bestaande uit getijdenafzettingen en overstromingsvlakteaafzettingen. De getijdenafzettingen bestaan doorgaans uit een alternerend horizontaal tot subhorizontaal gelaagd geheel van zandige-, silteuze- en kleiige laagjes en laminae. Bioturbaties komen frequent voor, soms zijn kleibrokjes en veenrestjes aanwezig.

De overstromingsvlakte afzettingen bestaan uit silteuze afzettingen, subhorizontaal diffuus gestratificeerd met kleiige laminae en zandige zones; deze laatste kunnen soms voorkomen als duidelijk afgebakende lagen. Op verschillende plaatsen nabij de Franse grens werd in deze sedimenten *Corbicula fluminalis* aangetroffen samen met andere zoetwaterschelpen. Eveneens typerend zijn de kalkconcreties, die aanwezig zijn op verschillende niveaus, de vegetatiedoorgroeiingen en de venige lagen. De overstromingsvlakteaafzettingen worden belangrijker naar het zuidwesten toe. In het meest stroomopwaartse gedeelte wordt een toename van de zandige afzettingen vastgesteld.

Stratigrafie

Vermits deze sedimenten duidelijk verschillend zijn van deze omschreven als de Formatie van Oostende was het noodzakelijk een nieuwe lithostratigrafische eenheid in te voeren. Een eenheid die genoemd is naar zijn typelokaliteit, namelijk de Formatie van Woumen.

De venige afzettingen werden palynologisch onderzocht door Helen Roe (niet gepubliceerd BGD rapport). Hieruit blijkt dat het veen ontwikkeld is in de E4 fase van het Eemiaan.

4.4 Fluviatiele afzettingen daterend van het Weichseliaan

4.3.1 Het IJzerbekken

Sedimentologische kenmerken en genese

Deze afzettingen zijn aanwezig in het centraal gedeelte van het karteringsgebied en volgen de IJzer in een smalle strook tot in Frankrijk. De dikte varieert van minder dan een 0,5 m. tot meer dan 10 m. Uit geïsoleerde data blijkt dat onder andere ten zuiden van Veurne nog verschillende kleine geulen aanwezig zijn. Door gebrek aan gegevens zijn deze niet in kaart gebracht.

Een volledige sequentie bestaat uit 3 subeenheden, die evenwel niet steeds overal aanwezig zijn:

- De subeenheid aan de basis, bestaat ofwel uitsluitend uit een opeenstapeling van kleibrokken afkomstig van het Tertiair substraat of uit één of meerdere fining-up cycli. De basis van zo een fining-up cyclus bestaat uit kleibrokken of uit zandig materiaal. De opeenstapeling van de kleibrokken kan chaotisch zijn of volgens een gelaagdheid. Het topfacies van een fining-up cyclus bestaat uit fijn zand tot silt, doorgaans fijn gestratificeerd, horizontaal tot schuin. Typerend voor gans de cyclus zijn deformatiestructuren net zoals schelpgruis en schelpfragmenten van onder andere gastropoden.
- De daaropvolgende en tweede subeenheid is veruit de belangrijkste qua dikte. Ze bestaat uit gestratificeerd klastisch materiaal variërend van fijn zand tot klei. Kleinschalige kriskrasgelaagdheid, klimmende ribbels, horizontale en

licht schuine gelaagdheid zijn de meest voorkomende stratificaties. Overige karakteristieken zijn laminae met plantenresten, vorstwiggen, afschuivingen, deformatiestructuren evenals fijn schelpgruis.

- De derde en bovenste subeenheid bestaat uit kleiig silt tot silteuze klei (soms zware klei), mogelijk zandhoudend tot zandig. Het aanwezige zand komt voor in de vorm van diffuse zones. Duidelijke stratificatie ontbreekt nagenoeg, uitzonderlijk wordt een subhorizontale gelaagdheid vastgesteld. Deformatiestructuren komen frequent voor. Zeer fijne kalkconcreties zijn sporadisch aanwezig.

De fluviatiele afzettingen in hun totaliteit vertonen een duidelijke afname van de energie naar boven toe. De onderste subeenheid bestaat uit geulafzettingen, de bovenste uit overstromingsvlakteaafzettingen (definities volgens Reineck en Singh, 1980). Met geulafzettingen bedoelen bovenvernoemde auteurs een complex van zowel geulopvullingsafzettingen, bankafzettingen, kronkelwaardafzettingen en bodemresidu's (channel lag). De overstromingsvlakte afzettingen worden gebruikt in de betekenis van 'ongedifferentieerde topstratum afzetting'. Dit zijn afzettingen gevormd tijdens overstromingen zonder dat een verdere specificatie mogelijk is.

De afzettingen middenin de sequentie zijn waarschijnlijk eigen aan een ondiep fluviatiel systeem waarin doorgaans enkel fijn materiaal getransporteerd werd. Verder onderzoek is nodig om deze afzettingen nader te kunnen definiëren.

Stratigrafie

Gelet op zijn stratigrafische positie in de Quartairgeologische sequentie enerzijds (boven de Eemiaan afzettingen en onder de eolische afzettingen daterend van het Weichseliaan) en de aanwezigheid van koude indicatoren anderzijds, worden deze afzettingen in het Weichseliaan geplaatst. Er werd geopteerd voor een nieuwe stratigrafische benaming omwille van het feit dat deze afzettingen lithologisch duidelijk verschillen van de afzettingen waargenomen in de Vlaamse Vallei. In deze fase van het onderzoek wordt geopteerd voor het informele gebruik van de Formatie van Kaaskerke.

4.3.2 Het Leiebekken

Sedimentologische kenmerken en genese

Deze afzettingen zijn verbonden aan de Mandel. De dikte varieert van enkele meters tot ongeveer 18 m. In deze afzettingen komen twee karteereenheden voor.

Het Lid van Lembeke

Deze afzettingen zijn zandig; grind is weinig belangrijk en komt doorgaans voor als residu indien aanwezig. De korrelgrootte van het zand varieert van fijn tot medium, uitzonderlijk grof met een overheersing van halffijn. Silt en klei komen voor, echter sterk variërend van laag tot laag. In het karteringsgebied zijn schelpresten niet vreemd in deze afzettingen. Deze afzettingen zijn eigen aan een vlechtend riviersysteem (Miall 1977; 1978; 1981; 1985; 1996). Een gedetailleerde studie van analoge afzettingen en hun diversiteit is terug te vinden in Bogemans (1988, 1993).

Het Lid van Oostakker

De afzettingen vormen een complex van silt- en zandige siltlagen waarin zandige, kleiige en vegetatierijke laminae tot lagen voorkomen. De vegetatierijke laminae bestaan uit herwerkt materiaal. Hoewel ze beperkt zijn typeren schelpresten, kleibrokjes en –keitjes evenals veenbrokjes en grindjes deze afzettingen. Deze afzettingen zijn eigen aan een vlechtend riviersysteem. Een gedetailleerde reconstructie van de genese wordt gegeven in hoofdstuk 8.

De Moor en Lootens (1976), Lootens (1978) en De Moor et al. (1997 - kaartblad Tielt) onderscheiden in deze afzettingen twee eenheden:

- Een onderste zogenaamd leemcomplex dat bestaat uit grijze zandige leem, laminair gestratificeerd met zandige en lemige laminae. Dikkere zandintercalaties evenals lenzen van venige leem tot veen zijn courant aanwezig. Op bepaalde niveaus zijn land- en zoetwaterschelpen aanwezig.
- Een bovenste lemig complex dat bestaat uit dun gelamineerd lemig zeer fijn zand tot licht zandleem, kalkhoudend tot kalkrijk. Soms komen intercalaties van slappe leem met plantenresten voor.

Bovenvernoemde auteurs beschouwen het onderste leemcomplex als een sedimentatiepakket afgezet door een traag stromende rivier in ondiepe kommen van de overstromingsvlakte en in verlaten geulen. Omtrent het tweede complex verschillen de meningen. Volgens De Moor et al. (1997 - kaartblad Tielt) zijn het komafzettingen gesedimenteerd in een aggraderende overstromingsvlakte. Volgens Lootens (1978) is dit complex een afvloeiingsafzetting (ruisellement) afkomstig van de niveo-eolische sedimenten aanwezig hogerop op de hellingen.

Uit de kartering van het kaartblad Kortrijk (Bogemans, 2002) is gebleken dat deze afzettingen eigen zijn aan een rivier met meerdere geulen met op sommige plaatsen intercalaties van hellingsafzettingen.

Stratigrafie

Op basis van een uitgebreide studie in de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei heeft Bogemans (1988; 1993) de Boven-Pleistocene fluviatiele afzettingen opgesplitst in vier leden waarvan het Lid van Lembeke aanwezig is in het karteringsgebied. Het Lid van Oostakker is informeel ingevoerd door Tavernier en De Moor in 1974. Beide leden zijn van Weichseliaan ouderdom.

In de Nationale Subcommissie van Quartaire lithostratigrafie (Gullentops et al., 2001) zijn deze leden ondergebracht in de Formatie van Eeklo.

4.4 Eolische afzettingen daterend van het Weichseliaan: de Formatie van Gent

Sedimentologische kenmerken en genese

De Formatie van Gent komt algemeen verspreid voor in het gebied met uitzondering van de kustvlakte, de huidige alluviale vlaktes, het gebied aan de voet van de meeste hellingen en op die plaatsen waar het Tertiair substraat dagzoomt. De dikte schommelt doorgaans rond de 2 m.

De eolische afzettingen hebben in sommige regio's van het karteringsgebied een tweeledige opbouw: een topgedeelte dat bestaat uit een homogeen sedimentenpakket en een basisgedeelte dat bestaat uit een alternerend complex van grof- en fijnkorrelige lagen. Het homogene sedimentenpakket is steeds aanwezig.

4.4.1 De homogene eolische afzettingen

Deze afzettingen bestaan uit een homogeen sedimentenpakket, evenwel met variërend textuur naargelang de lokalisatie. Ze zijn quasi uniform zandig in het Zandgebied, met zandige en silteuze subpakketten, evenwel gradueel in elkaar overgaand in het Overgangsgebied.

De variaties in de korrelgrootte binnen het Overgangsgebied zijn het gevolg van het gelijktijdig transporteren van silt- en zanddeeltjes door verstuiwingen en grondstromingen (basal flow, De Ploey, 1977).

4.4.2 Het alternerend complex

Het alternerend complex wordt in het karteringsgebied onder twee verschillende vormen aangetroffen.

- Enerzijds als een ritmisch gelaagd geheel van leem- en zandlagen met duidelijk onderscheidbare laagvlakken, sub-horizontaal en onregelmatig van karakter. De leemlagen zijn intern gestratificeerd met onder meer kleiige laagjes en zandlaminae. Deze afzettingen worden in de Belgische literatuur als niveo-eolisch omschreven.
- Anderzijds als een geheel waarin de eolische afzettingen doorspekt worden met herwerkt Tertiair materiaal. De herwerkte Tertiaire sedimenten kunnen zelfs dominant worden aan de basis.

Het alternerend complex is in eerste instantie ontstaan ingevolge eolische sedimentatie op besneeuwde, natte of vochtige plaatsen (Hunter, 1973, 1980; Kocurek en Fielder, 1982; Schwan, 1986, 1988 en Dijkmans en Koster, 1987). In een latere fase hebben zich secundaire verplaatsingen voorgedaan, waarbij massabewegingen, afvloeiingen maar ook verticale bewegingen hebben plaatsgehad. Het homogene karakter van de eolische afzettingen bovenaan is toe te schrijven aan een algemene verdroging van het klimaat naar het glaciaal maximum toe. In deze omgeving primeerden de zuiver eolische processen.

Stratigrafie

De Formatie van Gent is geïntroduceerd door Paepe en Vanhoorne in 1976 om alle eolische afzettingen met inbegrip van deze die lokaal zijn herwerkt, daterend van het Weichseliaan te definiëren.

4.5 De hellingsafzettingen daterend van het Pleistoceen

Sedimentologische kenmerken en genese

Onder hellingsafzettingen wordt een combinatie van massabewegingsafzettingen en afspoelings sedimenten bedoeld (term in de betekenis van sheetflow volgens Hogg, 1982). Een afspoeling ontstaat onder optimale omstandigheden van plotselinge intense wateraanvoer als gevolg van de ondoordringbaarheid van de grond die kan optreden bij verzanding, bij uitdroging, bij vriezen en dooien (De Ploey, 1972; Fairbridge, 1968; Feodoroff, 1965; Hogg, 1982; Holy, 1980, Selby, 1993).

De massabewegingsproducten bestaan doorgaans uit silteuze lagen waarin effen, subhorizontaal golvende tot schuin golvende kleiige laminae en/of humeuze banden voorkomen. Dunne intercalaties van zandig materiaal zijn eveneens aanwezig. In de massabewegingsafzettingen komen ook schelpgruis en vooral slakken zoals *Succinea oblonga* voor.

Afspoelingsedimenten zijn doorgaans zandig, al dan niet met silteuze en kleiige laminae tot laagjes. In vele gevallen bevatten de sedimenten afbraakproducten afkomstig van oudere Pleistocene afzettingen, zoals in de wijde omgeving van Izenberge, of van het Tertiair substraat. Deze afbraakproducten zijn ook aanwezig in de massabewegingafzettingen.

Stratigrafie

In Gullentops et al. (2001) worden alle hellingsafzettingen daterend van het Holoceen en van het Laat- en Midden-Pleistoceen als Formatie van de Ardennen aangeduid.

4.5 De Holocene kustafzettingen

Sedimentologische kenmerken en genese

De Holocene kustafzettingen zijn beperkt tot de kustvlakte in het noordwestelijke deel van het karteringsgebied. Aanzienlijke diktes komen voor daar waar Laat-Holocene getijdengeulen diep hebben ingesneden. De maximale dikte in dit karteringsgebied bedraagt 26 m. Algemeen vermindert de dikte in zuidelijke richting en wigt uit tegenaan de grens van het gebied waar de Pleistocene afzettingen dagzomen.

De Holocene kustafzettingen zijn gevormd in de volgende sedimentaire afzettingmilieus voorkomend in een getijdengebied: het slikwad, de schorre, het zandwad, de getijdengeul, het zoetwatermoeras en de duin.

4.5.1 Het slikwad

Het facies bestaat uit blauwgrijze slappe klei met soms zeer dunne siltlaminae. Het is dikwijls gekenmerkt door de aanwezigheid van doorgroeiing met riet rhizomen. *Scrobicularia plana* (alsook de bioturbaties) en *Hydrobia sp.* komen er veelvuldig in voor.

Wanneer dit facies voorkomt in de bovenste anderhalve meter en dus ontwaterd is door inpoldering, komt het voor als een bruingrijze harde brokkelige klei.

4.5.2 De schorre

Het facies bestaat uit een iets brokkelige blauwgrijze tot grijze klei of silteuze klei gekenmerkt door doorworteling met soms roestvlekken.

4.5.3 Het zandwad

Het facies bestaat uit fijn tot zeer fijn grijs zand met dunne kleilaminae (flaser bedding). *Cerastoderma edule* en *Hydrobia sp.* komen veelvuldig voor.

4.5.4 De getijdengeul

Het facies van een geul kan sterk verschillend zijn. Meestal bestaat het uit grijs fijn zand met erg veel getransporteerde schelpen en schelpfragmenten (voornamelijk van *Cerastoderma edule*) dikwijls geconcentreerd in niveaus. Geërodeerde veenbrokken van uiteenlopende grootte (van cm tot m) en fijn veendetritus zijn ook zeer kenmerkend, maar enkel voor de Laat-Holocene geulopvullingen. Het facies van een getijdengeul kan ook bestaan uit een afwisseling van haarfijn gelaagd fijn zand met silt en/of klei (tidal bedding). In de Laat-Holocene geulopvullingen is deze afwisseling ook nog gekenmerkt door de aanwezigheid van zeer dunne laminae geconcentreerd veendetritus. Sommige geulopvullingen bestaan ook uit een afwisseling van zandige zones (cm tot m) met zones gekenmerkt door de haarfijne klei/zand afwisseling.

4.5.5 Het organisch materiaal

Alle venen zijn kalkloos; gyttja kan zwak tot sterk kalkhoudend zijn vanwege de aanwezigheid van zoetwaterschelpjes en ostracoden. Er wordt een onderscheid gemaakt tussen het basisveen en de verlandingsvenen.

4.5.6 Het basisveen

Per definitie ligt het basisveen aan de basis van de Holocene sequentie en vormt bijgevolg de grens met de onderliggende Pleistocene afzettingen. Het basisveen is een transgressief veen ontstaan tengevolge de stijging van de grondwatertafel volgend op de zeespiegelstijging.

Het facies van het basisveen verschilt afhankelijk van de diepte waarop het voorkomt. Basisveen op grotere diepte is een zwart tot bruinzwart sterk amorf kleiig tot zandig veen (enkele cm dik) of beperkt tot slechts sterk humeus zand (podzol in de top van zandige Pleistocene afzettingen). Naarmate het basisveen hoger komt te liggen, is het beter ontwikkeld. Vanaf een hoogte van ongeveer +2,5 m. TAW echter, is het nog slechts enkele cm dik.

4.5.7 Verlandingsvenen

Een verlandingsveen (of geïntercaleerde veenlaag) ontstaat bij voldoende hoog opslibben van de schorre voor een periode lang genoeg zodat zich een zoetwaterzak kan vormen onder het oppervlak. De diepere geïntercaleerde veenlagen (cm tot dm dik) bestaan uitsluitend uit rietveen. Eenmaal hoger dan –2,5 m. TAW kan naast rietveen ook broekveen voorkomen. Het hoogst voorkomend verlandingsveen, of ook oppervlakteveen genoemd, bestaat meestal uit riet-, zegge- en broekveen.

4.5.8 Gytja

Organische gyttja wordt gevormd in ondiepe depressies die zich permanent onder water bevinden. Het facies bestaat uit zwart tot bruinzwart organisch slijk meestal met zoetwaterschelpjes en ostracoden. Dit facies komt alleen voor in de valleien op het kaartdeel Lo - Reninge.

Stratigrafie

In Gullentops et al. (2001) zijn de Holocene kustafzettingen door Gullentops en De Moor benoemd als de Formatie van Vlaanderen en verder opgesplitst in verschillende leden:

- het Lid van Calais (zandige wadafzettingen met intercalatie van geulzand);
- het Lid van Dunkerque (ritmen (*sic*) van getijdenafzettingen met intercalatie van geulzand);
- het Lid van De Haan (kustbarrière en strandafzettingen);
- het Lid van De Panne (eolische afzettingen).

Deze voorgestelde leden zijn niet bruikbaar als karteringseenheden, zeker niet voor profieltypenkaarten want op de kaart zou nagenoeg geen differentiatie te zien zijn behalve langsheen een smalle zone aan de rand van de kustvlakte en in de omgeving van Lo waar het Lid van Calais afwezig is (cf. Baeteman, 1981, 1987).

Daarenboven geeft de definitie van de leden de werkelijkheid niet weer, gezien bijvoorbeeld de klei afgezet in een slikwad nergens vermeld is bij de beschrijving van de leden. Het grootste gedeelte van de Holocene sequentie bestaat echter wel uit dergelijke klei. De leden geven ook geen informatie over de aanwezigheid van basisveen en verlandingsvenen. De lithostratigrafie voorziet wel ‘de Pervijze veenlaag’ die moet toelaten een onderscheid te maken tussen twee leden, maar geeft geen aanduiding tussen welke van de vier voorgestelde leden en ook niet hoe een onderscheid moet gemaakt worden voor het geval die niet aanwezig is (cf. Baeteman, 2004).

4.6 De Holocene eolische afzettingen

Sedimentologische kenmerken en genese

Deze eolische afzettingen zijn beperkt tot het meest westelijk gedeelte van het karteringsgebied. Het betreft een strook grenzend aan de kust en een strook gaande van Ghyvelde tot Adinkerke. De dikte kan tot meer dan 7 m. oplopen, doorgaans bedraagt de dikte enkele meters.

De strook van Ghyvelde tot Adinkerke wordt ingenomen door de zogenaamde ‘Oude Duinen’. De afzettingen bestaan uit geelgrijs tot grijs middelmatig tot fijn zand met sterk ontwikkelde humeuze tot venige lagen (Lebbe en De Ceunynck, 1980, De Ceunynck, 1984). De vorming van deze duinen vangt aan vanaf 5300 jaar BP (d.i. ca. 6100 cal BP, De Ceunynck, 1987). Volgens Baeteman (2001) vertegenwoordigt deze duinenrij geen oude kustlijn. Ze is ontstaan als binnenduin langsheen de zuidelijke rand van een hoog opgeslibde strandvlakte of zandwad waar accumulatie van aangespoeld materiaal aan de hoogwaterlijn de kern vormde voor eolische afzettingen. De initiële vorming van de Binnenduinen begon heel waarschijnlijk tussen 5000 en 4500 cal BP, maar hun eigenlijke ontwikkeling, geleidelijk van west naar oost, gebeurde in verschillende perioden, aangetoond door de aanwezigheid van dunne laagjes slikwad afzettingen en veenlaagjes in het zuidoostelijke deel ervan. De Binnenduinen kregen hun huidige vorm niet vóór 1500 cal BP en heel waarschijnlijk tussen de 12^{de} en 16^{de} eeuw AD zoals werd aangetoond op basis van archeologisch materiaal.

De duinen nabij de kust, ook ‘Jongere Duinen’ genoemd, bestaan uit bleekgeel middelmatig zand, soms met dunne humeuze intercalaties of dunne schelpgruislaagjes (Lebbe en De Ceunynck, 1980). Volgens Depuydt (1972 *vide* Ceunynck, 1993) gaan de meest voorkomende korrels niet onder de 205µm. Volgens De Ceunynck (1987) is de vorming van dit duinencomplex gestart in de 11^{de} eeuw. Tegen de 13^{de} eeuw bestond er een reliëfarm duingebied met een hoogte van 6 à 7 m. Hierop zijn paraboolduinen ontstaan in de 14^{de} en 15^{de} eeuw ingevolge enerzijds een verdroging van het klimaat en anderzijds antropogene invloeden zoals overbegrazing door koeien en schapen, sprokkelen van brandhout, de introductie van het konijn enzovoort. Deze paraboolduinen zijn zeer beweeglijk. Ze bedekken het bestaande reliëf en migreren landinwaarts. Deze migratie had voor gevolg dat woonsites onder het zand bedolven werden.

Stratigrafie

De Nationale Subcommissie voor Quartaire Lithostratigrafie heeft het Lid van De Panne voorgesteld voor de duinafzettingen aan de kust in navolging van Depuydt (1972) (Gullentops et al., 2001). De duinvorming wordt gesitueerd in het Holocene met een hoogtepunt tijdens het Subatlanticum.

4.6 De Tardiglaciale en Holocene fluviatiele afzettingen

Sedimentologische kenmerken en genese

De Holocene en Tardiglaciale fluviatiele afzettingen zijn aanwezig in alle beekvalleien buiten de kustvlakte. In meerdere beekvalleien rust het alluvium rechtsreeks op het Tertiair substraat. De dikte bedraagt doorgaans minder dan 3 m.

Vermits vanaf het Tardiglaciaal de rivieren hun huidige geulpatroon en hun huidige positie in het landschap hebben ingenomen, is het opportuun om de Tardiglaciale fluviatiele afzettingen gezamenlijk met de Holocene fluviatiele afzettingen te behandelen.

Eerste en vooral dient opgemerkt dat de hiernavolgende omschrijving op een summier aantal gegevens gebaseerd is. Boringen ontbreken nagenoeg in de huidige beekvalleien. De afbakening van deze afzettingen is dan ook grotendeels gesteund op een samenbundeling van bodemeenheden waarin de fluviatiele kenmerken primeren en afkomstig van de bodemkaarten. Waar data voorhanden zijn, is de begrenzing soms aangepast. In het alluvia kunnen drie facies worden onderscheiden:

- Het onderste facies is een zandfacies, soms met een weinig grind. Vegetatieresten zijn mogelijkerwijze aanwezig.
- Bovenop het zandfacies wordt op sommige plaatsen organisch materiaal aangetroffen, weinig uitgebreid weliswaar en doorgaans samen met klastische sedimenten.
- Het topfacies bestaat uit kleiige of lemige sedimenten.

Stratigrafie

De Nationale Subcommissie voor Quartaire Lithostratigrafie heeft de term Formatie van Arenberg voorgesteld voor de desbetreffende afzettingen (Gullentops et al., 2001).

Zoals reeds meerdere malen is geciteerd, dateren deze afzettingen van het Tardiglaciaal en het Holocene.

4.7 De Tardiglaciale en Holocene hellingsafzettingen

Sedimentologische kenmerken en genese

Deze afzettingen, doorgaans colluvium genoemd, zijn gesedimenteerd langs de valleiwanden en in de vallei waar ze buiten de actieradius van de waterlopen liggen.

Colluvium is het product van hellingsprocessen allerhande, gaande van massabewegingen tot afspoelingen met kleine geulvorming. De samenstelling van deze afzettingen wordt bepaald door de oudere lagen in de omgeving. Indien deze bestaan uit eolisch materiaal zijn de hellingsafzettingen doorgaans lemig tot zandlemig, in mindere mate bestaan ze uit lemig zand. Bij een ondiep Tertiair substraat in de buurt zullen de hellingsafzettingen voornamelijk opgebouwd zijn uit herwerkt Tertiair materiaal. Deze afzettingen zijn na de accumulatie van het eolische dek gevormd op plaatsen die minder goed beschermd zijn door een vegetatiedek. Het is evident dat de ontbossingen tijdens het Subatlanticum en de huidige landbouwpolitiek danig hebben bijgedragen en nog steeds bijdragen tot de vorming van de afzettingen in kwestie in het golvende tot licht golvende landschap.

Naar analogie met de Holocene en Tardiglaciale fluviatiele afzettingen gebeurt de afbakening van de hellingsafzettingen daterend van dezelfde periode op de Quartairgeologische kaart in eerste instantie op basis van typerende bodemeenheden die aangeduid zijn op de overeenkomstige bodemkaarten. Daar waar gedetailleerde boorbeschrijvingen voorhanden zijn, is de oorspronkelijke afbakening geverifieerd en aangepast indien nodig.

Stratigrafie

De Nationale Subcommissie voor Quartaire Lithostratigrafie heeft de term Formatie van de Ardennen voorgesteld voor de desbetreffende afzettingen (Gullentops et al., 2001). Deze term overkoepelt alle soorten hellingsafzettingen gevormd gedurende het Holocene en een gedeelte van het Pleistoceen.

Exacte dateringen van deze Holocene en Tardiglaciale hellingsafzettingen ontbreken nagenoeg volledig. Ideale omstandigheden voor de vorming van deze afzettingen waren naar alle waarschijnlijkheid het Tardiglaciaal en het Subatlanticum. Tussenin waren lokale factoren, zoals de aan- of afwezigheid van een plantendek, de oriëntatie van hellingen, enz. bepalend voor de vorming van hellingsproducten.

4.8 Het ondiep Tertiair substraat

Sedimentologische kenmerken en genese

Deze eenheid is ingevoerd om die Quartaire afzettingen aan te duiden die minder dan 1,2 m. dik zijn.

Deze sedimenten worden gekenmerkt door hun grote verscheidenheid. De eenheid bestaat uit zuiver eolische materiaal, uit verplaatste eolische sedimenten al dan niet vermengt met herwerkt Tertiair materiaal of volledig uit herwerkt Tertiair materiaal. Vermits de dikte van deze afzettingen zo beperkt is, zou het niet opportuun zijn deze genetische verscheidenheid op kaart weer te geven. Het zou enkel het kaartlezen bemoeilijken.

Trouwens, de ondiepe ligging van het Tertiair substraat zorgt er voor dat precies dit substraat bepalend is voor het landschap en bepalend zal zijn bij mogelijke ingrepen zoals infrastructuurwerken, waterwinning, enzovoort.

Stratigrafie

Deze eenheid is in zijn geheel stratigrafisch niet benoemd. Individueel kan het ondergebracht worden in de Formatie van Gent, in de Formatie van de Ardennen, enzovoort.

5 PROFIELTYPENKAART

5.1 Inleiding

De Quartairgeologische opbouw van het karteringsgebied wordt op grafische wijze voorgesteld door middel van een profieltypenkaart. De profieltypenkaart stelt naast de laterale variaties van de facies eveneens de verticale opbouw van de Quartaire afzettingen voor. Door de verticale opbouw weer te geven wordt bijgevolg een driedimensionaal beeld gecreëerd. Om dit driedimensionale beeld op een tweedimensionaal vlak mogelijk te maken, een kaart blijft namelijk een tweedimensionale voorstelling, worden er een reeks van profieltypes ingevoerd. Deze zijn niets anders dan een weergave van de verschillende Quartairgeologische sequenties die worden aangetroffen in het karteringsgebied. Ieder profieltype vormt een polygoon op het kaartblad. Binnen die polygoon vindt men eenzelfde Quartairgeologische opbouw.

5.2 De profieltypenkaart

Zoals hierboven vermeld zijn de profieltypes de pijlers van de profieltypenkaart. Zonder de profieltypes is de Quartairgeologische kaart onleesbaar. Een profieltype is gedefinieerd aan de hand van een welbepaalde opeenvolging van karteereenheden of m.a.w. een profieltype geeft de welbepaalde opeenvolging van de geologische lagen in een bepaald areaal weer. Om een profieltypenkaart echter leesbaar te houden is het van belang dat het aantal eenheden beperkt is (Mengling en Vinken, 1975). Het is precies in deze optiek, dat geopteerd is voor de combinatie van reeds bestaande profieltypes, deze van de Holocene kustvlakte, en nieuwe karteereenheden. De nieuwe karteereenheden bestaan uit lithogenetische eenheden en dateren met uitzondering van twee eenheden uit het Pleistocene. Concreet bestaat deze Quartairgeologische kaart dus uit een combinatie van acht reeds bestaande profieltypes (zie volgende paragraaf) en tien lithogenetische eenheden. Hierdoor is het aantal eenheden binnen een profieltype sterk afgenomen.

Acht profieltypes zijn gebruikt voor de kartering van de Holocene Kustvlakte. Ze zijn ingevoerd door Baeteman (1981, 1987) met uitzondering van X11, dat werd ingevoerd door Bertrand (2001). Deze profieltypes zijn gebaseerd op de verticale opeenvolging en de laterale afwisseling van klastische sedimenten enerzijds en veen anderzijds. Dit systeem werd ontworpen door Streif (Barckhausen et al., 1977; Streif, 1978; Streif, 1998).

	X1	klei en/of zand voor de gehele sequentie zonder veenlagen.
	X11	klei en/of zand van een Laat-Holocene geulopvulling over de gehele sequentie.
	X2	klei en/of zand met aan de basis het basisveen.
	X3	klei en/of zand over de gehele sequentie met aan het huidige oppervlak een dunne veenlaag.
	Y2	klei en/of zand met intercalaties van één of meerdere verlandingsvenen en aan de basis basisveen.
	Z3	veen en/of organisch gyttja over de gehele sequentie met aan de top een klei- of zandlaag waarvan de dikte kleiner is dan de dikte van de veenlaag.
	W1	klei en/of zand over de gehele sequentie bedekt met eolische afzettingen.
	W3	klei en/of zand over de gehele sequentie bedekt met een veenlaag direct onder de eolische afzettingen.

Fig. 3: Profieltypes gebruikt voor de kartering van de Holocene kustvlakte.

Het karteringsstelsel van de Holocene kustvlakte is zoals alle profieltypenkarteringen hiërarchisch opgebouwd.

Drie verschillende hiërarchische niveaus worden onderscheiden:

- het niveau van de complexen (met drie hoofdprofieltypes);
- het niveau van de sequenties (met twaalf ondergeschikte profieltypes);
- het niveau van de facies eenheden (met een veranderlijk aantal profieltypes, ook speciale profieltypes genoemd).

De drie lithologische complexen en de drie hoofdprofieltypen zijn:

- **het klastisch complex – X-type** bestaat volledig uit klastische afzettingen zonder intercalatie van veenlagen. Een veenlaag mag echter wel voorkomen aan de top en/of basis van het complex;
- **het opgesplitst complex – Y-type** bestaat uit klastische afzettingen met intercalatie van één of meerdere veenlagen;
- **het veencomplex – Z-type** bestaat hoofdzakelijk uit veen en/of gyttja. Een dunne laag van klastische sedimenten mag voorkomen in het veencomplex of aan de top en/of basis. De dikte ervan moet steeds kleiner zijn dan de dikte van de veensequentie.

Voor het kaartdeel De Moeren-Veurne werd een 4^{de} hoofdprofieltype ingevoerd om de duinafzettingen aan te duiden: **type W**.

Door toevoeging van een cijfer aan het hoofdprofieltype bekomt men ondergeschikte profieltypen op het niveau van de sequenties. Aan de hoofdprofieltypen X en Y worden de cijfers 1, 2, 3 of 4 toegevoegd. 1 wijst op de afwezigheid van basisveen, 2 op de aanwezigheid van basisveen, 3 op een dunne veenlaag aan het oppervlak en 4 op de aanwezigheid van basisveen en een dunne veenlaag aan het oppervlak. Aan het hoofdprofieltype Z wordt het cijfer 3 toegevoegd dat wijst op de aanwezigheid van klastische sedimenten aan de top van de sequentie. De dikte ervan moet kleiner zijn dan de dikte van het veenpakket. Bij het hoofdprofieltype W wijst het cijfer 1 op afwezigheid van organisch materiaal direct onder de eolische afzettingen, het cijfer 3 wijst op de aanwezigheid ervan.

De profieltypen die op deze kaart gebruikt worden zijn X1, X11, X2, X3, Y2, Z, W1 en W3 (figuur 3). Deze bestaande profieltypen worden binnen de kustvlakte gecombineerd met Pleistocene lithogenetische eenheden en vormen nieuwe complexere profieltypen die de volledige Quartairgeologische opbouw weergeven.

5.3 De legende

De volledige legende van deze profieltypenkaart is zoals de definitie vereist eveneens hiërarchisch opgebouwd. Op de Quartairgeologische kaart wordt op het hoogste niveau eveneens complexen onderscheiden (Barchhausen et al., 1977) die dan op hun beurt worden onderverdeeld in één of meerdere profieltypen. Gelet op de complexiteit van het karteringsgebied is bij deze kartering geopteerd om de complexen te bepalen volgens de genese van de Pleistocene afzettingen. Op het kaartblad worden eolisch afzettingen, hellingsafzettingen, mariene afzettingen, estuariene afzettingen, getijdenafzettingen in het algemeen en fluviatiele afzettingen binnen het Pleistoceen onderscheiden. De complexen zijn dan verder opgesplitst in profieltypen die uit een opeenvolging van de onderscheiden lithogenetische eenheden

	Lemig tot zandlemig materiaal zonder bodemprofielontwikkeling ontstaan door hellingsprocessen.		Mariene afzettingen bestaande uit schelphoudende tot schelprijke afzettingen in het meest kustwaartse gedeelte. Meer landinwaarts zijn ze opgebouwd uit fijn zand tot klei met sporadisch veen.
	Fluviatiele afzettingen met een textuur variërend van klei tot zand, mogelijk veen ontwikkeld.		Estuariene - fluviatiele afzettingen bestaande uit fijn klastisch materiaal met veenintercalaties.
	Zandig tot kleiig materiaal minder dan 1,2 m. dik.		Getijdenafzettingen met een textuur variërend van zand tot klei. In de zandafzettingen komt <i>Cerastodema glaucum</i> frequent voor.
	Zandige tot zandlemige eolische afzettingen mogelijk met een alternatie van zand- en siltlagen.		Hellingsafzettingen en lokale fluviatiele afzettingen met een textuur variërend van kleiig tot zandig.
	Zandig vlechtende rivierafzettingen (zeer fijn tot medium zand, soms met silteuze intercalaties die venig kunnen zijn).		Complex van zandige en silteuze fluviatiele afzettingen, lokaal zijn hellingsafzettingen mogelijk.
	Fijn zandige tot silteuze fluviatiele afzettingen.		Afbakening kustvlakte.
			◇ Eenheid geheel of gedeeltelijk weggeërodeerd.
			□ Eenheid mogelijk aanwezig.
			* Eenheid mogelijk afwezig.

Fig. 4: Codering van enkele karteereenheden.

bestaan buiten de kustvlakte en uit een combinatie van Holocene profieltypes en lithogenetische eenheden binnen de kustvlakte.

Zoals al meerdere malen is aangestipt, vormen de profieltypes de bouwstenen van de Quartairgeologische kaart. Bijgevolg is het essentieel dat de profieltypes op een duidelijke en onmiskenbare grafische manier worden voorgesteld. Ieder profieltype wordt grafisch weergegeven door een kolom die bestaat uit een aantal blokken. Eén zo een blok komt overeen met één van de karteereenheden. Ieder blok wordt voorzien van een code die eigen is aan één van de karteereenheden (figuur 4). Bovendien heeft iedere gecodeerde blok een specifieke plaats in de kolom. Wanneer in een geologische sequentie één of meerdere eenheden niet aanwezig zijn, als gevolg van erosie of niet afzetting, wordt dit in beeld gebracht in het corresponderende profieltype door middel van het blank laten van de plaats voorzien voor die bepaalde eenheid (figuur 5). De kaartlezer kan bijgevolg onmiddellijk vaststellen welke eenheid of eenheden ontbreken. Een profieltype verschaft geen informatie over de dikte van de verschillende eenheden. Een uitzondering hierop vormt het profieltype dat aanduidt dat het Tertiair substraat binnen de 1,2 m. onder het oppervlak voorkomt.

Op de kaart zelf worden enkel de profieltypes voorgesteld en niet de complexen vermits de eerst vernoemden de meest gedetailleerde weergave zijn van de Quartaire opbouw. Toch spelen de complexen een rol bij de kaartvoorstelling. Het is precies het complex dat de kleur bepaald. Binnen een kleur worden meerdere tinten (kleurnuances) onderscheiden, variërend van licht naar donker. Profieltypes, die op de kaart polygonen vormen, worden gevisualiseerd door die kleurnuances. Om enige verwarring te vermijden wordt aan ieder profieltype een nummer toegekend welke dan overeenkomt met een bepaalde kleurnuance. Om deze kaart echter leesbaar te houden, is geopteerd voor een raster – kleurschakering combinatie. De Holocene en/of Tardiglaciale afzettingen worden voorgesteld door een raster die bovenop de kleurnuance wordt aangebracht. Een kleurnuance staat dus voor de Pleistocene opbouw in dat bepaalde areaal. Hierdoor is het aantal kleurnuances sterk verminderd, wat de leesbaarheid ten goede komt.

Gelet op het feit dat de gegevens in bepaalde delen van het karteringsgebied zeer summier en/of schaars zijn, zijn er drie symbolen ingevoerd om de lacune aan informatie op te vangen. Op sommige plaatsen in het karteringsgebied zijn afzettingen mogelijk aanwezig. De mogelijk aanwezige karteereenheid wordt voorzien van het '□' teken. Indien een karteerbare eenheid afwezig kan zijn, wordt het symbool '*' gebruikt. De eenheid die mogelijk geheel of gedeeltelijk geërodeerd is, wordt voorgesteld met het symbool '◇'.

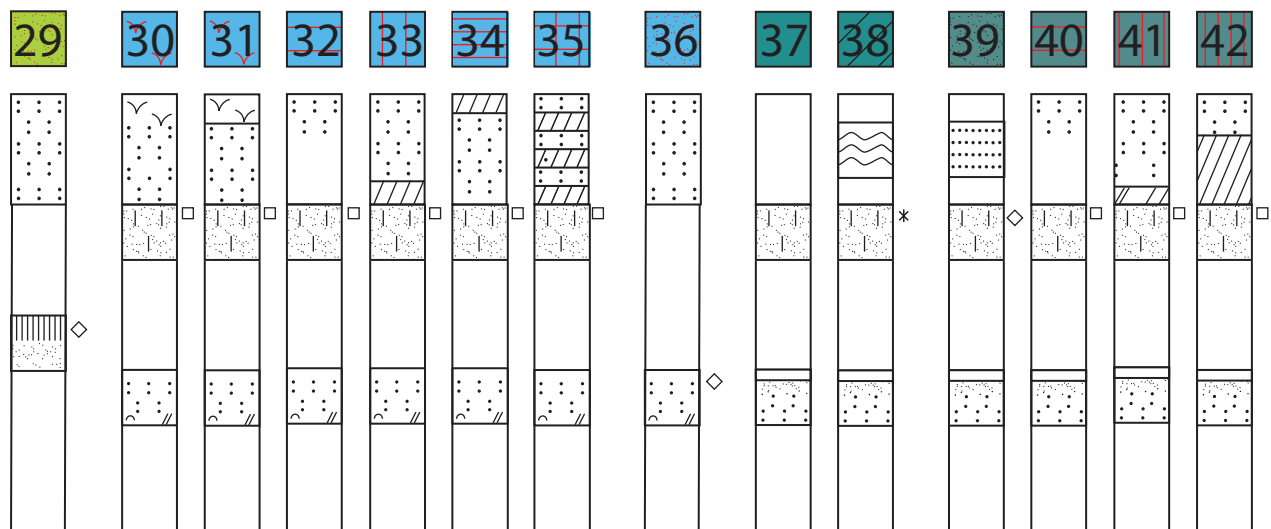
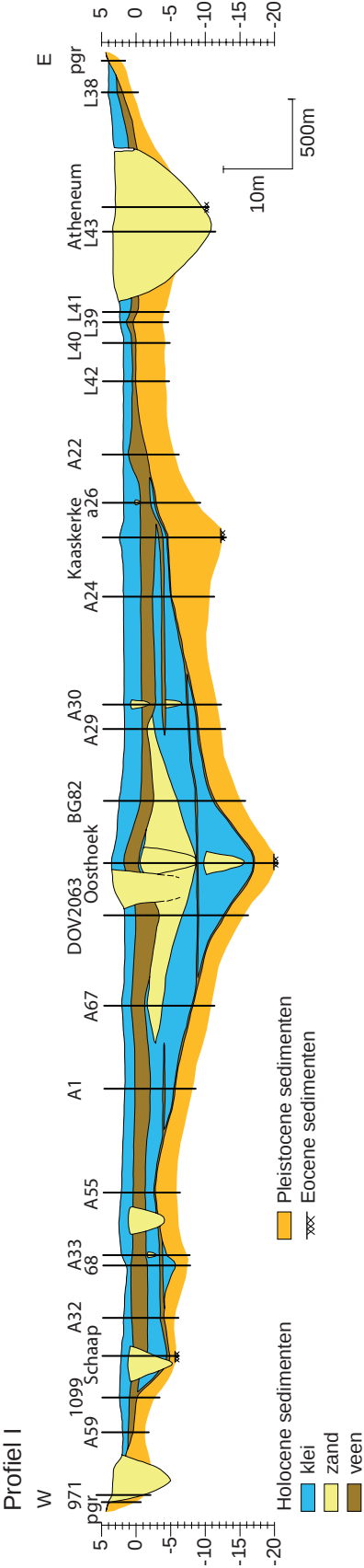
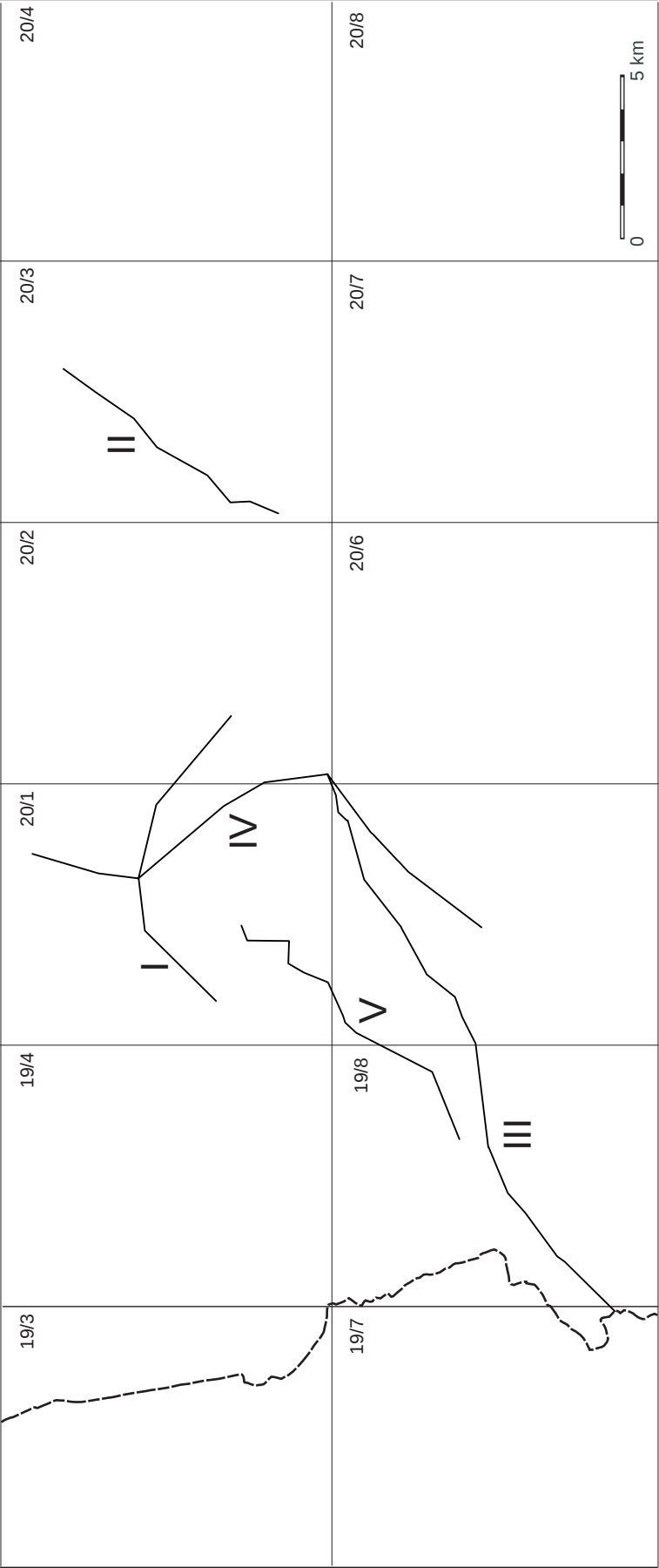


Fig. 5: Voorstelling van profieltypes.

Situering van de profielen



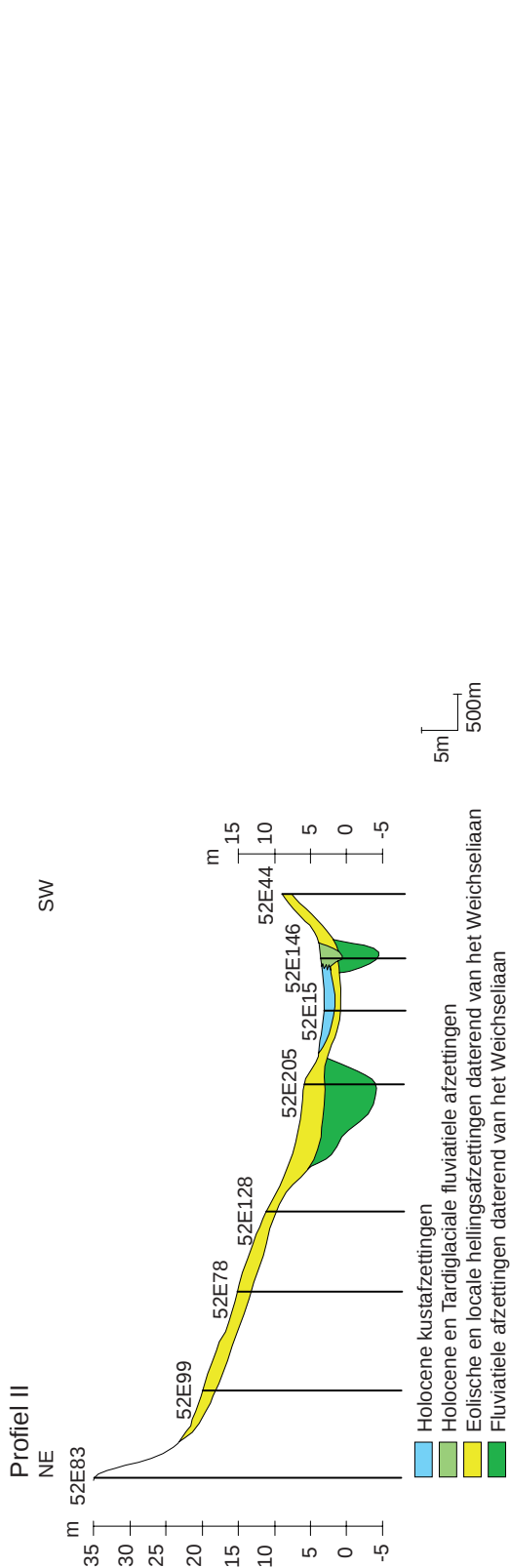
6 DE PROFIELEN

De profielen zijn zo opgevat dat ze een overzicht geven van de Quartairgeologische opbouw in het karteringsgebied. De lokatie van de profielen in het karteringsgebied is weergegeven in bijlage.

Profiel I: de Holocene kustvlakte

Dit profiel is gelegen op het kaartdeel Lampernisse - Diksmuide, gelegen in het centrale deel van de westelijke kustvlakte. Het doorsnijdt de gehele breedte van de vlakte daar en is grosso modo west-oost georiënteerd.

Het profiel toont duidelijk een pré-Holocene vallei, de paleovallei van de IJzer op een diepte van -16 m. De Pleistocene afzettingen zijn overal bedekt met het basisveen, behalve daar waar het geërodeerd werd door Laat-Holocene geulen. Een getijdengeul heeft zich ontwikkeld in de paleovallei en dit in twee verschillende perioden gescheiden door een verlandingsfase. Behalve in de nabijheid van deze getijdengeulen, bestaat de opvulling uit slikwad afzettingen waarin een verlanding met veengroei voorkomt tussen -3 m. en -2 m. TAW en een verlanding met de ontwikkeling van het oppervlakteveen tussen ongeveer -1 m. en +2 m. TAW. Het oppervlakteveen is bedekt met een pakket wadklei met een dikte variërend tussen 1 à 2,5 m. Dit profiel toont zeer duidelijk de met zand gevulde Laat-Holocene geulinsnijdingen waarvan de omvang varieert. De belangrijkste geulopvulling met een insnijding tot op de Eocene sedimenten, komt voor in het oostelijk deel van het profiel. Aan de rand ervan is thans de huidige IJzer gelokaliseerd.

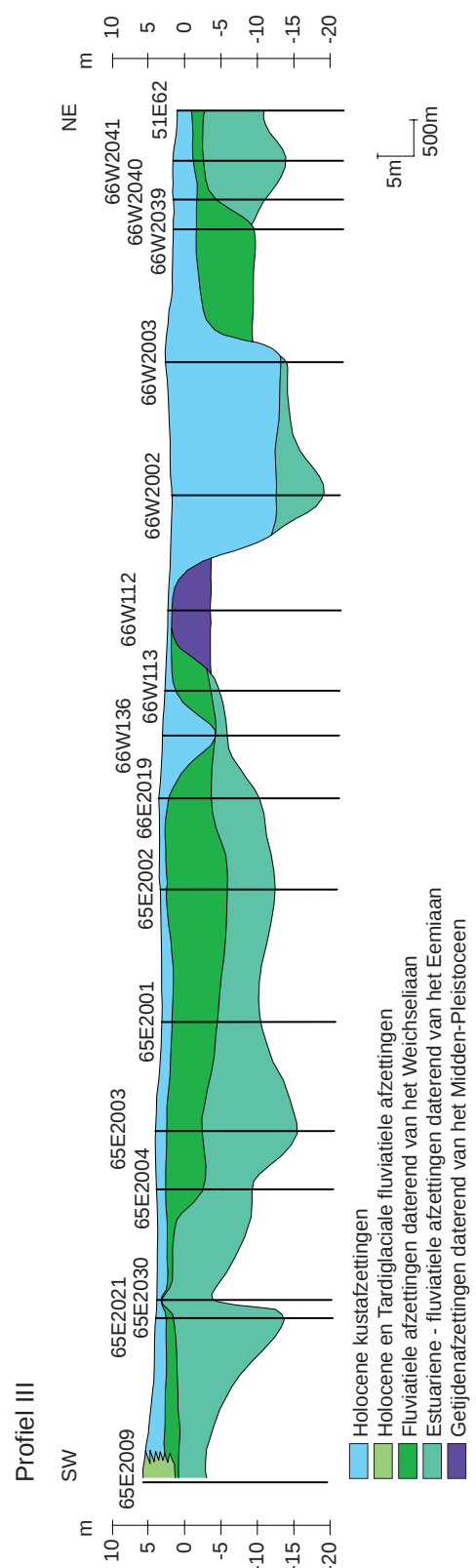


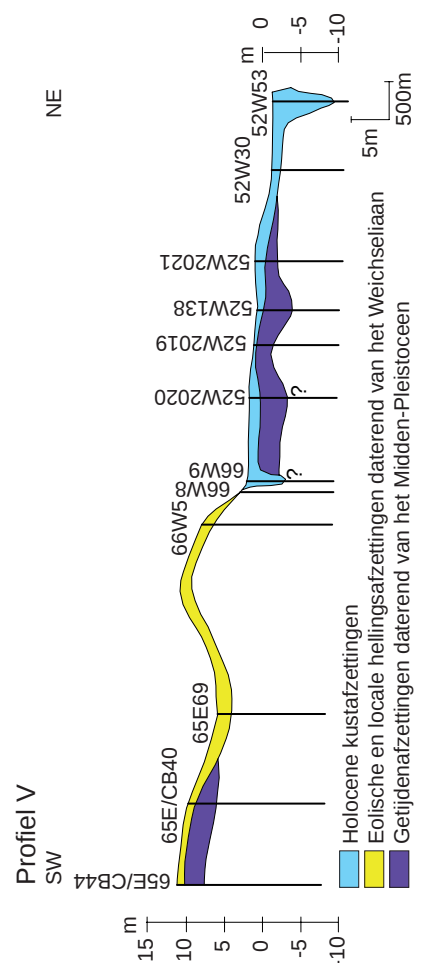
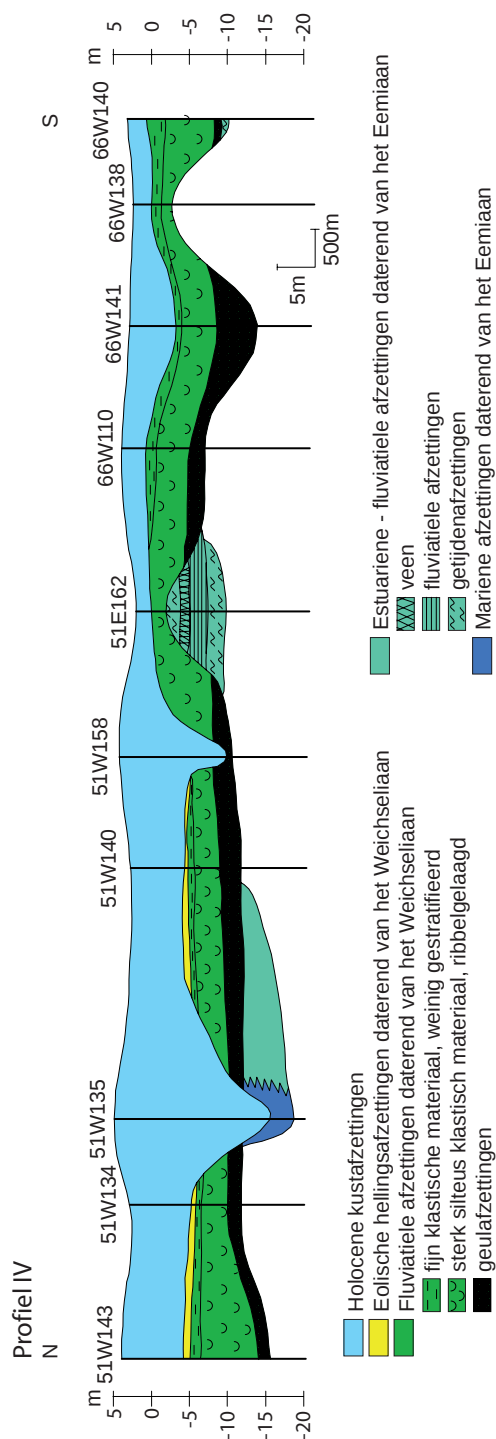
Profiel II: de Handzame

Dit profiel is ongeveer dwars op de Handzame vallei getekend. Het is opgesteld om enerzijds het belang van de eolische- en hellingsafzettingen op de valleiwallen weer te geven en anderzijds het bestaan van een actieve vallei in het Boven-Pleistoceen aan te tonen. De toenmalige Handzamevallei had alvast een zuidelijke vertakking.

Profiel III: de IJzervallei

Dit profiel toont het gedeelte van Fintele tot Roesbrugge - Haringe dat langs de IJzer gesitueerd is. Het oostelijk gedeelte loopt over Lo naar Woumen. Dit profiel toont de complexe opbouw van het gebied. De oudste afzettingen





bevinden zich in de omgeving van Lo. Ze zijn langs verschillende kanten weggeërodeerd. In het Eemiaan is een opvullingfase opgetreden met estuariene - fluviale afzettingen. De accumulatie van de superposerende fluviale afzettingen daterend van het Weichseliaan is in bepaalde gebieden door erosie voorafgegaan. Uit dit profiel blijkt duidelijk de impact van de Holocene getijdengeulen (het gebied tussen Lo en Woumen).

Profiel IV

Dit profiel is uitsluitend gebaseerd op data afkomstig van gestoken, dus ongestoorde boringen. Hierdoor is het mogelijk om meer detail te tonen van de afzettingen daterend van het Weichseliaan en het Eemiaan.

Profiel V

Dit profiel toont duidelijk de getijdenafzettingen daterend van het Midden-Pleistoceen. Het illustreert het voorkomen van twee niveaus waarop de afzettingen aanwezig zijn.

7 QUARTAIRGEOLOGISCHE EVOLUTIE VAN HET KARTERINGSGBIED

Niettemin algemeen in de literatuur wordt aangenomen dat in de westelijke kustvlakte de Pleistocene afzettingen weinig belangrijk zijn (met uitzondering van de Formatie van Herzele) is in de loop van de kartering gebleken dat Pleistocene sedimenten uitgebreid voorkomen in dit gedeelte van de kustvlakte en tevens een grote diversiteit qua opbouw vertonen. Daarenboven zijn de Holocene afzettingen in de westelijke kustvlakte gekenmerkt voor hun belangrijke dikte en complexe samenstelling.

De oudste afzettingen in het karteringsgebied zijn deze die behoren tot de Formatie van Herzele. Zoals al aangehaald, is de typelokaliteit van deze afzettingen gelegen in Frankrijk, buiten de huidige kustvlakte. Volgens Sommé et al. (1999) is de doorgaans schelphoudende tot schelprijke zandlaag, die de sequentie afsluit, van Holsteiniaan ouderdom. De zandlaag aan de basis van de sequentie zou gevormd zijn tijdens het Cromeriaan. Wat betreft het tussenliggend kleilig facies, met veenintercalaties, zijn de auteurs minder exact en wordt er geen tijdsindeling gegeven. Op basis van de morfologische positie en de lithologische kenmerken zijn de afzettingen op het hoogste niveau in België, d.w.z. in de omgeving van Izenberge en in de strook Eikhoek – Sint Elooi te vergelijken met het schelphoudend tot schelprijk zand in Frankrijk. In het karteringsgebied komt echter nog een tweede niveau voor dat zich aan de rand of in de huidige kustvlakte bevindt en dat zich grosso modo uitstrekt van Roesbrugge - Haringe tot Lo. De afzettingen bestaan uit kleilige - silteuze tot zandige sedimenten met venige intercalaties. Vanhoorne (1962) heeft te Lo op basis van de aanwezigheid van *Azolla filiculoides* en de dominantie van *Alnus* het veen in het Holsteiniaan geplaatt. In een recente publicatie van 2003 plaatst Vanhoorne op basis van dezelfde kenmerken de vorming van het veen in het Cromeriaan IV en de bovenliggende sedimenten in het Holsteiniaan. Hierdoor worden alle afzettingen in Frankrijk en België ongeacht hun hoogteligging, hun situering tegenover de huidige kustvlakte en de overige Pleistocene sedimenten in eenzelfde periode geplaatt. Stratigrafisch is dit weinig waarschijnlijk.

In dit stadium van onderzoek kunnen we bijgevolg besluiten dat tijdens het Midden-Pleistoceen een groot gebied in het westelijk deel van het karteringsgebied onder invloed lag van getijdenwerking. Een grote maar ondiepe baai zou aanwezig geweest zijn met een beperkte input van zoetwater (Vanhoorne en Denys, 1987). De getijdenwerking is zeker éénmaal over een bepaalde periode onderbroken geweest is. Tijdens deze periode heeft er een uitdieping plaatsgehad, echter lateraal beperkt. Hierdoor is het lager gelegen niveau te Roesbrugge - Haringe - Lo ontstaan als een onderdeel van een depressie die kan beschouwd worden als een voorloper van de paleovallei van de IJzer. Zoals al voordien is aangehaald, treedt vervolgens opnieuw afzetting onder invloed van getijden op. Op sommige plaatsen is deze sedimentatiefase voorafgegaan door veengroei. Na bovenvernoemde sedimentatiefase hebben er mogelijkwijze in de tweede helft van het Saaliaan, wanneer wereldwijd een sterke dalingen van het zeeniveau is opgetreden, en zeker tijdens de overgang Saaliaan - Eemiaan belangrijke uitschuringen plaatsgehad waardoor de paleovallei van de IJzer verder is ontwikkeld. De uitbreiding naar het zuidelijk hinterland was waarschijnlijk in die tijd weinig belangrijk, de Handzame vallei daarentegen is toen gevormd. In de huidige kustzone hebben de uitschuringen het peil tot - 25m. TAW bereikt.

Tijdens de daaropvolgende warme fase, het Eemiaan, wanneer opnieuw een stijging van het zeeniveau is opgetreden, zijn in het meest zeewaartse gedeelte van het karteringsgebied mariene afzettingen gesedimenteerd. Wat verder landinwaarts, in een meer rustigere omgeving zijn kust- en wadafzettingen gevormd. Deze getijdenafzettingen hebben zich verder landinwaarts uitgebreid langs een depressie waarin de paleo-IJzer actief was als estuarium. In het zuidelijk gedeelte van deze depressie (die grosso modo west – oost loopt) komen zowel getijden- als fluviatiele afzettingen voor. Dit is het gedeelte van het estuarium waar getijden en fluviatiele processen tegelijkertijd actief zijn. Deze processen kunnen gelijktijdig verlopen, de sedimentatiemilieus palen dan lateraal aan mekaar (Woodroffe et al., 1989) of komen opeenvolgend in de tijd voor. Bij deze laatste speelt de input vanuit het hinterland een belangrijke rol. Voldoende data ontbreken echter om over de precieze omstandigheden van sedimentatie te achterhalen. Wel is duidelijk dat bepaalde periodes gunstig waren voor de vorming van veen. Aanvoer van sedimenten vanuit het hinterland blijft echter bestaan tijdens de veenvorming aangezien het veen doorgaans niet zuiver is, d.w.z. gemengd met klastische sedimenten. In de Handzame vallei is tijdens het Eemiaan eveneens accumulatie opgetreden, zowel van veen als van klastisch materiaal. De afzettingen in de Handzame Vallei en in de paleo-IJzer vallei s.s. zijn vervolgens opnieuw geërodeerd, zij het gedeeltelijk. Toch mag dit niet als één kortstondig, op zichzelf bestaand proces gezien worden maar als een opeenvolging van erosie- en accumulatiefasen. De eerste erosiefase heeft waarschijnlijk plaatsgehad bij de overgang van het Eemiaan naar het Weichseliaan wat geresulteerd heeft in een reeds bredere depressie waarin vervolgens een rivier met multiële geulen actief is geweest. Van deze periode dateren waarschijnlijk de vertakkingen vanuit het hinterland. Na een periode van accumulatie is opnieuw erosie opgetreden waarbij grotendeels de uiteindelijke vorm van de depressie is ontstaan. Minder belangrijke erosiefasen nadien worden niet uitgesloten. In deze depressie was een fluviatiel systeem actief dat voornamelijk fijn klastisch materiaal (voornamelijk fijn zand en silt) transporteerde en afzette. In deze fijne klastische afzettingen treden er belangrijke variaties in de korrelgrootteverdeling op alsook in de sedimen-

taire opbouw. De variaties zijn het gevolg van de voortdurende verandering in de stroomenergie van de rivier. Deze sedimenten worden op sommige plaatsen bedekt met overstromingsvlakteaafzettingen. Daarmee worden afzettingen bedoeld die geaccumuleerd zijn in een zeer rustige omgeving waar de fluviatiele activiteit beperkt is.

In het karteringsgebied is niet alleen de paleo-IJzervallei aanwezig maar ook een uitloper van de Leievallei. Uit de opmaak van het kaartblad Kortrijk (nr. 29, schaal 1/50 000 – Bogemans, 2002) is gebleken dat de Leievallei een complexe opvullingsgeschiedenis kent. De opvulling van het Mandelbekken is echter minder complex. Dominant zijn de zandige – silteuze fluviatiele afzettingen, daterend van het Weichseliaan. Buiten de fluviatiel actieve gedeelten modelleerden hellingsprocessen (oppervlakteaafvloeiing en gelifluctie) tijdens dooiperiodes het landschap. Accumulatie trad op aan de voet van de hellingen. In het Mandelbekken is een duidelijke interactie tussen de hellingsprocessen en de fluviatiele processen waar te nemen. De geultjes op de valleiwanden evolueerden naar waterlopen hellingsafwaarts.

Als gevolg van de toenemende verdroging op het einde van het Midden-Weichseliaan nam de impact van de windwerking toe. Tijdens de beginfase ervan greep de eolische sedimentatie meestal plaats op een sneeuwrijk, nat of vochtig oppervlak. Zoals reeds hierboven aangestipt waren de hellingen gedurende de dooiperiodes onderhevig aan belangrijke afvloeiingen en massabewegingen (type gelifluctie). Binnen het stroomgebied van de toenmalige waterlopen zorgde dit voor een extra sedimenttoevoer. Naarmate het klimaat steeds droger werd, namen de eolische processen de bovenhand waardoor quasi zuiver eolische afzettingen zijn ontstaan. De textuur van deze afzettingen is bepaald door de afstand van het sedimentatiegebied ten opzichte van het brongebied evenals door de hoogteligging van de sedimentatieplaats. Deze afzettingen zijn algemeen verspreid en dekken als het ware het landschap af. Tijdens deze fase waren de fluviatiele processen minimaal.

De omgevingsfactoren wijzigden drastisch bij de aanvang van het Tardiglaciaal. Het Tardiglaciaal wordt gekenmerkt door een beduidend warmer en vochtiger worden van het klimaat. Alleen tijdens twee korte koudere fasen van het Tardiglaciaal (het Ouder en het Jonger Dryas) treden er nog lokale verstuiwingen en eolische sedimentatie op. Door de klimaatwijziging worden de fluviatiele processen in het Tardiglaciaal opnieuw belangrijk. De waterlopen reageren in eerste instantie met een erosiefase waarbij de huidige valleien worden uitgeschuurd. Later volgt accumulatie van klastische sedimenten en organisch materiaal.

Een belangrijke fase in de evolutie van het karteringsgebied greep in de daaropvolgende periode plaats, namelijk tijdens het Holoceen, met de ontwikkeling van de huidige kustvlakte.

De opvulling en evolutie van het westelijk deel van de kustvlakte werd in hoofdzaak bepaald door de volgende factoren: de postglaciale zeespiegelstijging, en meer bepaald de verandering in snelheid van de stijging, de pré-Holocene morfologie en de beschikbare bergingsruimte die op zijn beurt ook nog beïnvloed werd door compactie van klei en veen.

De kustvlakte zoals opgenomen in het karteringsgebied ontwikkelde zich in het bekken van de paleo-IJzer en haar zijbeken. Door de alsmar stijgende zeespiegel verhoogde de grondwaterspiegel op het land in die mate zodat er zoetwatermoerassen ontstonden met accumulatie van veen. Dit transgressief veen is het basisveen. Aanvankelijk kwam het tot stand in de diepst gelegen delen van het gebied, maar naarmate de zeespiegel, en dus ook de grondwaterspiegel bleven stijgen, ontwikkelde het basisveen zich steeds hogerop en steeds meer landwaarts.

Vanaf ongeveer 9500 cal BP kwam een getijdengebied tot stand in de diepste delen van het toenmalige landschap. De sterke stijging van de zeespiegel (gemiddeld 7 m./1000 jaar, figuur 6) in de periode vòòr ca. 7500 cal BP leidde tot een aanzienlijke verticale opvulling met klei en zand (in en nabij de getijdengeulen), terwijl het getijdengebied zich zeer vlug landwaarts uitbreidde in de paleovalleien. In deze periode reikte het getijdengebied reeds halverwege de Kemmelbeek en de Sint Jansbeek in het uiterste zuiden (cf. Baeteman en Declercq, 2002).

Een aanzienlijke vertraging van de zeespiegelstijging (tot een gemiddelde van 2,5 m./1000 jaar) omstreeks de periode 7500-7000 cal BP, bracht enige vertraging teweeg in de opvulling. Delen van het wad geraakten voldoende hoog opgeslibt en werden niet meer zo geregeld overspoeld door het getij dat minder stuwend binnenkwam. Door het hoog opslibben was in die gebieden ook het getijdenamplitude verminderd. Daardoor kon er zich een dunne zoetwaterlaag vormen onder het wadoppervlak (schorre) en kwamen er al vrij vlug zoetwatermoerassen tot stand waarin riet zich opstapelde tot veen. Op die manier ontstonden lokale verlandingsvenen (enkele cm dik) die echter niet veel langer dan honderd jaar stand hielden. De zeespiegelstijging, weliswaar verminderd tot gemiddeld 2,5 m./1000 jaar, bleef de opvulling van het gebied nog steeds beïnvloeden en in de nabijheid van de talrijke getijdengeulen werd onverminderd zand en klei afgezet. Die geulen raakten volledig opgevuld waardoor ze zich moesten verplaatsten, op zoek naar nieuwe bergingsruimte. De lokale veengebieden waren zo'n ruimte bij uitstek omdat die, verstoken van sediment gedurende tientallen jaren, op een iets lager niveau lagen dan de opgeslibte gebieden rondom de geulen. Door middel van geul- en meanderdoorbraken gingen de geulen (of delen ervan) zich verleggen. Op die manier veranderden de veengebieden weer in een wad en konden de door de geul verlaten gebieden op hun beurt evolueren naar een zoetwatermoeras met veengroei. Dit mechanisme van opvulling waarin de getijdengeulen een primordiale rol speelden, heeft ertoe geleid dat de afzettingen in de periode tussen ca. 7500 en 5500 cal BP hoofdzakelijk bestaan uit een afwisseling

van wadsedimenten met veenlaagjes. Deze typische afwisseling is niet het resultaat van veranderingen in zeeniveau (Baeteman, 1999). Juist omwille van de rol van de geulen, zijn in het landwaarts gedeelte van de vlakte de verlandingsvenen frequenter en dikker. Deze verlandingsvenen komen nauwelijks voor in het uiterste westelijke deel van het karteringsgebied (De Moeren) omdat dit deel een open wadgebied bleef (cf. Baeteman, 2001).

Omdat de zeespiegelstijging bleef afzakken, verliest ze naar het einde van deze periode toe haar rol van stuwende kracht met als gevolg dat de veengebieden steeds uitgebreider werden en langer konden stand houden. Een tweede aanzienlijke vertraging van de stijging (tot gemiddeld 0,7 m./1000 jaar) omstreeks 5500-5000 jaar geleden heeft ertoe bijgedragen dat een verlandingsveen, dat tot stand kwam omstreeks 6000-5500 jaar geleden, ongestoord kon blijven accumuleren voor een periode van minstens 2 à 3000 jaar. Dit thans 1 à 2,5 m. dikke veenpakket wordt ook het oppervlakteveen genoemd en komt meestal voor tussen -1 en +1 m. TAW.

Het einde van deze veengroei situeert zich in dit karteringsgebied in de periode tussen ca. 3400 en -uiterst landwaarts- 1500 cal BP waarna zich weer een getijdengebied installeerde. Er is echter een tijdshiaat van ruim 1000 jaar tussen het einde van de veengroei en de ouderdom van de bovenliggende sedimenten. De initiële oorzaak van het terug binnendringen van het getijdengebied is nog steeds niet met zekerheid achterhaald. Wel staat vast dat het geen plotse zeespiegelverhoging is. Het mechanisme daarentegen is vrij goed gekend (cf. Baeteman et al., 2002, cf. fig. 2). Het getij kwam terug binnen via de getijdengeulen die weliswaar opgeslibt waren, maar nog functioneerden als zoetwaterafvoer voor het veengebied. Het veen werd aan de randen van de geulen geërodeerd wat resulteerde in een ontwatering van het veengebied in de nabijheid van de geulen. Deze ontwatering resulteerde op zijn beurt in compactie van het veen en verlaging van het oppervlak met als gevolg een vergroting van de komberging. Daardoor moesten de geulen hun doorsnede aanpassen waarbij ze verticaal gingen eroderen. Door deze diepe erosie werd compactie van klei en veen en verlaging van het oppervlak nog meer in de hand gewerkt en kon het netwerk van geulen progressief landwaarts verschuiven. De ingeklonken delen van het veengebied kwamen onder water te staan met minimale sedimentatie; alle beschikbare sediment werd gebruikt voor het opvullen van de diepe geulen. Pas nadat de geulen opgevuld waren in relatie met het toenmalige zeeniveau, dit is omstreeks 1400-1200 cal BP, kwam sedimentatie tot stand in de gehele vlakte. Ook gebieden die voorheen nooit beïnvloed waren geweest door de zeespiegelstijging, zoals een groot gebied in de omgeving van Lo en in het zuidwesten van de kustvlakte, werden omgevormd tot een getijdengebied met ondiepe geulen en slikken. De sedimentatie bleef vrij lang voortduren in sommige gebieden. Ten zuiden van Veurne was bijvoorbeeld een kleine geul nog altijd actief in ca. 560 cal BP (einde 14^{de} eeuw AD). De slikken en geulen slibden uiteindelijk op tot het toenmalig hoogwaterniveau bij springtij en evolueerden tot schorre en zoutweiden die dan in verschillende perioden werden ingepolderd.

Buiten de kustvlakte werden tijdens het Holoceen in de beekvalleien fluviale sedimenten afgezet; op plaatsen waar de topografie er zich toe leende waren hellingsprocessen actief.

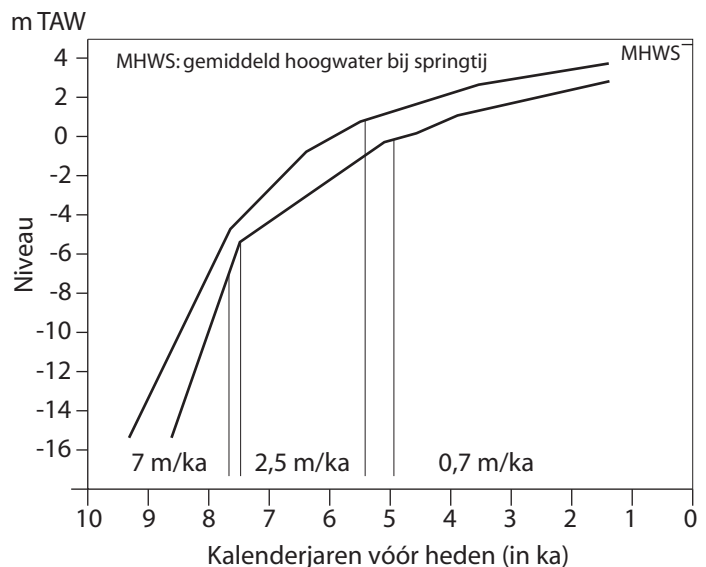


Fig. 6: Curve van de relatieve zeespiegelstijging weergegeven aan de hand van een enveloppe voor minimum en maximum niveau. (naar Denys en Baeteman, 1995; Baeteman en Declercq, 2002).

8 CARTOGRAFIE

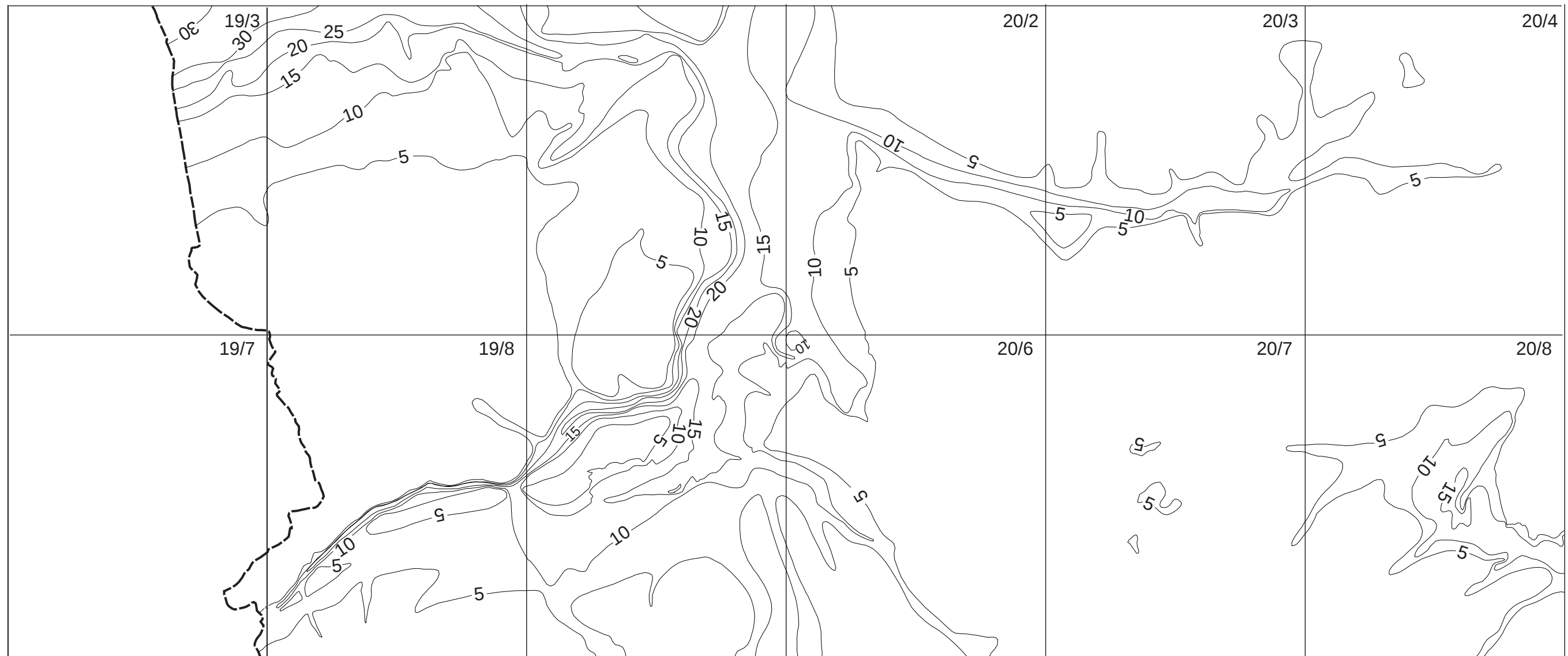


Fig. 7: Dikte van de Quartaire afzettingen

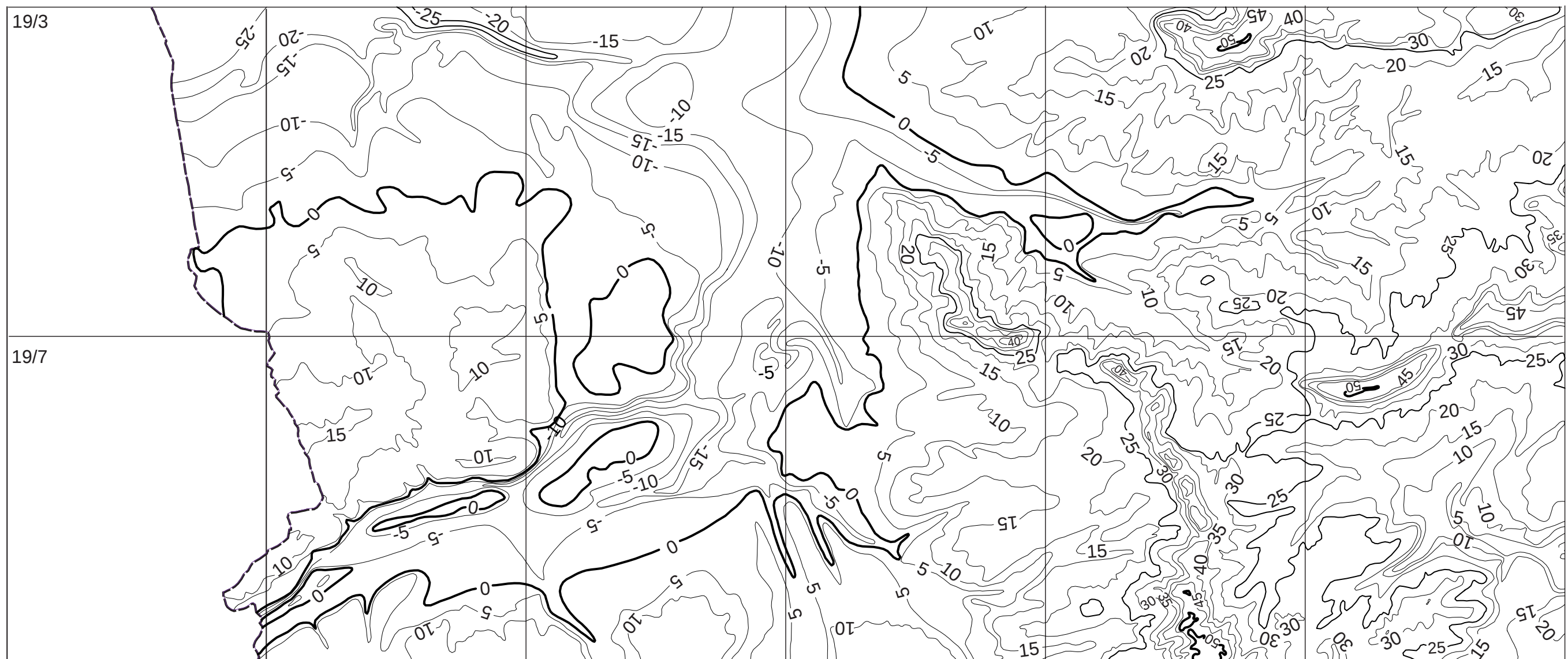


Fig. 8: Top van het Tertiair substraat

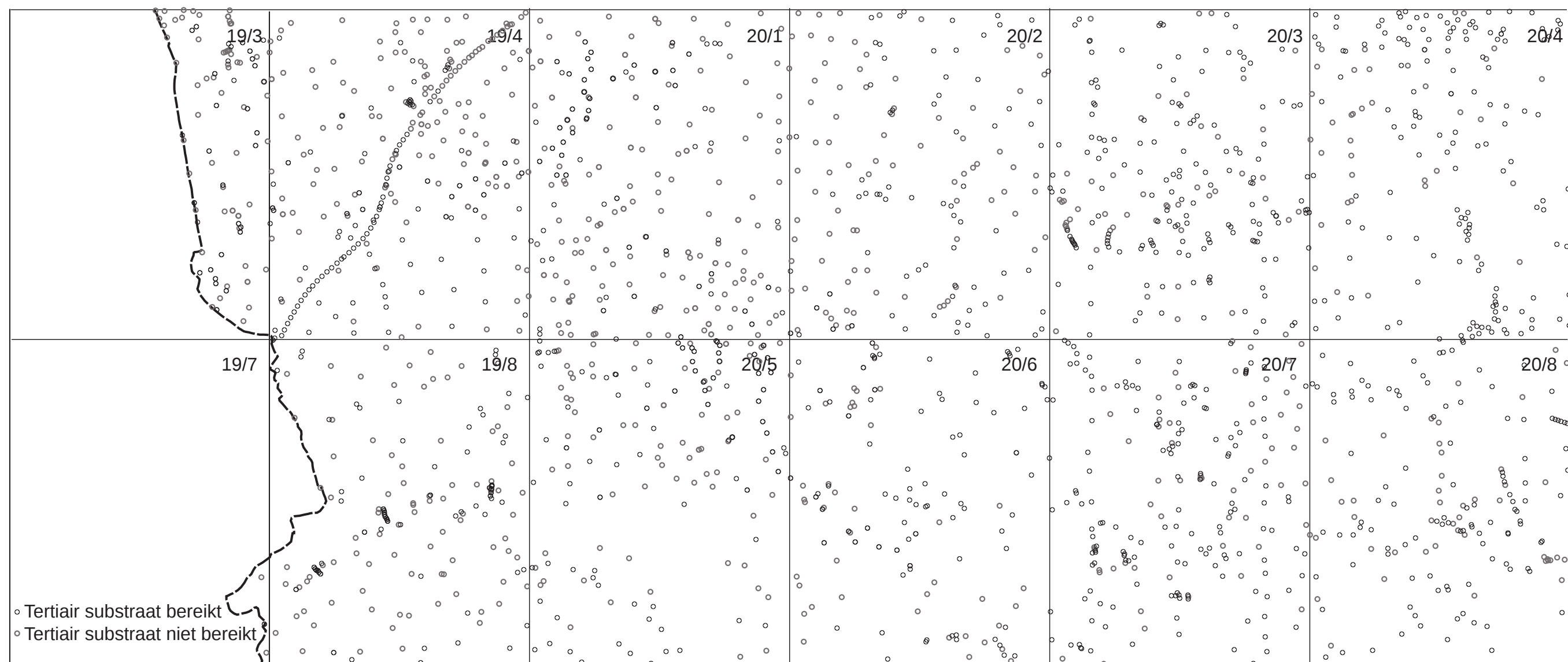


Fig. 9: De stippenkaart

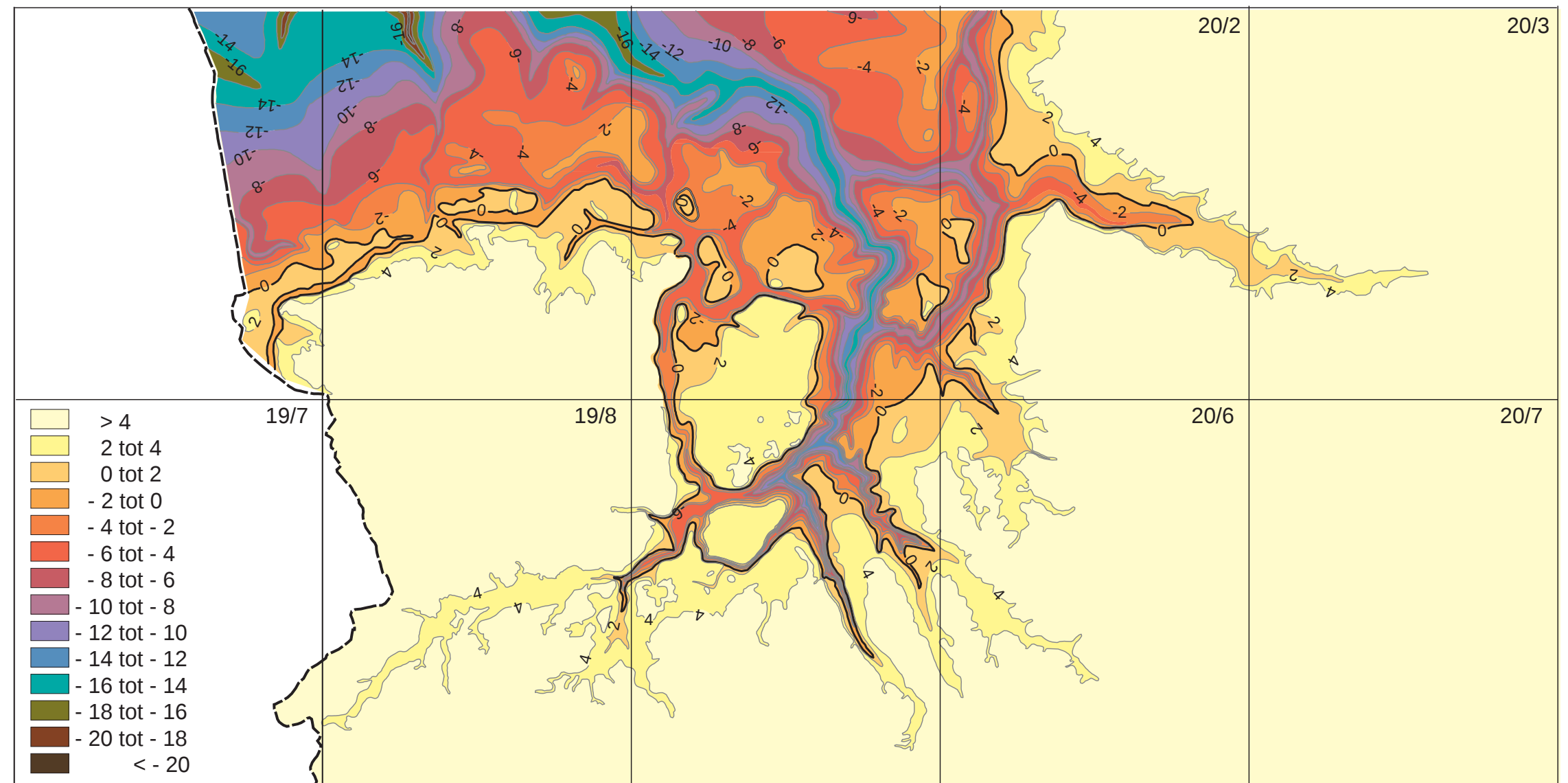


Fig. 10: Basis van de holocene afzettingen in de kustvlakte (in m TAW)

0 5 km

9 BIBLIOGRAFIE

- A** **Ameryckx J.**, 1958. Verklarende tekst bij het kaartblad Roeselare 67E: Gent, Centrum voor bodemkartering, 68p.
- Ameryckx J.**, 1975. Verklarende tekst bij het kaartblad Diksmuide 51E: Gent, Centrum voor bodemkartering, 109p.
- Ameryckx J.**, 1983. Verklarende tekst bij het kaartblad Torhout 52 E: Gent, Centrum voor bodemkartering, 93p.
- B** **Baeteman C.**, 1981. An alternative classification and profile type map applied to the Holocene deposits of the Belgian coastal plain: Bull. Belg. Ver. voor Geologie, 90, 257-280.
- Baeteman C.**, 1985. Development and evolution of sedimentary environments during the Holocene in the Western coastal plain of Belgium: Eiszeitalter und Gegenwart, 35, 23-32.
- Baeteman C.**, 1987. Mapping a coastal plain – Problems concerning mapping units. Geobound, 1, 1, 3-9.
- Baeteman C.**, 1993. The western plain of Belgium. In Baeteman, C. en De Gans, W. (eds.) 1993. Quaternary shorelines in Belgium and The Netherlands: Excursion Guide of the 1993 Fieldmeeting of the INQUA Subcommittee of Shorelines in Northwestern Europe, 1-24.
- Baeteman C.**, 1998. Is het de natuur of de mens die een bedreiging vormt voor kusten en polders?: Meded. Zitt. K. Acad. overzeese Wet., 44, 2, 257-273.
- Baeteman C.**, 1999. The Holocene depositional history of the IJzer palaeovalley (Western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds: Geologica Belgica, 2/3-4, 39-72.
- Baeteman C.**, 2001. De Moeren and Inland Dunes – Holocene depositional history: Excursion Guide Fieldmeeting Geologica Belgica, June 2001, 41p.
- Baeteman C. en Paepe R.**, 1991. Planning and geology in a coastal plain: Bull. Belg. Ver. voor Geologie, 100, 195-201.
- Baeteman C. en Declercq P.-Y.**, 2002. A synthesis of early and middle Holocene coastal changes in the western Belgian lowlands: Belgeo, 2, 77-107.
- Baeteman C., Scott D.B. en Van Strydonck M.**, 2002. Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium: Journal of Quaternary Science, 17 (5-6), 547-559.
- Baeteman C.**, 2004. A Discussion of Gullentops en De Moor (2001): Quaternary lithostratigraphic units (Belgium). 2.2. Remaining marine-estuarine deposits. Geologica Belgica 7/1-2, 77-78.
- Barckhausen J., Preuss H. en Streif H.**, 1977. Ein lithologisches Ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen: Geologisches Jahrbuch, A44, 45-74.
- Bertrand S.**, 2001. Evolution des environnements sédimentaires Holocènes et cartographie par types de profil de la partie centrale de la paléovallée de l'IJzer (plaine côtière Belge): Licentieverhandeling, Université de Liège, 54p.
- Bogemans F.**, 1988. Thematische kwartairgeologische voorstellingen als toepassings-modellen in de economische ontwikkeling: Brussel, doctoraatverhandeling, 208p.
- Bogemans F.**, 1991. Quaternary thematic mapping of continental deposits: a tool in land-use planning (Belgium): Acta Geologica Taiwanica, 29, p 139-147.
- Bogemans F.**, 1993. Quaternary geological mapping on basis of sedimentary properties in the eastern branch of the Flemish Valley: Toelichtende Verhandeling voor de Geologische en Mijnkaarten van België, 35, 49p.
- Bogemans F.**, 1994. The Usefulness of Quaternary Thematic Maps in Land-Use Planning: Lüttig, G.W. (Ed.) Aggregates - - Raw Materials Giants, Erlangen, p 263-275.
- Bogemans F.**, 1998. The utility of Quaternary thematic maps in the exploitation and the preservation of the natural environment: Bobrowsky, P.P. (Ed) Aggregate Resources, Rotterdam, Balkema, p 147-156.
- Bogemans F.**, 2002. Toelichting bij de Quartairgeologische kaart van Kortrijk nr 29 (schaal 1/50 000): Ministerie van Economische Zaken en Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, 49p.
- D** **De Ceunynck R.**, 1984. A contribution to the study of dune deposits of the Belgian Coastal Plain: Bull. Belg. Ver. voor Geologie, 93, 251-254.

- D** **De Ceunynck R.**, 1987. Ontstaan en ontwikkeling van de duinen. In Thoen, H. (Ed.) De Romeinen langs de Vlaamse Kust: Brussel, Gemeentekrediet, 26-29.
- De Ceunynck R.**, 1993. The Western Belgian Coastal Dunes. In Baeteman, C. en De Gans, W. (Eds.) 1993. Quaternary shorelines in Belgium and the Netherlands: Excursion Guide of the 1993 Fieldmeeting of the INQUA Subcommittee of Shorelines in Northwestern Europe, 74-80.
- De Moor G. en Lootens M.**, 1976. Afzettingen van *Corbicula fluminalis* in het Leiedal tussen Deinze en St.-Baafs-Vijve: Nat. Wetensch., 57, 165-184.
- De Moor G. en Pissart A.**, 1992. Het reliëf: in Denis, J. (Ed.), Geografie van België, Brussel, Gemeentekrediet, p129-215.
- De Moor G., Lootens M., Van de Velde D. en Meert L.**, 1997. Toelichtingen bij de Quartairgeologische kaart van België, kaartblad nr 21 Tielt: Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap.
- Denys L. en Baeteman C.**, 1995. Holocene evolution of relative sea-level and local mean high water spring tides in Belgium – a first assessment: Marine Geology, 124, 1-19.
- De Ploey J.**, 1972. Enkele bevindingen betreffende erosieprocessen en hellingsevolutie op zandig substraat: Tijdschrift Belgische Vereniging voor Aardrijkskundige Studies, 12, 43-67.
- De Ploey J.**, 1977. Some experimental data on slopewash and wind action with reference to quaternary morphogenesis in Belgium: Earth Surface Processes, 2, 101-115.
- Dijkmans J.W.A. en Koster E.A.**, 1987. Eolische verschijnselen in (actuele) periglaciaire milieu's: K.N.A.G. Geografisch Tijdschrift, 21, p 152-167.
- Dollfus G.**, 1884. Le terrain quaternaire d'Ostende et le *Corbicula fluminalis*. Annales de la Société royale malacologique de Belgique, 19, M28-54.
- F** **Fairbridge R.W.**, 1968. Denudation. In: Fairbridge, R.W. (Ed.) The encyclopaedia of geomorphology, Stroudsburg, Dowden, Hutchinson en Ross, Inc, 261-270.
- Feodoroff A.**, 1965. Mécanismes de l'érosion par la pluie : Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique, 7, 149-163.
- G** **Gullentops, F.; Bogemans, F.; De Moor, G.; Paulissen, E. en Pissart, A.**, 2001. Quaternary lithostratigraphic units (Belgium): Gelologica Belgica, 4, 153-164.
- H** **Hacquart A. en Tavernier R.**, 1946. Excursions géologiques en Campine: Bull. Soc. belge de Géol., 55, 452-478.
- Hogg S.E.**, 1982. Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or... ? : Earth Science Reviews, 18, p 59-76.
- Holy M.**, 1980. Erosion and environment: Oxford, New York, Pergamon Press, 225 p.
- Hubert P.**, 1961. Verklarende tekst bij het kaartblad Kortemark: Gent, Centrum voor bodemkartering, 85p.
- Hubert P.**, 1972. Verklarende tekst bij het kaartblad Staden 67 W: Gent, Centrum voor bodemkartering, 83p.
- Hunter R.E.**, 1973. Pseudo-cross lamination formed by climbing adhesion ripples: Jour. Sed. Petrology, 43, 1125-1127.
- Hunter R.E.**, 1980. Quasi-planar adhesion stratification. An eolian structure formed in wet sands: Jour. Sed. Petrology, 50, 263-266.
- K** **Kocurek G. en Fielder G.**, 1982. Adhesion structures: Jour. Sed. Petrology, 52, p 1229-1241.
- L** **Lebbe L. en De Ceunynck R.**, 1980. Lithostratigrafie van het Duingebied ten Westen van De Panne: Prof. Paper. Belgische Geologische Dienst, 4, 171, 26p.
- Lootens M.**, 1978. L'évolution morphologique quaternaire de la vallée de la Lys et de la Mandel: Tijdschrift Belgische Vereniging voor Aardrijkskundige Studies, 47, 159-190.

L **Louis A. en Van Damme M.**, 1974. Verklarende tekst bij het kaartblad Lo 66W: Gent, Centrum voor bodemkartering, 99p.

M **Mengeling H. en Vinken R.**, 1975. Die Profiltypenkarte - ein Schritt in der Weiterentwicklung geologischer Karten: Geologisches Jahrbuch, 29, 65-80.

Miall A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment: Earth Science Review, 13, 1-62.

Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary: In: Miall, A.D. (Ed.) Fluvial Sedimentology, Calgary, Alberta, Canadian Society of Petroleum Geologists, 597-604.

Miall A.D., 1981. Analysis of fluvial depositional systems presented at the American Association of Petroleum Geologists, 75p.

Miall A.D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: Earth Science Reviews, 22, 261-308.

Miall A.D., 1996. The geology of fluvial deposits: Berlin, Springer, 582p.

Moormann F.R., 1951. Verklarende tekst bij het kaartblad Lampernisse 51 W: Gent, Centrum voor bodemkartering, 55p.

Moormann F.R., 1955. Over het ontstaan en de opbouw van De Grote Moeren: Biekerf, 79-84 en 111-115.

Moormann F.R. en T'Jonck G., 1960. Verklarende tekst bij het kaartblad De Moeren 50 W: Gent, Centrum voor bodemkartering, 74p.

Mostaert F. en De Moor G., 1989. Eemian and Holocene sedimentary sequences on the Belgian coast and their meaning for sea level reconstruction: In Henriet, J.P. en De Moor, G. (Eds) The Quaternary and the Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea: Gent, R.C.M.G., 137-148.

P **Paepé R. en Vanhoorne R.**, 1967. The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium: Toelicht. Verhand. Geologische Kaart en Mijnskaart van België, 8, 96p.

Paepé R. en Vanhoorne R., 1976. The Quaternary of Belgium in its relationship to the stratigraphical legend of the geological map: Toelicht. Verhand. Geologische kaart en Mijnskaart van België, 18, 38p.

Ponniah J., 1977. Pollenanalytic studies of the Holsteinian in the Izenberge Area Belgium: Brussel, IFAQ verhandeling, 20p.

R **Reineck H.E. en Singh I.B.**, 1980. Depositional Sedimentary Environments: Berlin, Springer-Verlag, 549p.

S **Schwan J.**, 1986. The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe: Sedimentary Geology, 49, 73-108.

Schwan J., 1988. The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in Western Europe: Sedimentary Geology, 55, 197-232.

Selby M.J., 1993. Hillslope materials and processes: Oxford, Oxford University Press, 451p.

Sommé J., Paepé R., Baeteman C., Beyens L., Cunat N., Geeraerts R., Hardy A.F., Hus J., Juvigné E., Mathieu L., Thorez J. en Vanhoorne R., 1978. La Formation d'Herzele: un nouveau stratotype du Pleistocène Moyen marin de la Mer du Nord: Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire, 1.2.3, 81-149.

Sommé J., Antoine P., Cunat-Bogé N., Lefèvre D. en Munaut A.V., 1999. Le Pléistocène Moyen marin de la Mer du Nord en France: falaise de Sangatte et Formation d'Herzele: Quaternaire, 10, 151-160.

Streif H., 1978. A new method for the representation of sedimentary sequences in coastal regions: Proc. 16th Coastal Engineering Conference, Hamburg, 1245-1256.

Streif H., 1998. Die Geologische Küstenkarte von Niedersachsen 1:25.000 – eine neue Planungsgrundlage für die Küstenregionen: Z. angew. Geol., 44, 4, 183-194.

- T** **Tavernier R. en Maréchal R.**, 1959. De bodemassociatiekaart van België: Nat. Wet. Tijdschrift, 41, 161-204.
- Tavernier R. en de Heinzelin J.**, 1962. De *Cardium*-lagen van West-Vlaanderen: Nat. Wet. Tijdschrift, 44, 49-58.
- Tavernier R. en Ameryckx J.**, 1970. Kust, Duinen , Polders: Atlas van België. Blad 17, Nationaal Comité voor Geografie, 32p.
- Tavernier R. en De Moor G.**, 1974. L'évolution du bassin de l'Escaut: Centenaire de la Soc. Géol. de Belgique, 159-231.
- T'Jonck G.**, 1959. Verklarende tekst bij het kaartblad Hoogstade 65E: Gent, Centrum voor bodemkartering, 97p.
- T'Jonck G. en Moormann F.R.**, 1962. Verklarende tekst bij het kaartblad Veurne 50E: Gent, Centrum voor bodemkartering, 100p.
- T'Jonck G. en Hubert P.**, 1965. Verklarende tekst bij het kaartblad Langemark 66E: Gent, Centrum voor bodemkartering, 104p.

- V** **Vanhoorne R.**, 1962. Het interglaciale veen te Lo (België): Nat. Wet. Tijdschrift, 44, 58-64.
- Vanhoorne R.**, 2003. A contribution to the palaeontological study of the Middle Pleistocene deposits at Lo (Belgium): Quaternaire, 14, 75-83.
- Vanhoorne R. en Denys L.**, 1987. Further Paleobotanical data of the Herzelee Formation (Northern France): Bull. De l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire, 1, 7-18.

- W** **Woodroffe C.D., Chappell J., Thom B.G. en Wallensky E.**, 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia: Sedimentology, 36, 737-756.