

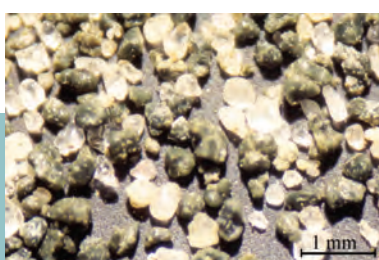
Toelichting
bij de **Quartairgeologische Kaart**



23

Kaartblad

MECHELEN



Kaart en tekst opgemaakt door :
Frieda Bogemans

Vrije Universiteit Brussel



1996



Vlaamse overheid
Dienst Natuurlijke Rijkdommen

Verkoopadres:

Vlaamse overheid

Dienst Natuurlijke Rijkdommen

Koning Albert II-laan 20 bus 20

1000 Brussel

Verkoopprijs:

12 euro, verzendingskosten inbegrepen

INHOUDSOPGAVE

1. KENNISMAKING MET HET KARTERINGSGEBIED	3
1.1. Het huidige landschap	3
1.2. De afzettingen zichtbaar aan het oppervlak.....	5
1.2.1. De pleistocene windafzettingen	5
1.2.2. De holocene en tardiglaciale fluviatiele afzettingen	6
1.2.3. De holocene duinen	6
1.2.4. Holoceen colluvium	6
1.3. De quartaire ondergrond	6
1.3.1. Beschrijving van de geomorfologische eenheden en de quartairgeologische opbouw.....	6
1.3.2. Begrenzing en vorm van de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei	7
1.3.3. De morfologie van de top van het Tertiair in het overige gedeelte van het karteringsgebied.....	7
1.4. Het tertiair substraat.....	9
1.4.1. Het Paleogeen	9
1.4.2. Het Neogeen	11
2. METHODIEK	13
2.1. Inleiding.....	13
2.2. Kartering op basis van archiefgegevens en beperkte terreinverkenning	13
2.3. Indeling van quartaire afzettingen	13
2.4. Het gebruik van de quartairgeologische kaarten	13
3. KORT OVERZICHT VAN DE KLIMAATEVOLUTIE IN HET MIDDEN-PLEISTOCEN, HET BOVEN-PLEISTOCEN EN HET HOLOCEEN	15
3.1. Het Midden-Pleistoceen	16
3.1.1. Het Cromerien Complex	16
3.1.2. Het Elsterien	17
3.1.3. Het Holsteinien	17
3.1.4. Het Saalien	17
3.2. Het Boven-Pleistoceen	17
3.2.1. Het Eemien (130 000 - 115 000, zuurstof isotopen etage 5e).....	17
3.2.2. Het Weichselien	18
3.3. Het Holoceen	20
4. SEDIMENTOLOGISCHE EN LITHOSTRATIGRAFISCHE OPBOUW VAN DE QUARTAIRE SEDIMENTEN.....	23
4.1. Inleiding.....	23
4.2. De Formatie van Gent	24
Spreiding en dikte.....	24
Sedimentologische kenmerken en genese	24
Stratigrafie.....	27
4.3. De Formatie van Gembloux.....	28
Spreiding en dikte.....	28
Sedimentaire kenmerken en genese	28
Stratigrafie.....	31

4.4. De Formatie van Zemst.....	33
4.4.1. Het Lid van Grimbergen	33
Spreiding en dikte	33
Sedimentologische kenmerken, paleontologische gegevens en genese.....	33
4.4.2. Het Lid van het Bos van Aa.....	35
Spreiding en dikte	35
Sedimentologische kenmerken, paleontologische gegevens en genese.....	35
4.4.3. Het Lid van Hombeek.....	40
Spreiding en dikte	40
Sedimentologische karakteristieken, genese en palynologische gegevens	40
4.4.4. Het Lid van Lembeke	44
Spreiding en dikte	44
Sedimentaire kenmerken, genese en paleontologische gegevens.....	44
Stratigrafie.....	48
4.5. De Formatie van Nieuwenrode	50
4.5.1. Het Lid van Ipsvoorde	50
4.5.2. Spreiding en dikte	50
4.5.3. Sedimentaire kenmerken en genese.....	50
4.5.4. Het Lid van Westrode	52
4.5.5. Spreiding en dikte	52
4.5.6. Sedimentaire kenmerken en genese.....	52
4.5.7. Stratigrafie	53
4.5.8. Het Loessgebied.....	53
4.6. De Formatie van de Schelde.....	54
4.7. Het Tardiglaciaal en Holocene	54
4.7.1. Inleiding	54
4.7.2. De fluviatiele afzettingen.....	54
4.7.3. De colluviale afzettingen	58
4.7.4. De eolische afzettingen.....	58
5. BESCHRIJVING VAN DE PROFIELTYPENKAART, DE DWARSPROFIELEN EN DE BIJKAARTEN	61
5.1. Inleiding	61
5.2. De profieltypenkaart.....	61
5.2.1. geologische legende.....	61
5.2.1.1. De complexen en profieltypes.....	61
5.2.1.2. De lithostratigrafische en lithogenetische eenheden.....	63
De Formatie van de Schelde	63
De Formatie van Nieuwenrode	63
De Formatie van Gent.....	64
5.3. De dwarsprofielen en paneldiagram	65
5.4. De bijkaarten.....	65
5.4.1. Bijkaart 1: de lokalisatie van de boorplaatsen (stippenkaart).....	65
5.4.2. Bijkaarten 2 & 3: de dikte van het quartaire afzettingen en de top van het tertiaire substraat.....	65
6. BIBLIOGRAFIE	67

1. KENNISMAKING MET HET KARTERINGSGBIED

Het karteringsgebied is gelegen ten noorden van Brussel en behoort grotendeels tot Binnen - Vlaanderen. Slechts het zuidwestelijk gedeelte maakt deel uit van de zogenaamde Streek der Heuvelen. Meer specifiek beslaat het karteringsgebied de regio gaande van Grembergen, Puurs, Ruisbroek en St. Katelijne Waver in het noorden tot Meldert, Mollem, Hamme, Vilvoorde en Melsbroek in het zuiden. Het gebied in kwestie is terug te vinden op de topografische kaart Mechelen nr 23 (schaal 1/50 000) (fig. 2) en op de geologische en bodemkundige kaarten Dendermonde 57W, Puurs 57E, Boom 58W, Mechelen 58E, Lebbeke 72W, Merchtem 72E, Vilvoorde 73W en tenslotte Zemst 73E respectievelijk op een schaal 1/40 000 en 1/20 000 (fig. 1).

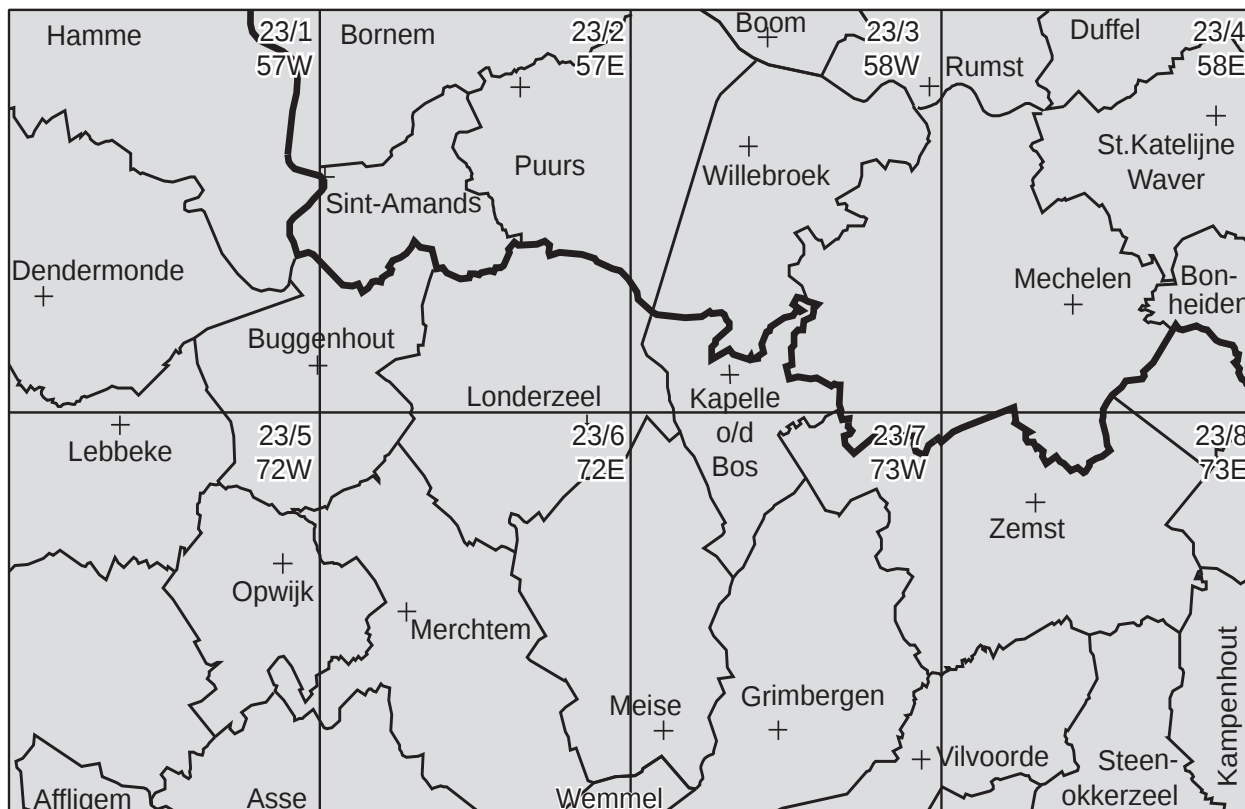


Fig. 1 : Situering van de topografische kaart

1.1. Het huidige landschap

Het karteringsgebied wordt gekenmerkt door een groot aantal waterlopen zoals de Schelde, de Dender, de Rupel, de Nete, de Zenne en de Dijle (fig. 2). Het Scheldebekken bepaald de waterhuishouding in het noordwestelijk deel van het karteringsgebied, het zuidwestelijk deel daarentegen wordt bijna volledig ingenomen door het Denderbekken. Het hydrografisch net wordt in het noordoosten bepaald door het Rupelbekken, met uitzondering van het uiterste noordoosten waar de regio gedomineerd wordt door het Netebekken. Het Rupelbekken strekt zich bovendien zuidwaarts uit tot in Mollem. Het overige gedeelte van het karteringsgebied wordt afgewaterd door de Zenne en de Dijle en hun respectievelijke beken (fig. 3).



Fig. 2 : Situering van het karteringsgebied

De topografie wordt in dit gebied gekenmerkt door een vlak reliëf in het noorden evoluerend tot een versneden landschap in het zuiden. Lage vlakke stroken waarvan de hoogte schommelt tussen 1 en 2 m TAW* worden aangetroffen in de Scheldepolders rond Grembergen, Moerzeke en Puurs, langs de Vliet en in de vallei van de Rupel (Louis, 1966, 1972, 1974). In de Rupelvallei ligt de topografie zelfs beneden 1 m ingevolge het inklinken van veen (Louis, 1966). De alluviale vlakten van de Dender en de Dijle nemen met hun 3 m een intermediaire positie in qua hoogteligging.

* TAW: Tweede algemene waterpassing

Nog hoger bevinden zich de valleigronden van de Zenne met een gemiddelde hoogte van 6 m. Het landschap ten noorden van de Rupel en de Nete wordt morfologisch bepaald door de zogenaamde cuesta van Boom waarvan de hoogte in noordelijke richting toeneemt tot ongeveer 30 m.

Buiten de riviervalleien stijgt de topografie vanuit het noorden van 10 tot 15 m naar het centraal gedeelte van het karteringsgebied toe. Dit vlakke landschap met slechts enkele microverschillen strekt zich echter minder zuidwaarts uit in het westelijk gedeelte van het karteringsgebied ingevolge de aanwezigheid van opnieuw een cuesta, de cuesta van Opstal - Buggenhout - Malderen genaamd. Vervolgens vormt een strook gekenmerkt door een golvend reliëf met een hoogte schommelend tussen 15 en 40 m een bufferzone tussen enerzijds het voordien beschreven vlakke landschap in het noorden en anderzijds het sterk golvend tot heuvelig landschap in het zuiden waar de topografie op verscheidene plaatsen boven de 75 m stijgt zoals ten noorden van Asse - ter - Heide, Steenberg, Foeksensbos enz. Dit sterk golvend tot heuvelig landschap is evenwel afwezig ten oosten van de Zenne waar in het uiterste zuiden slechts een hoogte schommelend tussen 29 en 32 m wordt bereikt.

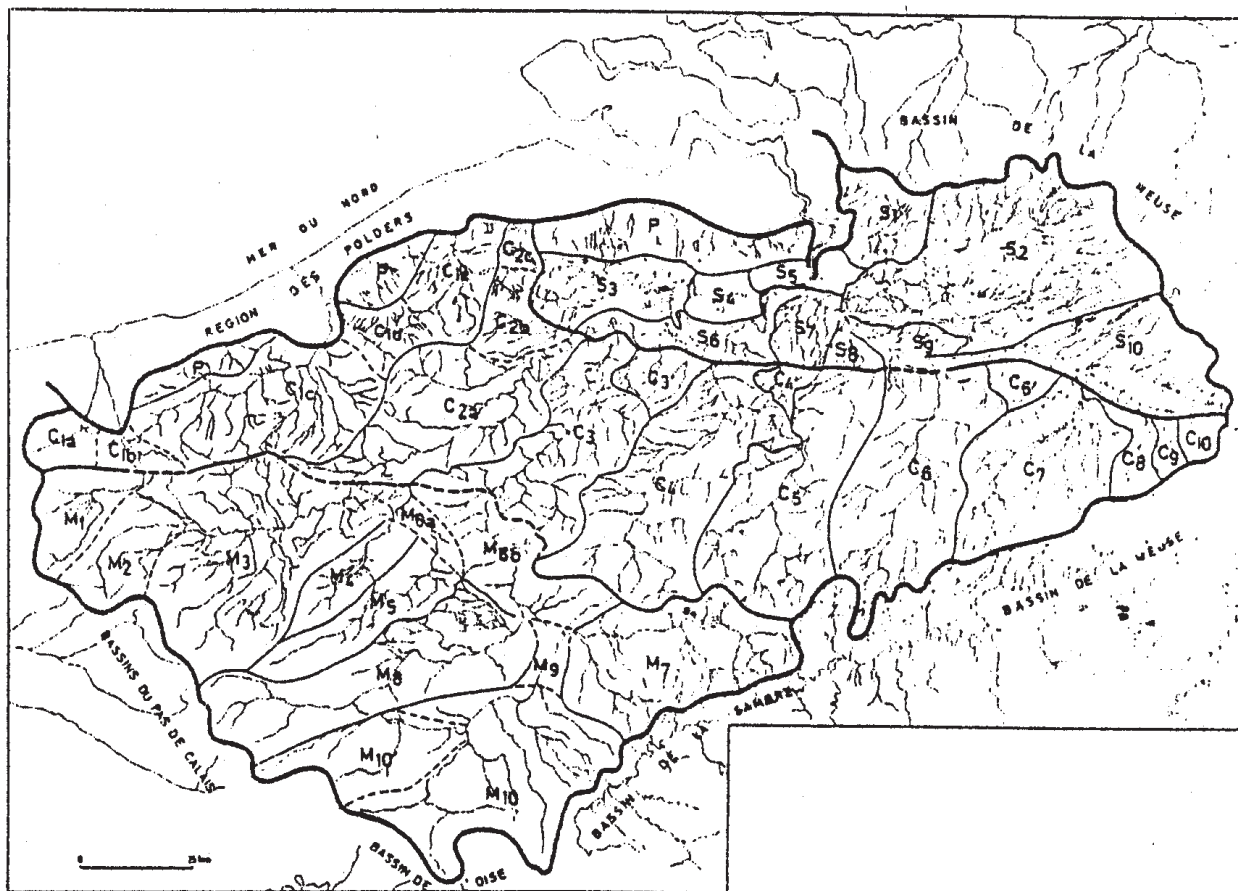


FIG. 2. — Organisation du réseau fluvial du bassin actuel de l'Escaut. M, partie méridionale : M₁, Aa en amont d'Arques ; M₂, Lys en amont d'Aire ; M₃, Lys d'Estaires ; M₃, dépression du canal de Neuffossé ; M₄, Deûle supérieure ; M₅, Marque supérieure ; M_{6a}, Deûle-Marque ; M_{6b}, Escaut de Tournai ; M₇, Haine ; M₈, Scarpe ; M₉, Escaut de Condé ; M₁₀, Escaut de Cambrai ; M₁₀, Sensée. — C, partie centrale : C_{1a}, Hem-Yser ; C_{1b}, Au en aval d'Arques ; C_{1c}, Yser en amont de Dixmude ; C_{1d}, Handzame ; C_{1e}, Waardamme ; C_{2a}, Lys de Courtrai ; C_{2b}, Poekebeek et Caele supérieure ; C_{2c}, Ede ; C₃, Escaut d'Oudenaarde ; C₃, Molenbeek de Melle-Wetteren ; C₄, Dendre ; C₄, Vliet supérieur ; C₅, Senne ; C₆, Dyle ; C₆, Motten ; C₇, Les Gettes ; C₈, Herk ; C₉, Mombeek ; C₁₀, Haut-Démer et Winterbeek. — S, partie septentrionale : S₁, Schijns ; S₂, Les Nèthes ; S₃, Caele inférieure-Moervuurt ; S₄, Durme ; S₅, bassins de Waes et de Boom ; S₆, Escaut de Gand ; S₇, Vliet inférieure ; S₈, Senne inférieure ; S₉, Rupel-Dyle ; S₁₀, Démer de Hasselt-Diest. — P, cours d'eau drainant directement vers les polders.

Fig. 3 : De hydrografische bekken (Tavernier en De Moor - 1974)

1.2. De afzettingen zichtbaar aan het oppervlak

1.2.1. De pleistocene windafzettingen

Buiten de recente alluviale vlaktes en valleien bestaat de grond doorgaans uit pleistocene wind- (eolische) afzettingen, evenwel verschillend in samenstelling naargelang de locatie in het karteringsgebied. Het noordelijk deel van het karteringsgebied behoort tot het zogenaamde Dekzandgebied (Paepe & Vanhoorne, 1967) dat gekarakteriseerd wordt door homogene zandige afzettingen aan het oppervlak gevolgd door fijne zanden waarin leemlagen aan de basis voorkomen. Dit gebied wordt op de bodemkaart van België (Tavernier & Maréchal, 1959, Louis, 1969) geassocieerd met de zand, lemige zand- en de lichte zandleemgronden. Ten zuiden van dit Dekzandgebied ligt het Overgangsgebied of ook Zandloessgebied genoemd (Paepe & Vanhoorne, 1967) dat aan het oppervlak grotendeels uit zandleemgronden bestaat. De term 'zandloess' duidt op de complexe opbouw van de windafzettingen. Deze zijn namelijk samengesteld uit een combinatie van zand- en leemlagen met variërende dikte (Bogemans, 1988). De grens tussen het Dekzand- en het Overgangsgebied loopt van Denderbelle over Buggenhout, Malderen, Kapelle op den Bos tot Hombeek en buigt dan af naar het zuiden tot Eppegem, om vervolgens parallel met de Barebeek en de Dode Beek te lopen (fig. 4). Het meest zuidelijk gelegen eolisch sedimentatiegebied wordt het Loessgebied genoemd en valt grotendeels samen met het sterk golvend tot heuvelig landschap. De grond is er opgebouwd uit leem (silt). De grens met het Overgangsgebied loopt pal richting noord van Affligem tot Meldert, vervolgens in noordoostelijk richting tot Opwijk, waarna ze ten zuiden van Merchtem via Wolveterm en Beigem tot aan de Zenne loopt en waarlangs ze verder in zuidelijke te vervolgen is (fig. 4). Deze grens is afgeleid van de bodemkaarten Lebbeke 72W, Merchtem 72E en Vilvoorde 73W.

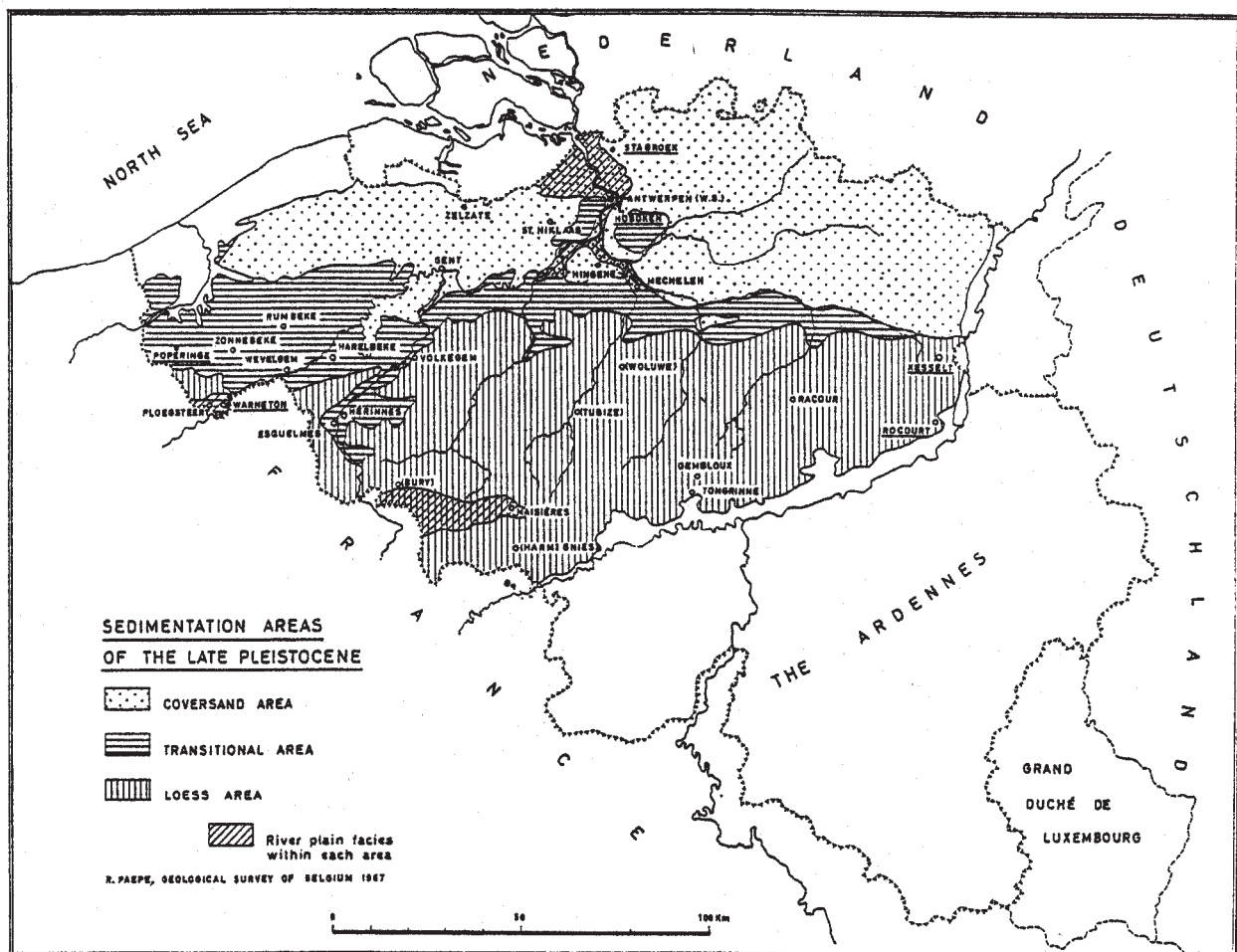


Fig. 4 : Afbakening van de sedimentatiegebieden (Paepe en Vanhoorne - 1967)

Uit de quartairgeologische studie is echter gebleken dat op sommige plaatsen ten noorden van deze grens typische loessessequenties aanwezig zijn zodat de begrenzing eerder als een strook moet aanzien worden en niet als een lijn.

Analoge opmerking geldt voor de aanwezigheid van typische overgangsgebied-profielen in het uiterste noorden van het Loessgebied.

1.2.2. De holocene en tardiglaciale fluviatiele afzettingen

De holocene en tardiglaciale fluviatiele afzettingen, gesedimenteerd in de recente alluviale vlaktes en valleien zijn opgebouwd uit kleiige, lemige en/of zandige sedimenten en uit veen. Een grote verbreiding hiervan wordt geconstateerd in het noordelijk en het oostelijk gedeelte van het karteringsgebied. De cuesta van Boom, gelegen in het noordoosten is echter grotendeels vrij van holocene en tardiglaciale fluviatiele afzettingen.

De oriëntatie van de waterlopen en de daaraan verbonden alluviale vlaktes varieert naargelang het hydrografisch net. Zo zijn de alluviale vlaktes gebonden aan het Denderbekken en het Dijlebekken zuidoost - noordwest georiënteerd. De waterlopen actief in het Zenne - en het Rupelbekken lopen nagenoeg van zuid naar noord. De brede Scheldevallei loopt in het meest westelijk deel van het karteringsgebied eerst oostwaarts tot in Baasrode en vervolgens in noordelijke richting. In het Loessgebied (het zuidelijk deel van het karteringsgebied) zijn vele waterlopen aanwezig, maar de verbreiding van het alluvium is ruimtelijk beperkt ingevolge het diep ingesneden karakter van de valleien waardoor de alluviale vlaktes lateraal sterk beperkt zijn. Typerend voor deze waterlopen is hun zuidwestelijke - noordoostelijke oriëntatie die meer uitgesproken wordt in oostelijke richting.

1.2.3. De holocene duinen

Een andere afzettingenvorm die als oppervlakteafzetting voorkomt en die tevens een belangrijke morfologische betekenis heeft, wordt gevormd door de duinen. Deze worden onder meer opgesplitst op basis van de pedologische ontwikkeling in enerzijds oude of gefixeerde boreale duinen en anderzijds recente duinen die grotendeels ontstaan zijn door verstuingen van zowel de dekzanden als van de boreale duinen. In laatst vernoemde duinen ontbreekt enige bodemontwikkeling terwijl in de oudere duinen een duidelijke humus en/of ijzer B horizont tot ontwikkeling is gekomen (Baeyens, 1964, Louis, 1966, 1972, 1974).

De duinafzettingen komen enkel voor in het Dekzandgebied en zijn geconcentreerd in het Schelde-, het Rupel- en het Dijlebekken. Door socio-economische activiteiten zijn echter een groot aantal duinen in de loop der tijd vernietigd.

1.2.4. Holocene colluvium

Vermits colluvium een massabewegingsproduct is, zullen deze afzettingen enkel voorkomen in landschappen met een zekere hellingsgraad. In dit karteringsgebied betreft het dus het centraal tot zuidelijk deel waar het reliëf golvend tot sterk golvend is. Het colluviaal materiaal is typerend voor het Loessgebied waar het quasi in iedere vallei en langs iedere benedenhelling is afgezet. Volgens Louis (1961, 1964, 1965) wordt het colluvium gekenmerkt door een zekere gelaagdheid en door het voorkomen van houtskool en baksteenresten. In de omgeving van tertiaire ontsluitingen is meestal meer zandig materiaal in het colluvium aanwezig, soms ook enkele keien.

1.3. De quartaire ondergrond

1.3.1. Beschrijving van de geomorfologische eenheden en de quartairgeologische opbouw

Naast de hierboven beschreven oppervlakteafzettingen wordt de quartaire ondergrond gekenmerkt door een grote verscheidenheid aan sedimenten. Deze verscheidenheid is het gevolg van verschillende sedimentatieprocessen die hebben plaatsgehad naargelang de afzetting gebeurde in de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei of in de aanpalende gebieden.

De Vlaamse Vallei staat nu gekend als “ een erosiereliëf, dat hoofdzakelijk van fluviatiele oorsprong is en dat grotendeels nog voor de Eemtransgressie bij een maximale insnijding over een groot gebied tot diep beneden de huidige zeespiegel uitgeschuurd is” (De Moor, 1963, p 338). De bepaling en de omschrijving van de Vlaamse Vallei kent echter een lange voorgeschiedenis. Reeds in 1896 stelde Murlon vast dat het mariene facies van het Flandrien verder landinwaarts was uitgestrekt dan voordien werd aangenomen. De verst verwijderde plaats van de littorale zone was Dendermonde waar nog steeds schelprijk flandriens zand werd aangetroffen. Een jaar nadien, in 1897 vestigde Rutot de aandacht op het feit dat ten noorden van Gent het Quartair zeer dik was. Hij beschouwde deze sedimenten als een estuariumproduct afgezet tijdens de flandriaanse transgressie. Aan de omgeving zelf gaf hij de benaming “Golfe de Gand”. Briquet (1906) meende echter dat de omvang van de mariene invasie beperkter was gebleven dan dat zijn voorgangers beweerde. De mariene oorsprong van de quartaire sedimenten in de zogenaamde “Golfe de Gand” werd voor het eerst in vraag gesteld door Lorie in 1910. Hij opteerde voor een fluviaal afzettingsmilieu in plaats van een estuarien en verving de term “Golfe de Gand” door “la Vallée Gantoise”. Halet (1922) ging nog een stap verder en beschouwde de quartaire sedimenten ten noorden van de lijn Brugge - Gent - Dendermonde eveneens als fluviaal,

wat niet weg neemt dat hij het bestaan van mariene en estuariene afzettingen aan de basis niet uitsloot. Hij constateerde naast een toename van de dikte in westnoordwestelijke richting tevens een verrijking van de sedimenten met estuariene en mariene faunarelicten in dezelfde richting. Deze elementen situeerde hij in een omgeving gedomineerd door een delta waar één of meerdere grote rivieren uitmondden en die langzamerhand verzand is. De term zoals we die nu kennen werd ingevoerd door Tavernier in 1943 in navolging van Crommelin in Nederland. Volgens deze auteur (Tavernier, 1943, 1946) zou de Vlaamse Vallei echter grotendeels opgevuld zijn met driftmateriaal en slechts gedeeltelijk met fluviatiele afzettingen en die dan nog grotendeels geconcentreerd zijn aan de basis. De uitschuring van de Vlaamse Vallei zelf zou volgens Paepe *et al.* (1981) plaatsgehad hebben tijdens het Midden-Cromerien. De Moor (1981) beschouwt de vorming van de Vlaamse Vallei echter als polygenetisch en polychronisch. Het palaeothalwegcomplex zijn volgens de auteur ontstaan zijn voor het Holsteinien. Tijdens het eo-Holsteinien zou een uitschuring gevolgd door een opvulling hebben plaats gegrepen. De brede en wijde vorm alsook het diep uitgeschuurd karakter van de Vallei zou dateren van het Saalien. Tijdens het eo-Eemien zouden estuariene condities voelbaar geweest zijn tot 30 km ten oosten en ten zuiden van Gent. Tenslotte eindigt de geschiedenis van de Vlaamse Vallei tijdens het Weichselien met in de aanvangsfase nog uitschurings- en hellingsprocessen gevolgd door een volledige opvulling.

De term “uitloper” (prolongement) van de Vlaamse Vallei wordt voor het eerst vermeld in een excursieverslag van Hacquart & Tavernier (1946) waarmee het vlakke gebied ten noorden van Brussel wordt bedoeld en dat tevens sterk verbreed ten noorden van Vilvoorde. Dit specifieke gebied wordt in de hiernavolgende tekst de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei genoemd.

In deze oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei wordt de quartaire sequentie gedomineerd door fluviatiele afzettingen evenwel van verscheidene oorsprong. Op het variërend karakter van deze afzettingen wordt in de navolgende tekst nog uitvoerig teruggekomen. Zoals reeds eerder vermeld is de opbouw van het Quartair buiten de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei beduidend verschillend. Eolische en massabewegingsafzettingen bepalen de quartaire sequentie, met uitzondering van een gebied dat zich uitstrekt van Impde tot Nieuwenrode en een smalle strook langsheen de Barebeek (omgeving van Perk) waar fluviatiele afzettingen het karakter van de sequentie bepalen. In het Loessgebied komen desalniettemin verschillende terrasniveaus voor, die echter in de huidige morfologie niet zichtbaar zijn.

1.3.2. Begrenzing en vorm van de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei

De afbakening van de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei gebeurt op basis van de 0 m isolijn die aangeduid staat op de isohypsenkaart van de top van het Tertiair (fig. 5). Het verloop van deze isolijn toont een zeer smalle depressie die zich uitstrekt van Vilvoorde tot Humbeek waarna ze sterk verbreedt en nagenoeg de volledige breedte van het kaartblad inneemt. Deze depressie wordt gekenmerkt door een aantal lager gelegen gebieden die geconcentreerd zijn rond de omgeving van Ruisbroek, van St. Amands en van Dendermonde. Zeer opvallend is een west - oost georiënteerde verhoging van het tertiaire substraat gaande van Breendonk over Kapelle op den Bos, Heffen naar St. Katelijne Waver, de laatste maakt reeds deel uit van de cuesta van Boom. Ten westen van Heffen is er naar alle waarschijnlijk een doorbraak geforceerd waardoor een verbinding is ontstaan met het noordelijk gedeelte van de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei. De 0 m afbakening van de oostelijk uitloper blijkt nochtans een arbitraire afbakening te zijn vermits enerzijds in de oostelijke aanpalende omgeving gelijkaardige afzettingen voorkomen en anderzijds in het westen oudere fluviatiele sedimenten bewaard zijn gebleven waardoor het duidelijk is dat de evolutie van de uitloper polychronisch is, zoals De Moor (1981) terecht heeft opgemerkt.

1.3.3. De morfologie van de top van het Tertiair in het overige gedeelte van het karteringsgebied

De top van het tertiair substraat stijgt van noord naar zuid. Uit de desbetreffende isohypsenkaart (fig. 5) blijkt dat in het zuiden, waar het huidige Loessgebied zich bevindt, het versneden landschap een weerspiegeling is van de morfologie van de top van het Tertiair. Deze morfologie is het resultaat van herhaaldelijke fluviatiele insnijdingen waaraan ook in mindere mate massabewegingsprocessen gekoppeld waren. Totaal verschillend is de morfologie van de top van het Tertiair ten oosten van de Zenne en ten zuiden van de Barebeek en de Dode beek. Hier wordt een geleidelijkere afname alsook een quasi gelijklopende afname van de hoogte in noordelijke richting vastgesteld. De oorzaak van dit fenomeen wordt toegeschreven aan de werking van massabewegingsprocessen. Duidelijk herkenbaar in het Tertiair is de aanwezigheid van een depressie rond de Grote Molenbeek, zich uitstrekkend van Merchtem in het zuiden tot Steenhuffel in het noorden en welke aansluit bij de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei ten noorden van Steenhuffel.



Fig. 5 : Top van het Tertair

1.4. Het tertiair substraat

Het tertiair substraat bestaat in het karteringsgebied grotendeels uit paleogene sedimenten met uitzondering van de hoogste toppen in het zuiden waar neogene afzettingen aangetroffen worden.

In 1988 heeft de Nationale Commissie voor Tertiaire Stratigrafie een nieuwe lithostratigrafische indeling voor het Paleogeen voorgesteld ter vervanging van de nomenclatuur gebruikt op de oude geologische kaarten welke doorgaans dateren van eind vorige eeuw, begin deze eeuw. Een indeling die trouwens kadert in de reglementering van de IUGS (Internationale Subcommissie voor de Stratigrafische Classificatie).

Het hiernavolgende overzicht van de tertiaire afzettingen die aanwezig zijn in het karteringsgebied onder het quartaire dek, is bijgevolg grotendeels gesteund op het verslag van de Tertiaire Commissie daterend van 1988 en aangevuld met de publicatie van Maréchal (1993). Wat betreft de neogene sedimenten wordt er gerefereerd naar De Meuter & Laga (1976).

1.4.1. Het Paleogeen

In het karteringsgebied worden vier lithostratigrafische eenheden van het niveau Groep onderscheiden in het Paleogeen, nl. de Ieper Groep, de Zenne Groep, de Tongeren Groep en tenslotte de Rupel Groep. Deze vier Groepen omvatten echter niet alle paleogene afzettingen vermits de Formatie van Maldegem, die trouwens een grote oppervlakte beslaat in het karteringsgebied, tot geen enkel van deze vier Groepen behoort en stratigrafisch zich tussen de Zenne en Tongeren Groep situeert.

1.4.1.1. De Ieper Groep

De Ieper Groep dateert uit het Beneden-Eoceen en wordt opgesplitst in drie Formaties, met name de Formatie van Kortrijk, de Formatie van Tielt en de Formatie van Gent. Enkel de Formatie van Gent, de jongste van de drie, dagzoomt onder het Quartair dek in het karteringsgebied en dan nog uitsluitend in het uiterste westen.

- *De Formatie van Gent*

De Formatie van Gent vervangt de oude benamingen “Panisélien en Formatie van Mont-Panisel”. Ze omvat zandige - kleiige sedimenten van mariene oorsprong. Macrofossielen komen slechts in geringe mate voor.

1.4.1.2. De Zenne Groep

De Zenne Groep heeft een Midden-Eocene ouderdom en is eveneens opgedeeld in drie Formaties, namelijk de Formatie van Aalter die aan de basis gelegen is, gevolgd door de Formatie van Brussel en tenslotte de Formatie van Lede. Twee van de drie Formaties bevinden zich in het karteringsgebied onmiddellijk onder het Quartair dek.

- *De Formatie van Brussel*

De Formatie van Brussel, vroeger gekend als het “Bruxellien” (Dumont, 1839), is de oudste Formatie in het karteringsgebied die behoort tot de Zenne Groep en heeft een tamelijk groot verspreidingsareaal in het gebied. De begrenzing van dit areaal wordt gevormd door de Barebeek en de Dode beek in het noorden ter hoogte van Elewijt en Houtem en de Zenne in het westen. De desbetreffende sedimenten bestaan in het areaal uit fijn kalkhoudend zand tot middelmatig grof zand waarin respectievelijk kalksteen- en zandsteenbanken voorkomen, doorgaans in lagen. Eveneens typerend zijn de bioturbaties.

- *De Formatie van Lede*

De tweede en meteen laatste Formatie uit de Zenne Groep is de Formatie van Lede die staat voor de benaming “Sables de Lede” (Mourlon, 1873) en “Lédien” (Mourlon, 1887). De Formatie van Lede komt tamelijk verspreid in het karteringsgebied voor. Ze grenst enerzijds aan de Formatie van Brussel in het zuidoosten en anderzijds aan de Formatie van Gent in het westen. Daarenboven neemt deze Formatie nog een strook in ten zuiden van Dendermonde en een strook gaande van Kapelle op den Bos tot aan de Verbrande Brug, dit laatste evenwel onder voorbehoud vermits uit terreinwaarnemingen is gebleken dat het zogenaamde Lédien aangeduid op de geologische kaart het Lid van Asse betreft.

De Formatie van Lede bestaat uit kalkhoudend en glauconiethoudend fijn zand met enkele zandige kalksteen- of kalkzandsteenbanken. Onverveerd bevat deze Formatie een grote concentratie van *Nummulites variolarius*. De basis bestaat uit een grintlaagje dat is samengesteld uit oudere facies afkomstige fossielen en gesteentefragmenten.

1.4.1.3. De Formatie van Maldegem

Zoals reeds eerder vermeld behoort de Formatie van Maldegem tot geen enkele Groep en dateert ze uit het Boven-Eoceen. Ze is ingevoerd ter vervanging van de Formatie van het Meetjesland (Jacobs, 1975) vermits de Nationale Commissie voor Tertiaire Stratigrafie van oordeel is dat het gebruik van de benaming van een geografische streek waarvan de definitie niet eenduidig vastligt, niet conform is met de algemene reglementering aangaande de classificatie van de lithostratigrafie. De Formatie van het Meetjesland bevat het “klei-zand complex van Kallo”, gedefinieerd door Gulinck (1965, 1969), met uitzondering van de bovenste zandlaag. De Formatie van Maldegem bestaat bijgevolg uit een afwisseling van zand- en kleifacies waarvan de diverse overgangen evenwel gradueel zijn. Met uitzondering van de basis is deze Formatie kalkloos en bevat ze ook geen opvallende macrofossielen.

Zoals uit de algemene beschrijving duidelijk tot uiting komt, is de opbouw van deze Formatie zo complex dat een verdere opsplitsing in Leden noodzakelijk is. Momenteel zijn er 7 Leden gedefinieerd, met van onder naar boven het Lid van Wemmel, het Lid van Asse dat door Gulinck (1965, 1969) a1 werd benoemd, het Lid van Ursel, het Lid van Onderdale - s1 *sensu* Gulinck (ibid.), het Lid van Zomergem - a2 volgens Gulinck (ibid.), het Lid van Buisputten - s2 *sensu* Gulinck (ibid.) en tenslotte het Lid van Onderdijke dat overeenkomt met de a3 eenheid van Gulinck (ibid.).

- *Het Lid van Wemmel*

Het Lid van Wemmel stond vroeger gekend als de “Zanden van Wemmel” (Vincent & Lefevre, 1872) en als het Wemmeliaan (Vincent & Rutot, 1878). Het is opgebouwd uit grijs glauconiethoudend fijn zand waarvan het kleigehalte toeneemt naar de top. De top bestaat trouwens uit een grof glauconiethoudende klei. Aan de basis komen talrijke *Nummulites wemmelensis* voor, samen met gerolde *Nummulites variolarius*, *Nummulites laevigatus* en fossielhoudende kalkzandsteenbrokken.

In het karteringsgebied is het Lid van Wemmel grotendeels beperkt tot de tweede helft van het kaartblad waar het geïntercaleerd tussen de Formatie van Lede en het Lid van Asse voorkomt.

- *Het Lid van Asse*

Het Lid van Asse maakt deel uit van het vroegere étage “Assiaan” (Rutot, 1882) dat zowel een basisgrint met veel nummulieten en glauconiet omvatte, als een zeer glauconiethoudende zandige klei als een grijze zware klei en tenslotte ook een zandfacies. In zijn huidige betekenis bestaat het Lid van Asse enkel uit glauconiethoudende klei met aan de basis grof glauconietzand, reeds vroeger gekend als de ‘bande noire’. De dikte van dit Lid is slechts een paar meters.

- *Het Lid van Ursel*

Het Lid van Ursel is eveneens een onderdeel van het vroegere “Assiaan” (Asc). Het bestaat uit een grijsblauwe homogene klei tot zware klei zonder kalk of fossielen. De overgang met het Lid van Asse is geleidelijk waarbij gradueel een toename van de hoeveelheid kleipartikels optreedt en een vermindering van het glauconietgehalte. Het Lid van Ursel grenst aan het Lid van Asse met dit verschil dat het verspreidingsgebied van dit Lid aanmerkelijk groter is en dat tevens de dikte beduidend is toegenomen.

- *Het Lid van Onderdale*

Het Lid van Onderdale is niets anders dan het vroegere Asd, bovenste deel van het “Assiaan” en opgebouwd uit donkergrijs lemig middelmatig fijn zand, glauconiet- en micahoudend maar zonder macrofossielen. Dit Lid vormt in het karteringsgebied meestal de noordelijke verspreidingsband van de Formatie van Maldegem.

Alhoewel de hiernavolgende Leden van de Formatie van Maldegem niet rechtstreeks zijn af te leiden van de oude geologische kaarten blijkt uit recenter onderzoek van Jacobs (1975, 1978) dat in een beperkt gebied van de Streek der Heuvelen een gedeelte van het vroegere gedefinieerde “Tongerien” niet langer in de Groep van Tongeren wordt ingedeeld maar wel als onderdeel van de Formatie van Maldegem. Alhoewel in dit karteringsgebied de hiernavolgende Leden zich steeds onder jongere tertiaire afzettingen bevinden, zullen ze volledigheidshalve bondig worden beschreven.

- *Het Lid van Zomergem*

Op het eerste zicht verschilt het Lid van Zomergem niet van het Lid van Ursel. Het bestaat eveneens uit grijsblauwe klei tot zware klei.

- *Het Lid van Buisputten*

De gelijkenis met het Lid van Onderdale is treffend. Het Lid van Buisputten is over het algemeen opgebouwd uit donkergrijs glauconiet- en micahoudend middelmatig fijn lemig zand. In de omgeving van Asse echter, bestaat dit Lid uit een grijs glauconiethoudend fijnzandige klei.

- *Het Lid van Onderdijke*

Het Lid van Onderdijke bestaat uit kalkloze grijsblauwe zware klei. Typerend voor zijn top zijn de perforaties opgevuld met venig grijs middelmatig fijn zand en veel organisch materiaal. Volgens Jacobs (1975, 1978) zou dit wijzen op een begroeiingshorizont of een onderbreking in de sedimentatie.

1.4.1.4. De Tongeren Groep

Het “Tongeriaan” staat op de oude geologische kaarten aangeduid ten zuiden van Baardegem, ten zuiden van Mazenzele en in een grote band rond Brussegem, wat geografisch overeenstemt met de Streek der Heuvelen. Deze afzettingen worden momenteel gedefinieerd als de Formatie van Zelzate die naar alle waarschijnlijkheid tot de Tongeren Groep behoort. Daarenboven blijkt deze Formatie op het kaartblad Boom-Mechelen de overgang te vormen tussen de Formatie van Maldegem en de Rupel Groep. Omtrent de ouderdom bestaat er nog steeds enige twijfel alhoewel men doorgaans opteert voor de overgangperiode tussen het Eoceen en het Oligoceen. De Formatie van Zelzate is opgesplitst in drie Leden allen dagzomend onder het quartair dek in het karteringsgebied.

- *Het Lid van Bassevelde*

Het Lid van Bassevelde is ingevoerd door Jacobs (1975) ter vervanging van de “Zanden van Bassevelde” gedefinieerd door Gulinck (1969). Dit Lid bestaat uit donkergrijs glauconiet- en micahoudend middelmatig fijn lemig zand tot zand. Soms zijn dikke kleilenzen aanwezig. Dit Lid wordt aangetroffen in het heuvelig landschapsgedeelte van het karteringsgebied.

- *Het Lid van Watervliet*

Het Lid van Watervliet bevat donkergroene glauconiet- en micahoudende zandige klei en bevindt zich zoals het Lid van Bassevelde in het zuidwestelijk gedeelte van het karteringsgebied.

- *Het Lid van Ruisbroek*

Het Lid van Ruisbroek bestaat uit licht grijsgroen zand, rijk aan fossielen zoals *Pycnodonta callista*. Het is verschillend van de Lid van Berg (Formatie van Bilzen - Rupel Groep) door de vele bioturbaties, het groter percentage glauconiet en het hoger kleigehalte, waardoor er zelfs kleirijke horizonten voorkomen. De streek die zich uitstrekt van Mechelen via Blaasveld tot Hamme en die op de oude geologische kaarten ingekleurd staat als R1b blijkt overeenkomstig te zijn met het Lid van Ruisbroek.

1.4.1.5. De Rupel Groep

De Rupel Groep is ingevoerd ter vervanging van het “Rupélien” (Dumont, 1849), een term dat steeds een chronostratigrafische betekenis heeft gehad. De Rupel Groep is verder opgesplitst in drie Formaties met name de Formatie van Eigenbilzen, de Formatie van Boom en tenslotte de Formatie van Bilzen. Zowel de Formatie van Eigenbilzen als de Formatie van Bilzen worden enkel aangetroffen in het Hageland en de Demerstreek in Limburg. De Formatie van Boom is op zijn beurt ingedeeld in drie Leden met name het Lid van Putte, het Lid van Terhagen en het Lid van Belsele-Waas en dit volgens de specifieke aanwezigheid van organisch materiaal en carbonaten.

- *De Formatie van Boom*

De Formatie van Boom is ingevoerd ter vervanging van de benaming “Klei van Boom” (De Koninck, 1838) en bestaat uit een grijze siltige klei of kleiig silt van mariene oorsprong. De meest siltige lagen zijn pyriet- en glauconiethoudend. Typerend is het alternerend patroon dat ontstaan is door veranderingen in het siltgehalte, het organisch materiaal en de carbonaten.

1.4.2. Het Neogeen

1.4.2.1. De Formatie van Diest

De Formatie van Diest, vroeger gekend als het “Diestien” (Dumont, 1839) en later als het “Deurnien” (de Heinzelin & Glibert, 1957) is in het karteringsgebied beperkt tot de hoogste toppen gelegen in de omgeving van Brussegem. Ze is opgebouwd uit grijsgroen tot bruin medium tot grof glauconiethoudend zand, soms kleiig met zandsteenlagen. Kenmerkend is een goed ontwikkeld basisgrint met kleine afgeronde silexkeien en waarin soms beenderfragmenten en haaientanden voorkomen. Momenteel wordt aan de Formatie van Diest een Miocene ouderdom verbonden (de Heinzelin, 1955), dit in tegenstelling tot de oude geologische kaarten waar de “Zanden van Diest” als Pliocene werden beschouwd.

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 profieltypenmethode. Deze methode werd ontwikkeld door De Jong & Hageman (1960) voor de Holocene mariene afzettingen en door Bogemans (1988) 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 informatie uit reeds uitgevoerde studies. 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 een databank verzameld: de Databank Ondergrond Vlaanderen.

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 de kenmerken van de afzettingen.

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 ondergrens 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 kaartaansluitingen 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. KORT OVERZICHT VAN DE KLIMAATEVOLUTIE IN HET MIDDEN-PLEISTOCEN, HET BOVEN-PLEISTOCEN EN HET HOLOCEEN

Vermits klimaatsveranderingen steeds de aanzet zijn geweest tot de morfologische evolutie binnen het karteringsgebied en deze klimaatsveranderingen en de fluctuaties binnen een klimaat het sedimentatiepatroon danig hebben beïnvloed, is het opportuun om de klimaatsevolutie binnen het Midden- en Boven-Pleistoceen in het kort te schetsen. Deze tijdspanne wordt in het bijzonder toegelicht aangezien het sedimenten met deze ouderdom zijn die in het gebied gevrijwaard zijn.

Het is een algemeen gebruik dat de chronostratigrafische opdeling van het Quartair gebeurt op basis van paleoclimatologische criteria. De primaire opsplitsing van het Quartair in twee tijdvakken - het Pleistoceen en het Holoceen - is het gevolg van de vroegere omschrijving van het Quartair waar enkel een koude periode ook glaciaal genoemd (Pleistoceen) en een postglaciale (Holoceen) periode werd onderscheiden. Wij leven momenteel in het Holoceen,

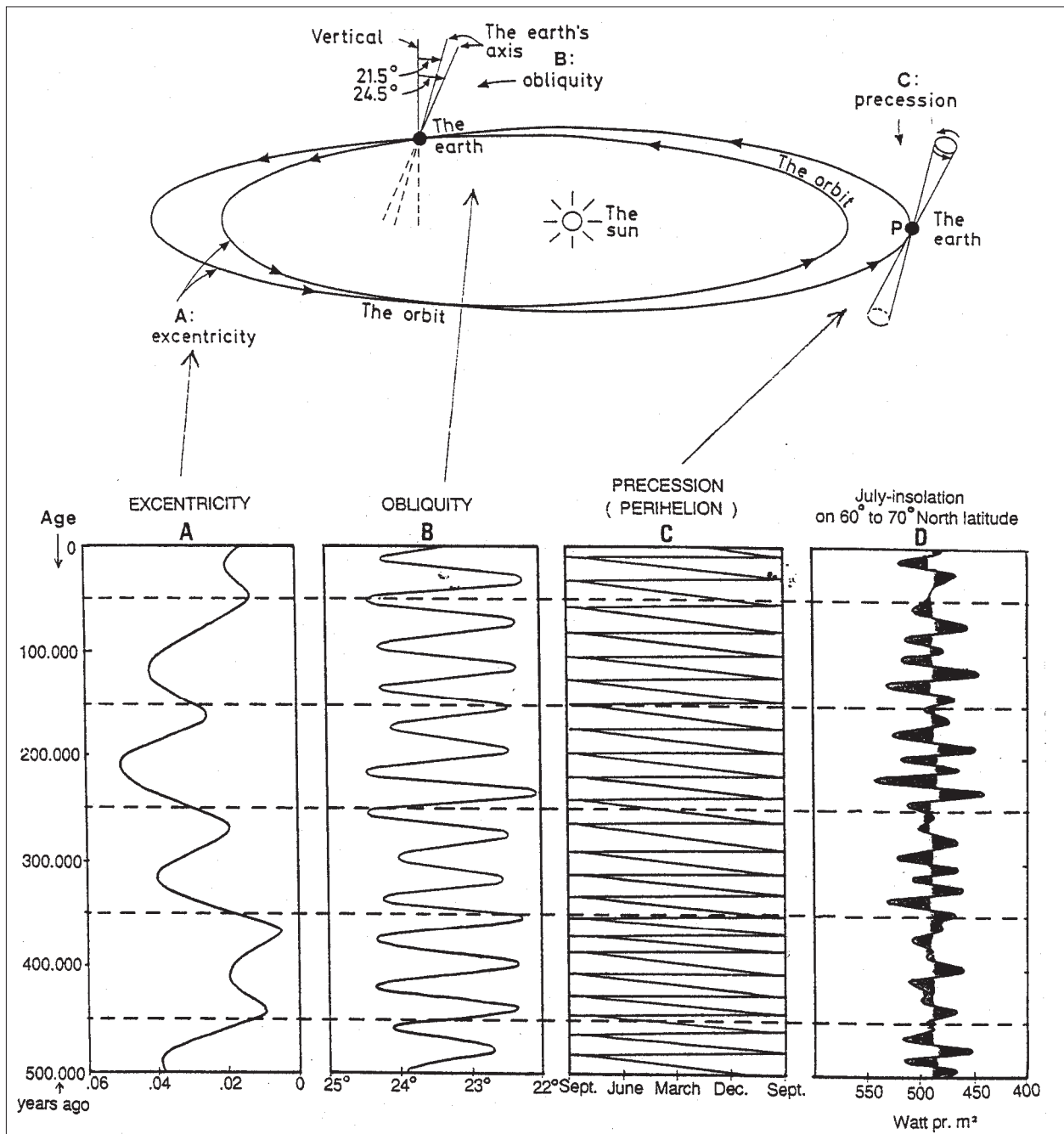


Fig. 6 : De astronomische factoren verantwoordelijk voor klimaatsveranderingen (Anderson en Borns, jr. - 1994)

ook wel Laatste Interglaciaal genoemd, wat overeenkomt met een warme periode. Reeds meerdere decennia is het Pleistoceen verder opgesplitst in verschillende étages. Iedere étage werd oorspronkelijk als een glaciaal of interglaciaal beschouwd. Sedert de ontwikkeling en het op punt stellen van verschillende onderzoeksmethodes blijkt deze indeling niet meer overeen te stemmen met de realiteit, in die zin dat sommige oorspronkelijk gedefinieerde glaciale of interglaciale een complex geheel blijken te zijn waarin ook warmere en koudere fasen optreden. Toch blijft het oorspronkelijk idee qua opbouw van het Quartair ongewijzigd, namelijk dat het bepaald wordt door een opeenvolging van ritmische klimatologische veranderingen. Deze veranderingen zijn het gevolg van astronomische factoren die de insolutie op aarde beïnvloeden (theorie van Milankovitch). Deze factoren zijn de excentriciteit, de obliquiteit en de precessie (fig. 6) met cycli van respectievelijk 100 000 jaar, 41 000 jaar en 19 000 tot 23 000 jaar als gevolg.

Het is evident dat de meest gedetailleerde gegevens afkomstig zijn van de meer recentere afzettingen gezien deze kort bij het oppervlak liggen en minder aan fysische en chemische processen alsook aan tectoniek zijn blootgesteld. Hierdoor wordt de literatuur als het ware overspoeld met reconstructies van de Voorlaatste Interglaciële periode, in NW Europa gekend onder de benaming Eemien, en de Laatste Glaciële periode, in NW Europa Weichselien genoemd. In sommige Belgische publicaties wordt nog steeds de alpine classificatie toegepast zodat het Eemien wordt aangeduid als het Riss/Wurm Interglaciaal en het Weichselien als het Wurm.

3.1. Het Midden-Pleistoceen

3.1.1. Het Cromerien Complex

De oudste afzettingen die naar alle waarschijnlijkheid worden aangetroffen in het karteringsgebied dateren van het Boven-Cromerien. Het Cromerien is één van die complexen die oorspronkelijk als een interglaciaal is gedefinieerd naar die op basis van pollenanalyses momenteel (Zagwijn, 1974) wordt opgesplitst in vier Interglaciale en drie Glaciale (fig. 7). De studie van dit Cromerien Complex verloopt zeer moeilijk aangezien slechts fragmenten van een sequentie per locatie bewaard zijn gebleven waardoor het geheel als het ware in mekaar moet gepuzzeld worden. De flora van het eerste interglaciaal (Interglaciaal I of Waardenburg Interglaciaal) bestaat uit een warm gematigde gemeenschap (assemblage) waarin voornamelijk *Alnus*, *Quercus*, *Carpinus* en het tertiaire relict *Eucommia* voorkomt (Zagwijn *et al.*, 1971). De gemiddelde juli temperatuur lag iets beneden de 20° C (Zagwijn, 1985). De aanloop naar het eerste glaciaal (Glaciaal A) ging gepaard met een achteruitgang van de termofiele bomen ten voordelen van de grassen met uiteindelijk de overheersing van een subarctische flora bestaande uit *Juniperus*, *Artemisia*, *Betula*, *Pinus* en 40% kruiden (Zagwijn *et al.*, 1971). Het tweede interglaciaal (Interglaciaal II of Westerhoven Interglaciaal) wordt

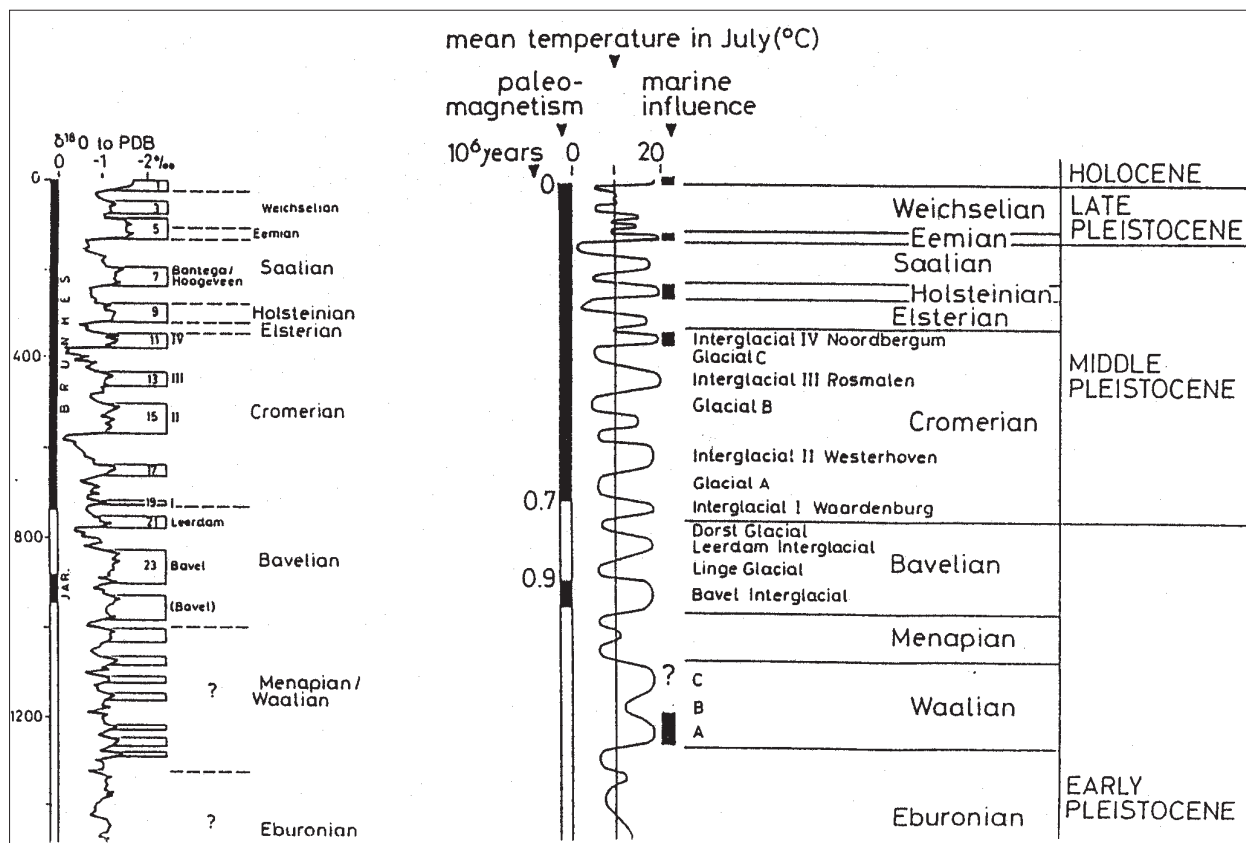


Fig. 7 : Opsplitsing van het Cromerien Complex (Zagwijn - 1989)

botanisch gekarakteriseerd door een gemengd eikenwoud waar *Quercus* 60 % van de totale plantenmassa inneemt, gevolgd door *Ulmus* met 30 %. *Eucommia* is echter niet meer aanwezig en *Carpinus* is zeer zeldzaam geworden (Zagwijn *et al.*, *ibid.*). Glaciaal B heeft analoge kenmerken als het Eerste Glaciaal met dit verschil dat in dit glaciaal een warmere fase is opgetreden (interstediaal) met *Betula* en *Pinus* (Zagwijn *et al.*, *ibid.*). Het derde en het vierde interglaciaal (Interglaciaal III of Rosmalen Interglaciaal en Interglaciaal IV of Noordbergum Interglaciaal) vertoont qua pollenspectrum grote gelijkenis met het Holsteinien, zelfs in die mate dat het Interglaciaal IV lange tijd als Holsteinien is beschouwd geworden (Zagwijn, 1974). Het Interglaciaal III verschilt van het Holsteinien doordat *Ulmus* belangrijk is in het onderste deel en *Abies* niet aanwezig is in het bovenste gedeelte (Zagwijn *et al.*, 1971).

3.1.2. Het Elsterien

Omtrent dit glaciaal is bij ons en in de ons omringende landen zeer weinig gepubliceerd. Tijdens deze glaciële periode zou de ijsmassa tot in Nederland of toch zeer kort in de buurt gekomen zijn (Zagwijn, ?). Een groot deel van het Elsterien dat in Nederland bestaat uit glaciële lacustriene klei wordt bepaald door een spectrum van herwerkte tertiaire pollen. Bovenaan de sequentie zijn de kenmerken van een subarctisch parklandschap aanwezig met *Pinus*, *Juniperus* en kruiden (Zagwijn, 1973).

3.1.3. Het Holsteinien

Uit de permanente aanwezigheid van *Buxus* in de tweede helft van het Holsteinien blijkt dat de gemiddelde zomertemperatuur schommelde tussen 18 en 20° C. Daarenboven kunnen hoge wintertemperaturen afgeleid worden uit de aanwezigheid van pollen afkomstig van *Hedera*, *Taxus*, *Buxus* en *Visum*. Typische plantensoorten van dit Interglaciaal zoals *Ilex*, *Taxus* en *Buxus* zijn tevens indicatoren voor vochtige klimaatstoestanden (Zagwijn, 1973).

3.1.4. Het Saalien

Pollenonderzoek (Zagwijn, 1973; De Jong, 1988) toont aan dat het Saalien complex is opgebouwd en waarin naast de stadialen en het interstediaal een interglaciaal wordt onderscheiden. Bowen (1978) beschouwd het als een algemeen gegeven dat tijdens een glaciaal, warmere fasen, interstadialen genoemd, en koudere fasen, stadialen genoemd, optreden. Interstadialen zijn evenwel aanmerkelijk kouder dan een interglaciaal en duren minder lang. Het Saalien bestaat uit drie koude fasen die van elkaar gescheiden zijn door twee warme fasen, Hoogeveen en Bantega genoemd. Hoogeveen heeft interglaciële allures niettegenstaande het pollenspectrum wordt gedomineerd door *Pinus* en *Betula*, welke in de palynologie als typisch voor een interstediaal beschouwd worden. Tijdens deze warme fase bedroeg de gemiddelde zomertemperatuur slechts 16 à 17° C, vermits warmteminnende planten zoals *Hedera*, *Taxus* en *Buxus* niet of slechts sporadisch in het pollenspectrum voorkomen. Hoogeveen en de volgende warme fase, Bantega, worden slechts door een zeer korte koude periode gescheiden. Tijdens deze koude periode daalde de juli temperatuur beneden de 10° C. Bantega is best vergelijkbaar met de Interstadialen Amersfoort en Brørup* en was met een gemiddelde zomertemperatuur van 14 à 16° C koeler dan Hoogeveen. Tijdens de eerste en de laatste koude fase overheerste er permafrost** condities waarbij de zomertemperatuur beneden 10° C daalde. Volgens De Jong (1988) behoren Hoogeveen en Bantega alsook het Stadiaal I en II tot het Vroeg-Saalien. Daarna volgt een koude fase dat gesitueert wordt in het Midden-Saalien (Zagwijn & Van Staalduinen, 1975).

3.2. Het Boven-Pleistoceen

3.2.1. Het Eemien (130 000 - 115 000, zuurstof isotopen etage 5e)

In het begin van het Eemien was de temperatuur gemiddeld 2° C hoger dan de dag van vandaag. Deze warmere fase duurde slechts enkele duizenden jaren waarna een gestage afkoeling is opgetreden. De vegetatie van het Eemien vertoont grote gelijkenis met deze van het Holoceen. Gedurende het temperatuuroptimum domineerde een gemengd eikenwoud het vegetatielandschap met een overheersing van *Corylus* tijdens een bepaalde periode. Tijdens de afkoelingsfase, die de aanloop is tot het laatste glaciaal, werd het gemengd eikenwoud vervangen door een sparren- en dennenbos. Wat de fauna betreft bestaat er grote overeenkomst met deze van het Holsteinien en niet met de fauna van het Holoceen vermits een aantal diersoorten zoals de woudolifant en de woudneushoorn in het Holoceen reeds uitgestorven zijn. Andere soorten zoals het nijlpaard, de leeuw enz. die in onze contreien tijdens het Eemien verbleven, leven momenteel in meer zuidelijke gebieden.

Zeer typerend voor het Eemien en trouwens voor andere interglaciële periodes is de ontwikkeling van paleosols en de accumulatie van organisch materiaal afkomstig van ter plaatse groeiende planten (sedentaten).

* zie paragraaf 2.1.6

** grond waarvan de temperatuur gelijk of beneden de 0 °C ligt gedurende minstens 2 jaar

3.2.2. Het Weichselien

Studies over grote delen van de wereld hebben aangetoond dat er meerdere fluctuaties binnen het Weichselien zijn opgetreden. In de literatuur bestaat er enige onduidelijkheid voor wat betreft de terminologie die gebruikt wordt om het einde van het Weichselien te omschrijven. In Europa (Andersen & Borns, jr., 1994) wordt het Weichselien doorgaans in drie periodes opgesplitst, een eerste periode gaande van 115 000 tot 75 000 BP die het Vroeg-Weichselien wordt genaamd, een tweede periode die loopt van 75 000 tot 25 000 BP en die overeenstemt met het Midden-Weichselien en een laatste periode die zich situeert tussen 25 000 BP en 10 000 BP en die gekend staat als het Laat-Weichselien. De tijdsbegrenzing van deze periodes is echter niet exact en varieert van plaats tot plaats. In België en de ons omringende landen gebeurt de opsplitsing van het Laatste Glaciaal op een andere wijze. Zo wordt het Midden- en Laat-Weichselien opgesplitst in het Pleniglaciaal, soms nog opgedeeld in twee periodes waarvan de scheiding op $\pm 28\ 000$ BP ligt en een Laat-Glaciaal, ook wel Tardiglaciaal genoemd. Het Tardiglaciaal vangt aan met het Bölling Interstediaal, dat zich situeert tussen 13 000 en 12 000 BP, wat overeenstemt met de eerste drastische klimaatsverbetering*.

Typische diersoorten voor deze glaciële periode zijn wolharige mammoet, wolharige neushoorn, edelhert, paard, steppebizon, reuze hert en rendier en qua carnivoren wolf, grotleeuw en hyena (Germonpré, 1989)

• Het Vroeg-Weichselien

De meest volledige sequentie voor deze periode in Europa is La Grand Pile (Woillard, 1978, 1982), waarin drie Interstadialen, waarvan twee belangrijke en twee Stadialen worden onderscheiden. Aangezien het zeer warme karakter van deze Interstadialen zijn sommige geologen geneigd deze ganse periode als een onderdeel van het Eemien te beschouwen. In NW Europa daarentegen zijn deze Interstadialen aanmerkelijk kouder (Andersen & Borns, Jr., 1994) zodat er geen twijfel bestaat tussen de term interstediaal en interglaciaal. Het Interstediaal St. Germain I (fig. 8) komt in NW Europa overeen met de Interstadialen Amersfoort en Brørup en St. Germain II met het Odderade Interstediaal. Tijdens deze Interstadialen domieerde bossen met *Pinus* en *Betula* en in mindere mate met *Quercus* en *Corylus* het landschap. De koude fasen werden getypeerd door een open landschap waarin bij de aanvang van het Weichselien nog enkele bomen zoals *Salix*, *Betula* en *Pinus* present waren, maar die naar het einde van het Vroeg-Weichselien toe volledig uit het landschap verdwenen zijn (Zagwijn & Van Staaldunin, 1975).

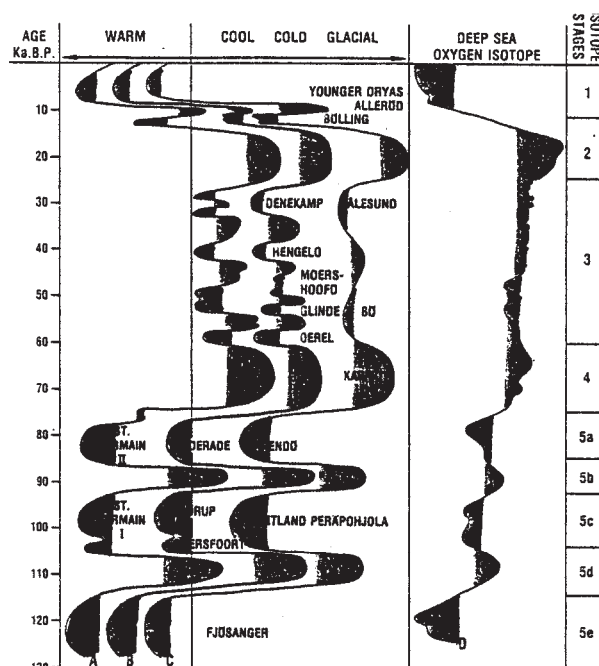


Fig. 8 : De klimaatsfluctuaties binnen het Weichselien in verschillende delen van West-Europa (Anderson en Borns, jr. -1994)

Wat de ouderdomsbepaling van deze Stadialen en Interstadialen betreft, bestaan er grote verschillen naargelang de onderzoeksmethode die wordt gehanteerd. Volgens Andersen & Borns, Jr. (1994) komen de Amersfoort en Brørup Interstadialen overeen met het 5c etage van het diepzee zuurstof isotopen en het Odderade Interstediaal met het 5a etage. In absolute cijfers uitgedrukt betekent dit $\pm 100\ 000$ BP voor Amersfoort en Brørup en $\pm 81\ 000$ BP voor Odderade (Jouzel *et al.*, 1987; Möner, 1972). Op basis van C14 dateringen ** worden veel jongere ouderdommen voor de respectievelijke Interstadialen bekomen, namelijk $\pm 68\ 000$ BP voor het Amersfoort, $\pm 65\ 000$ BP voor Brørup en $\pm 58\ 000$ BP voor Odderade (fig. 9).

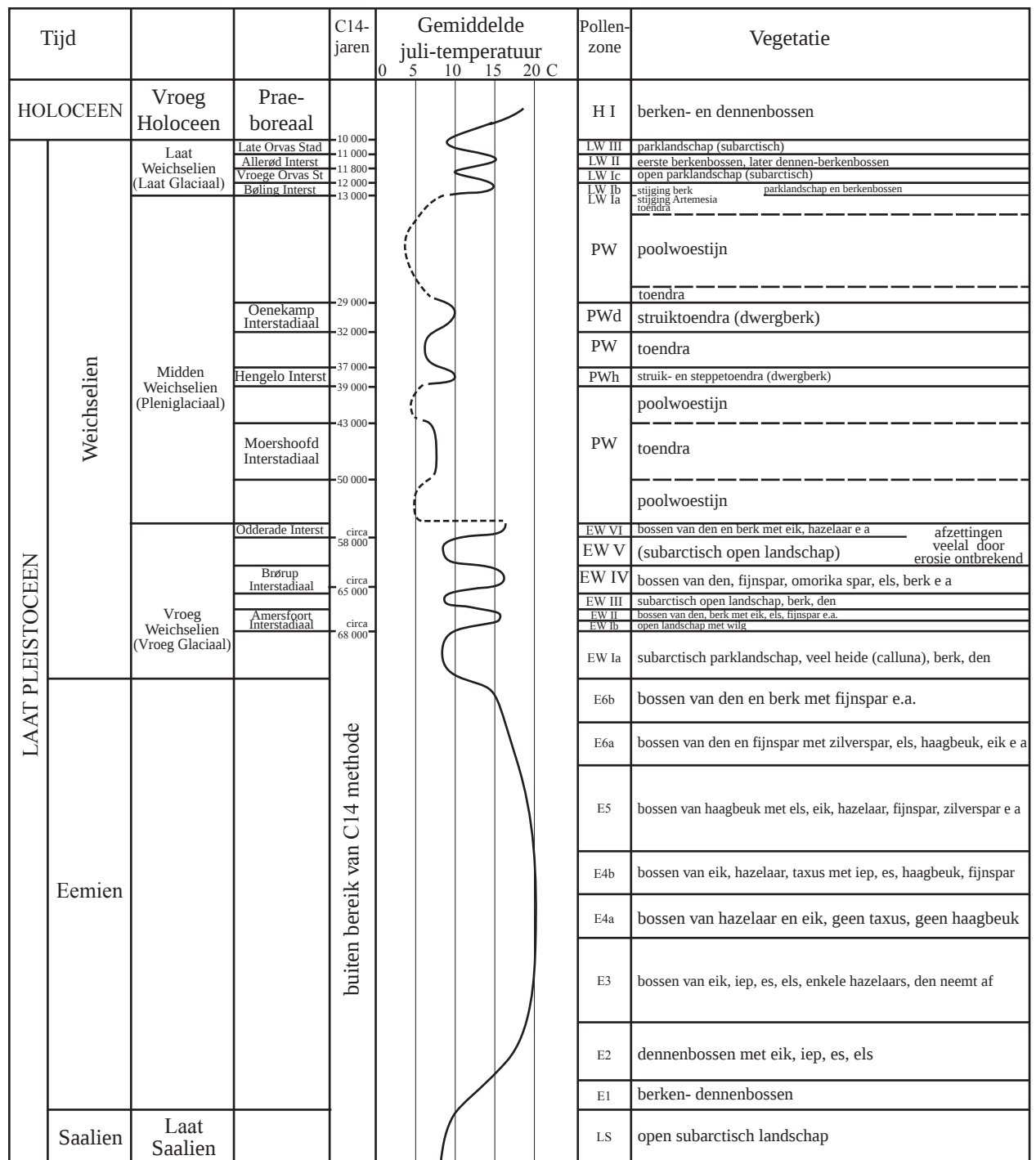
• Het Midden-Weichselien

Het Midden-Weichselien is een ongeveer 50 000 jaar lang durende koude periode waarin wel drie interstadialen voorkomen maar die dan wel opmerkelijk kouder zijn dan deze in het Vroeg-Weichselien. Het oudste Interstediaal wordt het Moershoofd Interstediaal genoemd (Zagwijn & Paepe, 1968) en zou volgens C14 dateringen de periode tussen 50 000 en 43 000 BP ** omvatten (Zagwijn & Van Staaldunin, 1975, fig. 10). Volgens Kolstrup & Wijmstra (1977) heerste er tijdens de beginfase van het Moershoofd Interstediaal juli temperaturen van om en bij de 13°C , gevolgd door een snelle temperatuursdaling tot gemiddeld 5 à 8°C , waarna opnieuw een stijging van de temperatuur tot ongeveer 10°C is opgetreden. In België wordt aan dit Interstediaal de Poperinge bodem verbonden die gedateerd is op 45 600 BP (Paepe, 1967). De tweede warme periode is door Van der Hammen *et al.* (1967) het Hengelo Interstediaal genaamd en wordt chronologisch gesitueerd tussen 39 000 en 37 000 BP (Zagwijn & Van Staaldunin, 1975). Ook in het Hengelo Interstediaal wordt een warmere fase bij de aanvang vastgesteld met julitemperaturen van rond de 15°C ,

* Zie hiernavolgende tekst.

** De betrouwbaarheid van C14 dateringen is beperkt in tijd, met een limiet van 40 000 à 50 000 BP.

waarna ze daalde tot ongeveer 13° C (Kolstrup & Wijmstra, 1977). De bodem ontwikkeld tijdens deze periode heeft in België de naam Hoboken bodem gekregen en dateert volgens de C14 methode van 32 490 BP (Paepe, 1967). Het laatste Interstediaal binnen het Midden- Weichselien is gekend als het Denekamp Interstediaal (Van der Hammen et al., 1967) en was aanmerkelijk koeler met een gemiddelde zomertemperatuur van 10° C (Kolstrup & Wijmstra, 1977). Het Denekamp Interstediaal is eveneens in België gedateerd, onder meer in Zelzate waar 28 200 BP bepaald is (Paepe, 1967). Tijdens deze warmere fasen komen quasi geen bomen voor, nog enkel struiken en lagere gewassen. Poolwoestijnen en toendra's bepaalde het landschapsbeeld gedurende de stadialen (Zagwijn & Van Staaldunin, 1975). De bodems zowel als de venen die gevormd zijn gedurende één van de drie Interstadialen zijn nadien sterk gecryoturbeerd.



Fig; 9 : Chronostratigrafie, klimaatscurve en vegetatie van het Boven-Pleistoceen (Zagwijn en van Staaldunin - 1975)

- *Het Laat-Weichselien*

Het Laat-Weichselien is beslist de koudste periode van het Weichselien, een periode waarin ook het ijsdek zich maximaal uitgebreid heeft en er poolwoestijncondities heersten. België is doorheen het Quartair steeds buiten het bereik van het ijsdek gebleven en lag bijgevolg in het zogenaamde periglaciaal gebied. In periglaciaal gebieden komen duidelijke koude indicatoren voor zoals vorstscheuren en vorstwiggen, vervormingen, grondijs, permafrost enz. Een vorstscheur ontstaat door thermische contractie van de grond ingevolge zeer sterke afkoeling (Leffingwell, 1919). Wanneer tijdens vele opeenvolgende winters zeer koude omstandigheden overheersen zullen de gevormde scheuren in de breedte uitzetten waardoor een V-vormige structuur ontstaat en waaraan de benaming vorstwig is gegeven. De vervormingen waarvan hierboven sprake worden over het algemeen periglaciaal involuties genoemd. Bij ons is echter de term cryoturbaties ingeburgerd (Edelman, Florschütz & Jeswiet, 1936), een term die alle vervormingen dekt welke ontstaan zijn door de differentiële bewegingen in de grond ingevolge vorst. Eveneens typerend voor de glaciaal perioden zijn de keienvloeren, gesitueerd op specifieke niveaus in de sequentie. Een keienvloer opzichzelf is echter niet beperkt tot koude gebieden maar is gebonden aan droge toestanden. Een keienvloer is het gevolg van de erosieve werking van de wind waarbij de fijne fractie opgenomen wordt en getransporteerd en enkel de grove fractie achterblijft. Dit fenomeen vraagt allereerst sterke winden, droge omstandigheden en het ontbreken van vegetatie. Bijgevolg worden deze keienvloeren aangetroffen op niveaus waar poolwoestijncondities zich hebben voorgedaan gedurende het Midden- en Laat- Weichselien. De hierboven beschreven fenomenen zijn niet verwonderlijk vermits de gemiddelde wintertemperatuur tijdens die periodes gemiddeld 20° C lag dan de dag van vandaag en dat de precipitatie minder dan de helft bedroeg (Zagwijn, ?). Daarenboven blijven fluviaal en eolische sedimentatieprocessen volop actief in een periglaciaal gebied, dit in tegenstelling tot een gebied bedekt met ijs, waar de voortbeweging van de ijsmassa volop de erosie en de sedimentatie beheersen. Hierdoor is een paleoperiglaciaal gebied zeer waardevol in het kader van de reconstructie van paleoclimatologische en paleosedimentaire toestanden.

De Europese ijsmassa is beginnen terugtrekken zowat 17 000 jaar geleden ingevolge een stijging van de zomertemperatuur (Andersen & Borns, Jr., 1994), evenwel gevolgd door lichte hernieuwde vooruitgangen. Deze vroege klimaatsverbetering is echter niet terug te vinden in de toenmalige fauna en flora. Een drastische klimaatsverbetering greep in NW Europa plaats rond 13 000 BP en wordt het Bølling Interstadiaal genoemd. Temperatuurstijgingen van om en bij de 10° C tijdens de zomer waren vrij algemeen. Nochtans blijft in onze contreien het parklandschap met berkenbossen en later dennenbossen primeren. Rond 12 000 BP (Vroeg Dryas) wordt deze opwarmingstrend gestopt en daalt de zomertemperatuur opnieuw naar het niveau van voor het Bølling Interstadiaal. Periglaciaal toestanden zijn opnieuw present. Deze koude fase duurde slechts enkele honderden jaren waarna opnieuw een warme fase (Allerød Interstadiaal) zich voortdoet. Vooraleer het eigenlijke Laatste Interglaciaal start, treedt er nog een afkoeling op die gekend staat onder de benaming Laat Dryas.

3.3. Het Holoceen

De overgang Pleistoceen - Holoceen wordt algemeen op 10 000 BP geplaatst. De indeling van het Holoceen in Preboreaal, Borea, Atlanticum, Subborea en Subatlanticum dateert reeds van vorige eeuw (Blytt & Sernander) en was een klimatologische indeling (fig.10). Gedetailleerde pollenanalytische studies hebben evenwel aangetoond dat klimaatswijzigingen doorheen het Holoceen beperkt zijn gebleven op enkele fluctuaties na (Zagwijn, 1986). Volgens Zagwijn (1986) zijn daarentegen veranderingen in de waterhuishouding tengevolge van natuurlijke omstandigheden of door menselijke invloed bepalend geweest voor de holocene evolutie. Veranderingen in de waterhuishouding treden op indien de verhouding verdamping/percolatie en afvloeiing wijzigt. De bepalende factoren hieromtrent zijn de temperatuur, de bewolking en vooral de aard van de vegetatie. In het beginstadium van het Holoceen primeerde den en berk welke in een latere fase vervangen zijn door een gemengd loofwoud met dominantie van els en eik. Mensen zijn deze wouden reeds vanaf het einde van het Atlanticum beginnen kappen om plaats in te ruimen voor landbouw en veeteelt. De veranderingen in het florabestand (naaldbossen - loofwoud - open ruimtes) hadden als gevolg dat de verdamping doorheen het Holoceen is afgenomen waardoor zowel de bodemvochtigheid als de afvloeiing is toegenomen en er zogenaamde vochtige omstandigheden zijn ontstaan die oorspronkelijk als klimaatsveranderingen werden bestempeld. Het klimaat mag beschouwd worden als identiek aan de dag van vandaag met mogelijkerwijze iets hogere temperaturen gedurende het Atlanticum en het Subborea (Zagwijn, 1986).

Ouderdom C14	Werkelijk	Geologische tijdsindeling	Pollen- zone	Kenmerken in het pollendiagram
1 250	8e eeuw na Chr.	LAAT HOLOCEEN	Vb2	veel cultuurplanten (rogge, later ook korenbloem en boekwijt)
1 950	AD		Vb1	haagbeuk > 1%
2 900	1 100 v.Chr.		Va	haagbeuk < 1%
3 700	2 100 v.Chr.	MIDDEN HOLOCEEN	IVb IVa	beuk meer dan 1% iep minder dan 5% invloed landbouw (granen)
5 000	3 850 v.Chr.		Atlanticum	els en eik overheersen den neemt af iep meer dan 5%
8 000	niet precies bekend	VROEG HOLOCEEN	Boreaal	den overheerst eik, iep, hazelaar
9 000			Praeboreaal	berk en den overheersen
10 000		PLEISTOCEEN	Laat Weichseliaan	veel kruiden open landschap

Fig. 10 : Indeling van het Holoceen (Zagwijn - 1986)



Fig. 11 : Dikte van het Quartair

4. SEDIMENTOLOGISCHE EN LITHOSTRATIGRAFISCHE OPBOUW VAN DE QUARTAIRE SEDIMENTEN

4.1. Inleiding

De dikte van het Quartair schommelt in het karteringsgebied van minder dan 1 m tot meer dan 20 m (fig. 11). Minder dan 1 m quartaire sedimenten worden aangetroffen ten noorden van Meldert, ten westen van Nerom, ten zuiden van Hoognerom en op verschillende plaatsen in het gebied dat begrensd wordt door de Zenne in het westen en de Barebeek en de Dode beek in het noorden. In het Loessgebied en dan voornamelijk in het westelijk deel wordt deze geringe dikte voor wat betreft het quartair dek eveneens bereikt.

Hoge waarden van 16 m en meer zijn doorgaans beperkt tot de oostelijk uitloper van de Vlaamse Vallei met uitzondering van dat deel van het Loessgebied dat paalt aan de Zenne. In de uitloper van de Vlaamse Vallei zelf worden grote schommelingen in de dikte genoteerd. Toch bestaat er doorgaans een verband tussen de diepst uitgeschoorde plaatsen en de dikste quartaire sequenties. Opvallend is het feit dat zowel in de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei als in het Loessgebied dikteverschillen zeer groot kunnen zijn over een geringe afstand.

De quartaire opbouw is in dit gebied uniek in die zin dat over zo een beperkte oppervlakte zo een variëteit van quartaire typesequenties worden aangetroffen voor wat betreft de continentale afzettingen.

Aan het oppervlak zijn de drie types van windafzettingen aanwezig die in Vlaanderen worden onderscheiden met name dekzand in het noorden, loess in het zuiden en tussenin zandleem. Niet alleen is het type van windafzetting regionaal bepaald maar is ook de opeenvolging van de sedimenten binnen een sequentie ruimtelijk vastgelegd. In eerste instantie wordt de quartaire sequentie in dit karteringsgebied bepaald door zijn positie binnen de uitloper van de Vlaamse Vallei of erbuiten. Binnen de uitloper domineren fluviatiele afzettingen de quartaire sequentie waartegenover eolische en mogelijkwerwijze massabewegingsafzettingen buiten de uitloper van de Vlaamse Vallei een stempel drukken op de quartaire opbouw. Een uitzondering op deze regel vormen de gebieden rond Hofstade waar de top van het Tertiair kan oplopen tot + 4 m (fig. 5), de strook tussen Steenhuffel en Merchtem waar de top van het Tertiair zelfs + 9 m bereikt en in de omgeving van Impde tot Nieuwenrode met een maximale hoogte van het Tertiair tot boven de + 20 m. In de eerste twee beschreven gebieden is de quartaire sequentie analoog opgebouwd als in de uitloper van de Vlaamse Vallei. Daartegenover staat het gebied rond Nieuwenrode waar de quartaire opbouw erg verschillend is.

In de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei en in de twee gebieden rond Hofstade en Merchtem is de quartair sequentie als volgt opgebouwd: bovenaan bevinden zich eolische afzettingen die over het grootste deel van het gebied bestaan uit dekzand. Enkel in het zuidoostelijk deel van de uitloper en in de twee hierboven vermelde gebieden wordt zandleem aangetroffen. Volledigheidshalve dient vermeld dat ten noorden van de Verbrande Brug (fig. 12) het Loessgebied reikt tot in de uitloper van de Vlaamse Vallei. De eolische afzettingen daterend uit het Weichselien worden in zowel het Dekzandgebied als in het Overgangsgebied lithostratigrafisch als de Formatie van Gent aangeduid (Paepe & Vanhoorne, 1976). De loessafzettingen met dezelfde ouderdom zijn gedefinieerd door Paepe & Vanhoorne (ibid.) als het Lid van Brabant.

De fluviatiele afzettingen binnen de uitloper van de Vlaamse Vallei dateren uit zowel het Weichselien als het Eemien en zijn lithostratigrafisch gedefinieerd als de Formatie van Zemst (Paepe & Vanhoorne, 1976). Uit onderzoek is gebleken (Bogemans, 1988....) dat deze fluviatiele sedimenten afgezet zijn door een fluviaal systeem waarvan het geulpatroon gedurende het Weichselien meerdere malen is gewijzigd. Deze patroonswijziging heeft een belangrijke invloed gehad op de sedimentaire opbouw waardoor in het kader van de kartering het noodzakelijk is de Formatie van Zemst op te splitsen in meerdere Leden. In totaal zijn er vier Leden geïntroduceerd met name het Lid van Grimbergen daterend uit het Eemien, vervolgens het Lid van het Bos van Aa, het Lid van Hombeek en

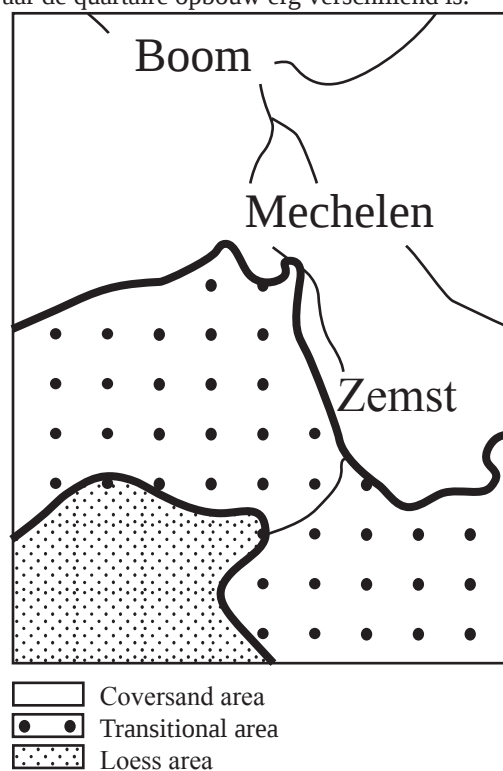


Fig. 12. Situering van de eolische sedimentatiegebieden in het oostelijk deel van het karteringsgebied.

tenslotte het Lid van Lembeek die de fluviatiele sedimenten afgezet tijdens het Weichselien omvatten. Het is evident dat niet alle Leden overal vertegenwoordigd zijn.

In het gebied dat zich uitstrekt van Impde tot Nieuwenrode en langs de Barebeek in de omgeving van Perk karakteriseren ook hier fluviatiele sedimenten de quartaire sequentie. In analogie met de fluviatiele sedimenten in de uitloper van de Vlaamse Vallei zijn deze in dit gebied ook afgezet door waterlopen met verschillende geulpatronen. De sedimentatie greep echter plaats tijdens een vroegere fase, namelijk gedurende het Saalien. Als overkoepelende lithostratigrafische term wordt de Formatie van Nieuwenrode ingevoerd, genoemd naar de typelokaliteit (Bogemans, 1988, 1993).

Zoals reeds eerder vermeld, bestaat de quartaire sequentie buiten de uitloper van de Vlaamse Vallei grotendeels uit eolische afzettingen. In het Loessgebied, dat echter samenvalt met het golvend tot heuvelig landschap en in het Overgangsgebied waar de topografie reeds golvend is, worden eveneens massabewegingsafzettingen aangetroffen. De verbreiding zowel verticaal als lateraal is aanmerkelijk groter in het Loessgebied, zelfs in die mate dat voor de quartairkartering een apart Lid in het Loessgebied is gebruikt. Alle massabewegingsproducten met een Weichselien ouderdom worden als het Lid van Haspengouwen in het Loessgebied aangeduid (Paepe & Vanhoorne, 1976). Beide Leden, het Lid van Brabant en het Lid van Haspengouwen zijn vervat in de Formatie van Gembloux. Doordat op een schaal 1/50 000 de verspreidingsgebieden van de massabewegingsafzettingen in het Overgangsgebied te klein zijn om op een verantwoorde manier grafisch voor te stellen wordt de Formatie van Gent als een entiteit beschouwd en niet verder opgesplitst in verschillende Leden zoals Paepe & Vanhoorne hebben doorgevoerd in 1976.

Alhoewel ook zeer beperkt in omvang komen in het Loessgebied op verschillende niveaus fluviatiele afzettingen voor onder de vorm van terrassen. Deze terrassen zijn echter in het huidige landschap niet zichtbaar, waardoor ook ingevolge hun beperkte verbreiding de kartering ervan uiterst moeilijk verloopt. De reconstructie van de diverse terrassen leidt ons terug tot het Cromerien. Hoe gering de gegevens in het Loessgebied ook zijn voor wat betreft de paleomilieuindicatoren, toch zijn er enkele lithologische karakteristieken op sommige terrasniveaus aanwezig die grote overeenkomst vertonen met de afzettingen uit de omgeving van Nieuwenrode. Op basis van dit alles en in correlatie met de morfologische entiteit tussen beide gebieden worden de onderste terrassalluvia in de Formatie van Nieuwenrode geplaatst. De terrasalluvia aanwezig op de hogere niveaus worden in de Formatie van de Schelde (Paepe & Vanhoorne, 1976) ondergebracht. Deze term staat voor alle terrasalluvia ten noorden van Samber en Maas en die de tijdspanne van het Laat-Menapien tot het Laat-Holsteinien overbruggen.

Tenslotte spelen de holocene afzettingen niettegenstaande ze stratigrafisch ongedefinieerd zijn een belangrijke rol in de quartaire opbouw. Fluviatiele afzettingen zijn zowel belangrijk in het Overgangsgebied als in het Dekzandgebied, terwijl duinafzettingen beperkt zijn tot het Dekzandgebied vermits hiervoor een lokale bron noodzakelijk is. Colluviale afzettingen zijn ruimtelijk het meest verspreid in het Loessgebied

4.2. De Formatie van Gent

Spreiding en dikte

De Formatie van Gent is algemeen verspreid in het Dekzand- en Overgangsgebied. Lokaal ontbreekt ze doordat rivieren of beken zich tijdens het Tardiglaciaal en/of Vroeg-Holocene hebben ingesneden, waardoor deze oppervlaktensedimenten zijn weggeërodeerd. De maximale dikte bedraagt ongeveer 5 m, de minimale bedraagt enkele tientallen centimeters. In de uitloper van de Vlaamse Vallei is de dikte van de Formatie van Gent omgekeerd evenredig met de dikte van de fluviatiele afzettingen. M.a.w. indien het fluviatiel pakket dik is, is de Formatie van Gent relatief dun. De hoogste waarden qua dikte worden in de uitloper van de Vlaamse Vallei bereikt en niet in de randgebieden.

Sedimentologische kenmerken en genese

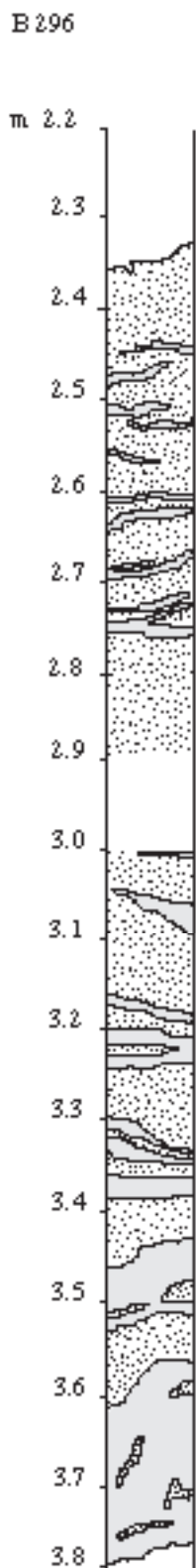
De Formatie van Gent is per definitie opgebouwd uit alle eolische afzettingen, gevormd tijdens het Weichselien (Paepe & Vanhoorne, 1976). In de Formatie van Gent wordt echter een onderscheid gemaakt tussen eolische afzettingen *sensu proprio* en eolische afzettingen die nadien door lokale processen, doorgaans massabewegingsprocessen, zijn verplaatst.

De eolische afzettingen

Uit de studie van het karteringsgebied is gebleken dat de eolische afzettingen in sommige regio's een tweeledige opbouw hebben, met name een homogeen sedimentenpakket aan de top en een alternerend complex van grof- en fijnkorrelige lagen, meestal gevormd door zand- en lemlagen (Bogemans, 1988) (fig. 13) aan de basis. De zandlagen primeren over het algemeen in het Dekzandgebied, lemlagen daarentegen zijn het best vertegenwoordigd in het Overgangsgebied. Desalniettemin komt het homogeen sedimentenpakket algemeen verspreid over het gebied voor,

wel getypeerd door veranderingen in de textuur naargelang de sedimenten aanwezig zijn in het Dekzandgebied of in het Overgangsgebied.

- *Het alternerend complex*



Het alternerend complex wordt aangetroffen als een relatief dun ritmisch gelaagd geheel met duidelijke laagvlakken, subhorizontaal en onregelmatig van karakter (fig. 13, tabel 1) alsook als een facies waarin één textuurgroep domineert, maar waarin laminae of weinig ontwikkelde lagen met verschillende textuur zijn afgezet, maar steeds volgens een alternerend patroon (fig. 14). Beide facies komen soms gecombineerd voor, evenwel met het ritmisch gelaagd complex aan de basis. De aanwezige zandlagen zijn meestal gegradeerd gelaagd of pseudokraskrasgelaagd. De leemlagen zijn intern gestratificeerd met ondermeer kleilaagjes en glauconietrijke zandlaminae.

Tabel 1

Lokalisatie: Stompershoek (Leest), topografische kaart 23/3

Boringnummer: 58W296

Coördinaten: x= 151 159

y= 191869

z= 7,912m

Stratigrafie: Formatie van Gent

Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
0,33 - 1,00	Geelgrijs lichte zandleem , geoxideerd in vlekken. Fe/Mn stippels
1,00 - 1,07	Groengrijs leemhoudend fijn zand , iets grover aan de top. Geoxideerd. Scherpe licht schuine grens.
1,07 - 1,17	Grijs zeer fijn zandige leem , licht geoxideerd, Fe/Mn stippels. Scherpe rechte grens.
1,17 - 1,20	Geoxideerde lichte zandleem met Fe/Mn stippels.
1,20 - 1,24	Grijs sterk lemig fijn zand , licht geoxideerd in vlekken.
2,00 - 2,38	Grijs gevlekte zandhoudende leem , graduele overgang
2,38 - 3,81	Alternerend complex van geoxideerd fijn tot halffijn zand met grijze leemlagen. De laagvlakken zijn doorgaans golvend. Sommige lagen zijn verstoord.
4,00 - 4,12	Grijs halffijn zand met concentratie van dunne discontinue effen leemlaagjes tussen 4,01 en 4,08.

Tabel 1: Beschrijving van het alternerend complex.

Zand zowel als silt getransporteerd door de wind worden vroegtijdig afgezet in een omgeving met natte of vochtige plaatsen of op een sneeuwdek (Havholm & Kocurek, 1994). Daarenboven zorgt de vochtigheid dat de sedimenten niet opnieuw door de wind worden opgenomen. Dit sedimentatieproces wordt getypeerd door de vorming van adhaesieribbels en -wratten (Glennie, 1970; Reineck, 1955 fide Hunter 1973) die de typische gelaagdheid in de zandlagen veroorzaken. Inderdaad, ontstaan alternerende grovere en fijnere zandige lagen volgens Kocurek & Fielder (1982) door het kruipen van de grove deeltjes in de holtes onder de ruggen van de adhaesie structuren die zelf gevormd zijn door fijnere deeltjes. De pseudokraskrasgelaagdheid is volgens Hunter (1973) eigen aan de vorming door middel van adhesieribbels. De aanwezige kleilaagjes en zandlaminae in de leemlagen zijn echter het gevolg van lokale verplaatsingen. De kleilaagjes zijn afgezet in plassen, de zandlaminae zijn het resultaat van een herwerking van lokale fluviatiele sedimenten die dikwijls glauconiet bevatten. De onregelmatige vorm van de laagvlakken waarvan hierboven sprake is het resultaat van uitschuringen en vervormingen. Bij uitschuringen is het bovenliggend materiaal steeds zandig. Volgens de aard en de afmetingen zijn de uitschuringen gebeurd door de actie van geultjes (rills) of iets grotere vormen, ofwel door de uitschurende werking van de wind zelf. Vormen zoals geulen zijn uitgesloten juist omwille van de quasi subhorizontale

Fig. 13: Opbouw van een alternerend complex, onderdeel van de Formatie van Gent

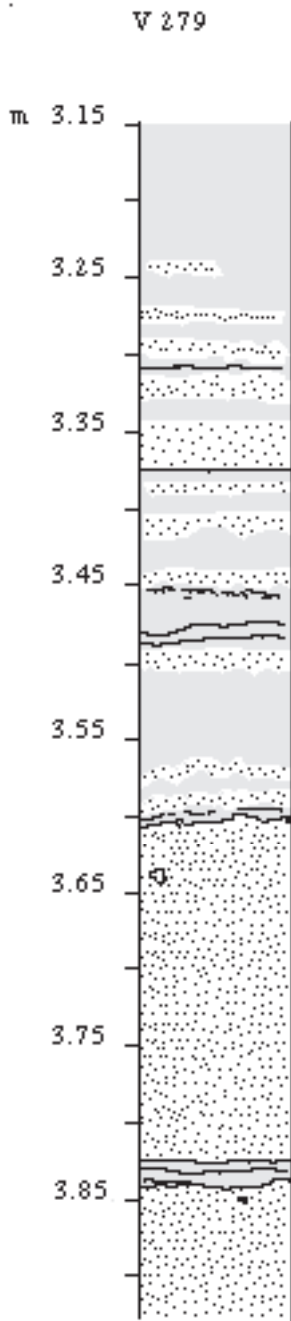


Fig. 14. Illustratie van een alternerend complex.

• Keienvloeren en periglaciale verschijnselen

De eolische afzettingen, zowel de homogene als het alternerend complex worden gekarakteriseerd door keienvloeren en vorstscheuren.

De keienvloeren worden doorgaans op twee niveaus aangetroffen. De meest onderaan liggende keienvloer vormt grosso modo de grens tussen de fluviatiele en eolische afzettingen en komt overeen met de keienvloer 2 van Paepe (1967). De meest voorkomende keienvloer wordt echter aangetroffen in het alternerend complex en wordt geïnterpreteerd als zijnde de keienvloer 3 sensu Paepe (1967) of de "Beuningen Gravel Bed" (Van der Hammen et al., 1967). Sporadisch komt nog een derde keienvloer voor en die is dan gevormd in de homogene eolische afzettingen.

De aanwezige vorstscheuren zijn klein zowel in de lengte als in de breedte. Ook nu worden twee niveaus onderscheiden, namelijk één in het alternerend complex waarin eveneens meerdere opeenvolgende vorstscheuren voorkomen (fig. 15) en een tweede niveau midden in de homogene eolische afzettingen.

positie van de laagvlakken alsook omwille van de geringe dikte van de opvullings-sedimenten. Verder zijn convoluties, pseudonodules en naar alle waarschijnlijkheid ook afglijdingen (slump structures) (Anketell et al., 1970; Butrym et al., 1964; Fryberger et al., 1988; Kelling & Walton, 1957; Reineck & Singh, 1980) eveneens verantwoordelijk voor het onregelmatig karakter van de laagvlakken.

Als primaire oorzaak voor de vorming van dit alternerend complex worden schommelingen in de windintensiteit, de vochtigheid en de precipitatie naar voren gebracht. Zo is de aanwezigheid van leemlagen in het Dekzandgebied toe te schrijven aan factoren die een vroegtijdige afzetting tot gevolg hebben zoals een verminderde windintensiteit, de aanwezigheid van vochtige plaatsen en de precipitatie in de vorm van regen of sneeuw. De zandlagen in het Overgangsgebied kunnen althans gedeeltelijk het gevolg zijn van een grotere windintensiteit of zijn opgebouwd uit partikels afkomstig van de droge arealen in het Dekzandgebied welke dan vervolgens zijn afgezet op de vochtige plaatsen in het Overgangsgebied. Na de eolische sedimentatiefase zullen onder gunstige voorwaarden zoals bij ontdooiing van lokale sneeuwniches en de bevroren ondergrond alsook bij regenval afspoelingen en/of massabewegingen plaatsgrijpen, echter wel over geringe afstanden en diktes.

Deze algemene sedimentatievoorwaarden tot het bekomen van dit alternerend complex hebben er voor gezorgd dat het complex beperkt is tot de paleo-microdepressies, de paleodepressies en de valleiwanden met een bepaalde oriëntatie welke bevordelijk was voor de captatie van de partikels.

• De homogene eolische afzettingen

Wanneer de frequentie van de lagen en/of laminae dermate klein is of wanneer slechts zones gemengd met een andere textuurgroep in een gelijkvormig sedimentenpakket voorkomen, worden die tot de homogene eolische afzettingen gerekend. Het is echter niet noodzakelijk dat de homogene eolische afzettingen uit één facies bestaan waarin geen variaties in de korrelgrootte optreden. Ook hier worden subpakketten met variërende zandige en lemige inhoud teruggevonden, meestal graduëel in elkaar overgaand. De term homogeen slaat uitsluitend op het ontbreken van een samengestelde lagengroep.

Deze zogenaamde homogene eolische afzettingen zijn enkel te verklaren door een algemene verdroging van het milieu. Zo is het ontbreken van leemlagen in het Dekzandgebied toe te schrijven aan het nagenoeg uitblijven van precipitatie en het ontbreken van vochtige plaatsen, met als gevolg dat de siltpartikels langer in suspensie bleven. De grote schommelingen in het percentage zand die zo typerend zijn voor de homogene eolische afzettingen in het Overgangsgebied zijn eveneens het gevolg van droge periodes waarbij silt en zand gelijktijdig worden getransporteerd door verstuivingen en grondstromingen (basal flow-De Ploey, 1977).

- *De massabewegingsafzettingen en de fluviatiele afzettingen van lokale oorsprong*

Massabewegingsafzettingen zijn eerder beperkt in de uitloper van de Vlaamse Vallei en dit ingevolge de langdurige en belangrijke fluviatiele werking waardoor deze massabewegingsafzettingen, indien gevormd, voortdurend werden herwerkt. Anders is het verlopen in de gebieden grenzend aan de uitloper, zoals het gebied rond Perk waar de preservatie van deze specifieke afzettingen veel groter is. De massabewegingsafzettingen worden dikwijls gekenmerkt op plaatsen waar het tertiair substraat ondiep onder het maaiveld ligt door de aanwezigheid van herwerkt tertiair materiaal dat in de verplaatste eolische mantel is ingebed.

Het onderscheid tussen bepaalde massabewegingsprocessen en processen ontstaan door middel van water is zeer subtiel zodat in dit sedimentair geheel ook zeer lokale fluviatiele activiteiten passen.

Stratigrafie

De stratigrafische positie, zowel litho- als chronostratigrafisch, is reeds van 1976 vastgelegd door Paepe. De Formatie van Gent bestaat uit alle dekzanden daterend uit het Weichselien (p 28). Paepe (ibid.) heeft deze Formatie verder opgesplitst in het Lid van Ertvelde en het Lid van Lembeke in het Dekzandgebied en in het Overgangsgebied in het Lid van Zonnebeke en eveneens het Lid van Lembeke. Het Lid van Lembeke bestaat in de beide eolische sedimentatiegebieden uit de zogenaamde “venige-lemige formaties”, een overkoepelende term voor de massabewegings-producten en afzettingen afkomstig van lokale fluviatiele activiteiten, beide daterend uit het Weichselien. Het Lid van Ertvelde en het Lid van Zonnebeke omvatten de eolische sedimenten. Twee benamingen zijn ingevoerd aangezien de eolische afzettingen qua textuur verschillen in de twee hierboven vermelde sedimentatiegebieden. Vermits in de eolische afzettingen nog een onderscheid bestaat tussen enerzijds de homogene afzettingen en anderzijds het alternerend complex zijn er twee Leden per sedimentatiegebied ingevoerd (Bogemans, 1988). Zo wordt in het Dekzandgebied het Lid van Ertvelde behouden, maar krijgt het de betekenis van homogeen eolisch afzetting en het Lid van Tisselt, genoemd naar de typelokaliteit, dat staat voor het alternerend complex. In het Overgangsgebied wordt het Lid van Zonnebeke en het Lid van Tisselt gebruikt, het laatste met analoge betekenis als in het Dekzandgebied. Het Lid van Zonnebeke omvat ook hier de homogene eolische afzettingen.

Om praktische redenen, zowel wat betreft de gebruikte schaal, de leesbaarheid van de kaart als bij gebrek aan voldoende gedetailleerde beschrijvingen, wordt op dit kaartblad geen opsplitsing gemaakt in verschillende Leden en wordt enkel de Formatie van Gent gebruikt als karteringsmiddel.

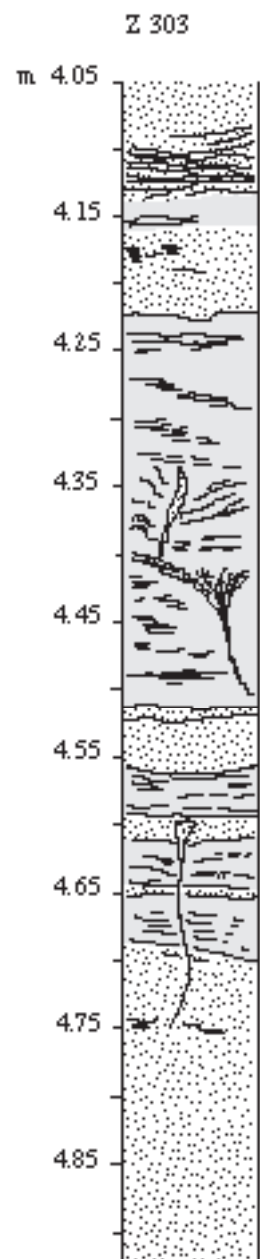


Fig. 15: Illustratie van meerdere vorst-scheuren in een alternerend complex

4.3. De Formatie van Gembloux

Spreiding en dikte

De Formatie van Gembloux is beperkt tot het Loessgebied, gelegen in het zuidelijk tot zuidwestelijk gedeelte van het karteringsgebied. Meer specifiek in de regio ten zuiden van Meldert, Opwijk, het zuiden van Merchtem, Wolvertem, Beigem en Vilvoorde, de laatste via de Zennevallei.

In de talrijke uitgeschuurde valleitjes ontbreekt doorgaans het bovenste gedeelte van de Formatie van Gembloux. De dikte overschrijdt op sommige plaatsen de 15 m daar waar op andere plaatsen de dikte tot 0 m herleid is.

Sedimentaire kenmerken en genese

In tegenstelling tot het Dekzand- en Overgangsgebied domineert de Formatie van Gembloux steeds de Quartairsequentie. De Formatie in kwestie is opgebouwd uit eolische en massabewegingsafzettingen (Paepe & Vanhooorne, 1976). Deze tweedelige indeling werd reeds beschreven door Delvalque in 1868. Voor een eerste interpretatie moeten we echter wachten tot in 1882 tot wanneer Van Den Broeck het onderste gedeelte dat uit gestratificeerde leem met landslakken bestaat in een overstromingsvlakte situeert en het bovenliggende deel van de sequentie dat uit niet gestratificeerde en vergruisde leem is opgebouwd als eolisch bestempelt. Nieuw inzicht kwam er in het onderzoek aangaande de gestratificeerde leem door Hallez (1913, 1914, 1919, 1920) die dit fenomeen verklaarde door massabewegingsprocessen. Cornet (1923) voegde er later de alternerende werking van vriezen en dooien nog aan toe waardoor bovenvermelde processen nog versterkt worden. Sindsdien wordt de stelling algemeen aanvaard dat tijdens bepaalde periodes de originele windafzetting, met name de loess, door massabewegingen is verplaatst.

De eolische afzettingen

Vandaag de dag wordt algemeen de definitie van Pettijohn (1975, p 290-291) aanvaard waarin loess omschreven wordt als een niet geconsolideerd poreus silt, over het algemeen bleekgeel van kleur en gekarakteriseerd door het ontbreken van stratificatie, door zijn hoog kalkgehalte en door de mogelijkheid om verticaal overeind te blijven staan. Essentieel is het feit dat loess een silt is.

De loessafzettingen in het karteringsgebied bestaan uit ongelaagde en mogelijkwijze diffuus gelaagde leem* (fig. 16-tabel 2). Sporadisch wordt in een zuiver eolische sequentie enkele diffuse intercalaties van oudere, meestal herwerkte tertiaire sedimenten aangetroffen en dit ingevolge lokale afspoelingen en solifluctie.

Tabel 2	
<i>Lokalisatie:</i> St. Brixius Rode (Meise), topografische kaart 23/7	
<i>Boringnummer:</i> 73W256	
<i>Coördinaten:</i> x= 147 142	
y= 182 282	
z= 44,931m	
<i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van Brabant	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
0,37 - 7,45	Geelbruine gevlekte kleihoudende leem met Fe/Mn stippels. Geoxideerd in vlekken. Keienvloer tussen 1,54 - 1,58 m

Tabel 2: beschrijving van een typische loesssequentie

St. Brixius Rode

73W256

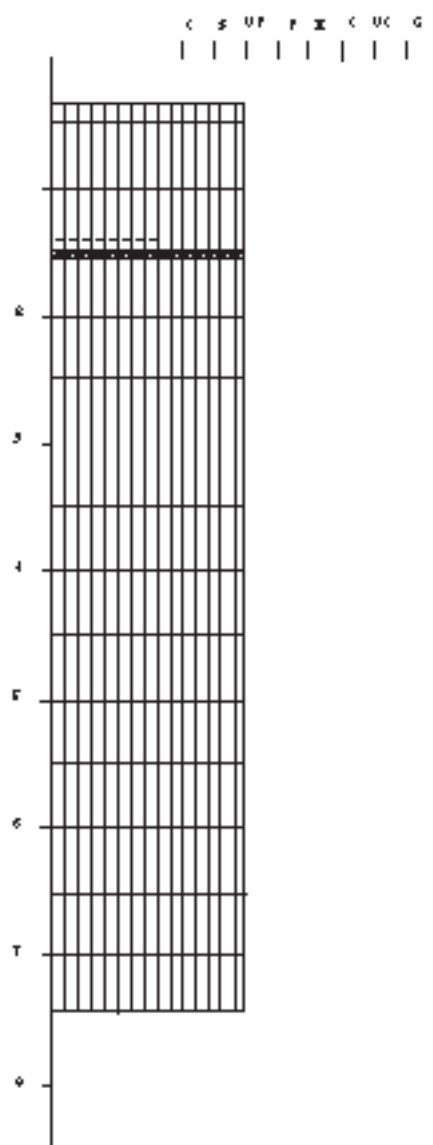


Fig. 16 : Illustratie van een typische loesssequentie in het karteringsgebied

4.3. De Formatie van Gembloux

Spreiding en dikte

De Formatie van Gembloux is beperkt tot het Loessgebied, gelegen in het zuidelijk tot zuidwestelijk gedeelte van het karteringsgebied. Meer specifiek in de regio ten zuiden van Meldert, Opwijk, het zuiden van Merchtem, Wolvertem, Beigem en Vilvoorde, de laatste via de Zennevallei.

In de talrijke uitgeschuurde valleitjes ontbreekt doorgaans het bovenste gedeelte van de Formatie van Gembloux. De dikte overschrijdt op sommige plaatsen de 15 m daar waar op andere plaatsen de dikte tot 0 m herleid is.

Sedimentaire kenmerken en genese

In tegenstelling tot het Dekzand- en Overgangsgebied domineert de Formatie van Gembloux steeds de Quartairsequentie. De Formatie in kwestie is opgebouwd uit eolische en massabewegingsafzettingen (Paepe & Vanhooorne, 1976). Deze tweedelige indeling werd reeds beschreven door Delvalque in 1868. Voor een eerste interpretatie moeten we echter wachten tot in 1882 tot wanneer Van Den Broeck het onderste gedeelte dat uit gestratificeerde leem met landslakken bestaat in een overstromingsvlakte situeert en het bovenliggende deel van de sequentie dat uit niet gestratificeerde en vergruisde leem is opgebouwd als eolisch bestempelt. Nieuw inzicht kwam er in het onderzoek aangaande de gestratificeerde leem door Hallez (1913, 1914, 1919, 1920) die dit fenomeen verklaarde door massabewegingsprocessen. Cornet (1923) voegde er later de alternerende werking van vriezen en dooien nog aan toe waardoor bovenvermelde processen nog versterkt worden. Sindsdien wordt de stelling algemeen aanvaard dat tijdens bepaalde periodes de originele windafzetting, met name de loess, door massabewegingen is verplaatst.

De eolische afzettingen

Vandaag de dag wordt algemeen de definitie van Pettijohn (1975, p 290-291) aanvaard waarin loess omschreven wordt als een niet geconsolideerd poreus silt, over het algemeen bleekgeel van kleur en gekarakteriseerd door het ontbreken van stratificatie, door zijn hoog kalkgehalte en door de mogelijkheid om verticaal overeind te blijven staan. Essentieel is het feit dat loess een silt is.

De loessafzettingen in het karteringsgebied bestaan uit ongelaagde en mogelijkwijze diffuus gelaagde leem* (fig. 16-tabel 2). Sporadisch wordt in een zuiver eolische sequentie enkele diffuse intercalaties van oudere, meestal herwerkte tertiaire sedimenten aangetroffen en dit ingevolge lokale afspoelingen en solifluctie.

Tabel 2	
<i>Lokalisatie:</i> St. Brixius Rode (Meise), topografische kaart 23/7	
<i>Boringnummer:</i> 73W256	
<i>Coördinaten:</i> x= 147 142	
y= 182 282	
z= 44,931m	
<i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van Brabant	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
0,37 - 7,45	Geelbruine gevlekte kleihoudende leem met Fe/Mn stippels. Geoxideerd in vlekken. Keienvloer tussen 1,54 - 1,58 m

Tabel 2: beschrijving van een typische loesssequentie

St. Brixius Rode

73W256

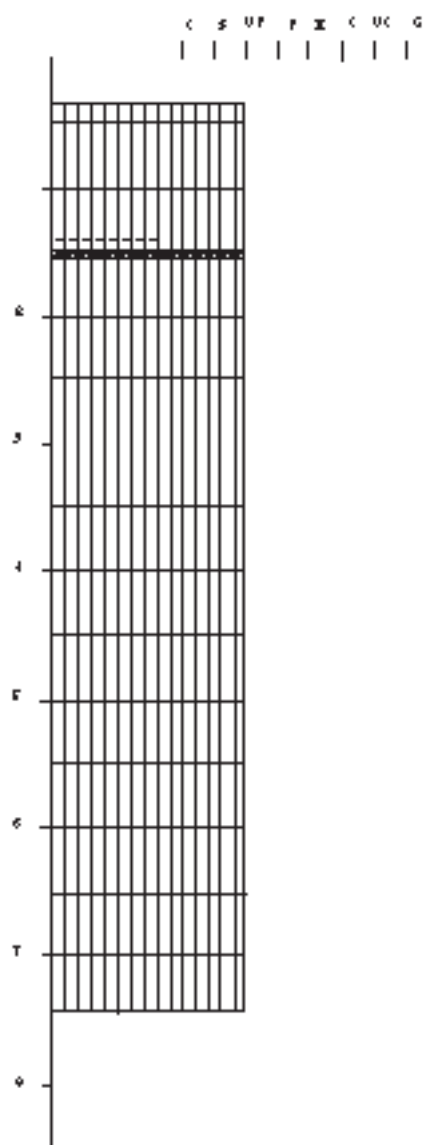


Fig. 16 : Illustratie van een typische loesssequentie in het karteringsgebied

Indien beide delen in de loesssequentie aanwezig zijn, is het ongestratificeerd geheel steeds bovenaan gelegen. De diffuse stratificatie in het onderste deel mag niet enkel toegeschreven worden aan secundaire verplaatsingen zoals Manil (1949, 1952) heeft voorgesteld maar eveneens aan het primaire sedimentatieproces zelf. Zoals reeds in het Dekzand- en Overgangsgebied een onderscheid is gemaakt tussen eolische sedimenten afgezet in droge en vochtige omstandigheden, moet althans een gedeelte van de stratificatie ook hier gezien worden als een gevolg van de vorming van adhesieribbels en -wratten.

- *De massabewegingsafzettingen*

Dit deel van de sequentie die in het Loessgebied wordt aangeduid als massabewegingsafzettingen is zeker niet uniform qua opbouw. Het is enerzijds samengesteld uit een alternatie van massabewegingsafzettingen en eolische afzettingen en anderzijds als een opeenvolging van massabewegingsafzettingen al dan niet doorspekt met fluviatiele sedimenten. De term “fluviatiel” wordt hier in de betekenis van afspoeling (sheetflow - Hogg, 1972) gebruikt. Een afspoeling ontstaat onder optimale omstandigheden van plotselinge intense wateraanvoer ingevolge de ondoordringbaarheid van de grond die kan optreden bij verzadiging, bij uitdroging en bij vriezen en dooien (De Ploey, 1972; Fairbridge, 1968; Feodoroff, 1965; Hogg, 1972; Holy, 1980).

Tabel 3 Lokalisatie: Beigem, topografische kaart 23/7 Boringnummer: 73w292 Coördinaten: x= 151 052 y= 182 741 z= 21,309 m Stratigrafische eenheid: Lid van Haspengouwen	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
4,49 - 6,00	Complex geheel van lemige, kleiige en zandige laagjes, met een dominantie van eerstvernoemde laagjes. De zandlaagjes zijn doorgaans fijn van korrel en kunnen glauconietrijk zijn. Subhorizontaal tot schuin golvend gelaagd. Kalkrijk.
6,00 - 6,05	Gele leem met humeuze golvende laminae. Vorstspleetje aan de top. Enkele glauconietkorrels zijn over het geheel verspreid. Kalkrijk
6,05 - 6,35	Gele leem met sporadisch glauconietrijke zandlaminae en sporadisch diffuse kleihoudende lensjes. Kalkrijk, schuine grens.
6,35 - 6,98	Bruingrijze kleihoudende leem met een schuine gebogen kleilaag. Kalkrijk.
7,00 - 7,63	Bruingrijze geoxideerde kleihoudende leem met diffuse zandige laagjes aan de top. Zeer Kalkrijk.
7,63 - 8,00	Groengrijze sterk kleihoudende zeer fijn zandige leem . Keienvloer op 7,65. Kalkrijk.
8,00 - 8,67	Geel sterk kleihoudende zeer fijn zandige leem met continue en discontinue subhorizontale tot schuine golvende kleilaagjes . De zandfractie binnen de leem varieert voortdurend. Sporadisch zandlaagje. Kalkrijk.
8,67 - 9,00	Geoxideerde kleihoudende fijn zandige leem met subhorizontale kleiige laagjes en glauconiethoudende dikke zandlaagjes . Fijne vorstscheur tussen 8,78 - 8,82, vervormingen tussen 8,83 - 8,86. Kalkrijk.

Tabel 3. Beschrijving van het Lid van Haspengouw waarin eolische- en hellingsafzettingen alternerend voorkomen.

Indien de massabewegingsproducten alternerend voorkomen met eolische afzettingen bestaan ze doorgaans uit leemlagen waarin effen, subhorizontaal golvende tot schuin golvende zand- en kleilaagjes aanwezig zijn (fig. 17-tabel 3). In het andere geval bestaan deze afzettingen uit een relatief dikke humeuze leemafzetting waarin mogelijkerwijze glauconiethoudende en nummulithoudende zandintercalaties van fluviatiele oorsprong voorkomen met doorgaans een erosieve basis (fig. 18-tabel 4). Indien deze fluviatiele afzettingen ontbreken, wordt de sequentie gekenmerkt door dunne donkergrijze kleiige laagjes en humeuze banden (fig. 19). Uit het karakter van het onderste laagvlak van de humeuze banden blijkt dat deze niet in situ gevormd te zijn. Dit type van profiel wordt door Bird (1967) en Jahn (1956) verklaard als zijnde oppervlaktevegetatie, meestal toendra, dat wordt overstroomd door bewegend materiaal ingevolge massabewegingsprocessen en ingebed als een humuslaag. Dit fenomeen kan zich natuurlijk onder gunstige

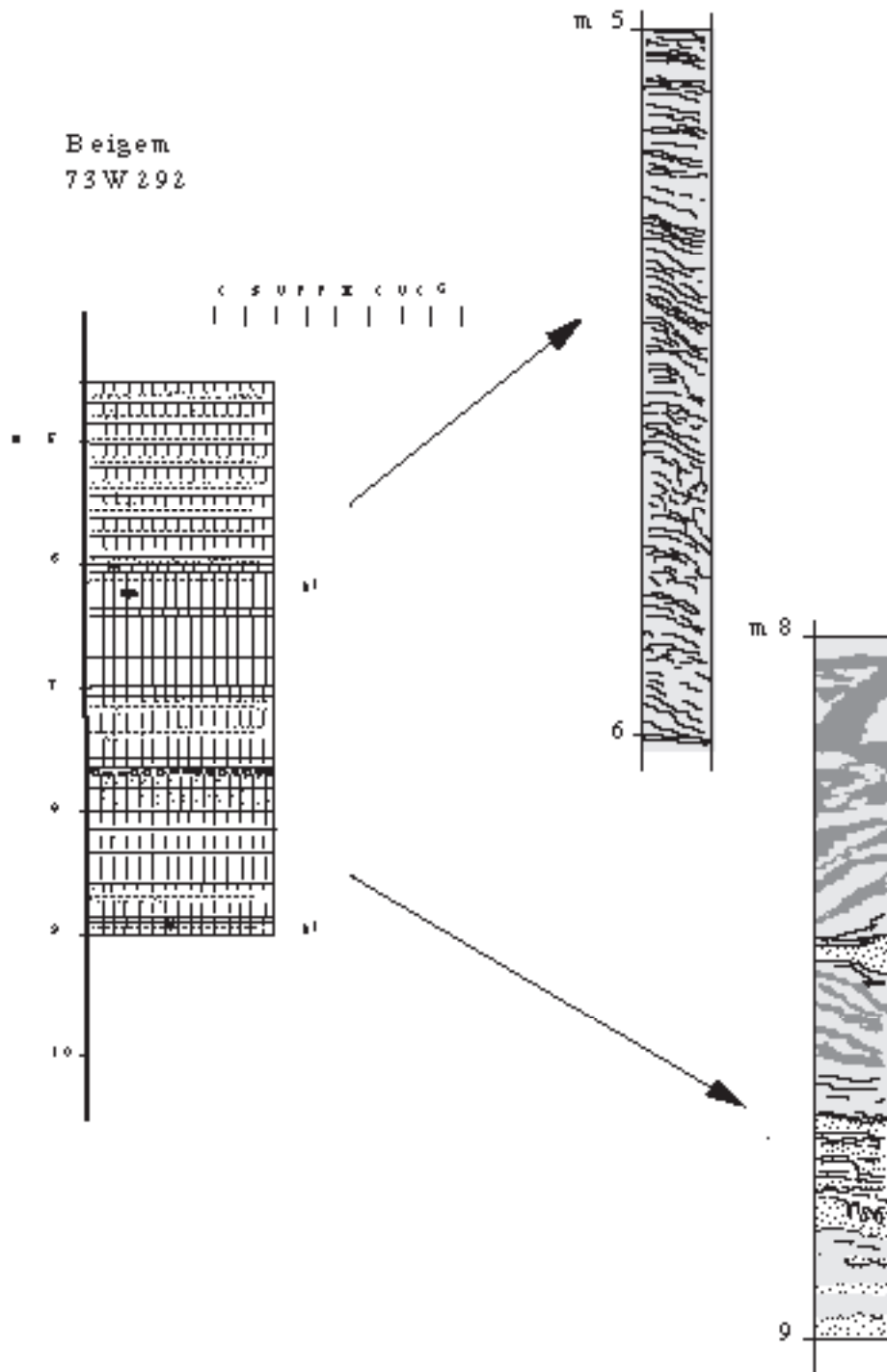


Fig. 17. Illustratie van het Lid van Haspengouw waarin eolische- en hellingsafzettingen alternerend voorkomen.

omstandigheden meerdere malen herhalen waardoor de hierboven beschreven sequentie ontstaat. In deze afzettingen komt ook schelpgruis en mollusken zoals *Succinea oblonga* voor. Uit een detailstudie van de loessafzettingen op het kaartblad Vilvoorde (Bogemans, 1988) is gebleken dat deze mollusken voornamelijk teruggevonden worden op hellingen die georiënteerd zijn van het noordwesten tot het noordoosten. Deze vaststelling past in de algemene leefomgeving van deze mollusken waar als primaire levensvoorwaarde een hoge vochtigheid wordt vooropgesteld. De oriëntatie van deze hellingen zorgden er inderdaad voor dat door de minimale insolatatie een maximale vochtigheid in de zomer werd verkregen en dat een uitgebreider, zoniet langduriger sneeuwdek eveneens voldoende vochtigheid meebracht in de lente.

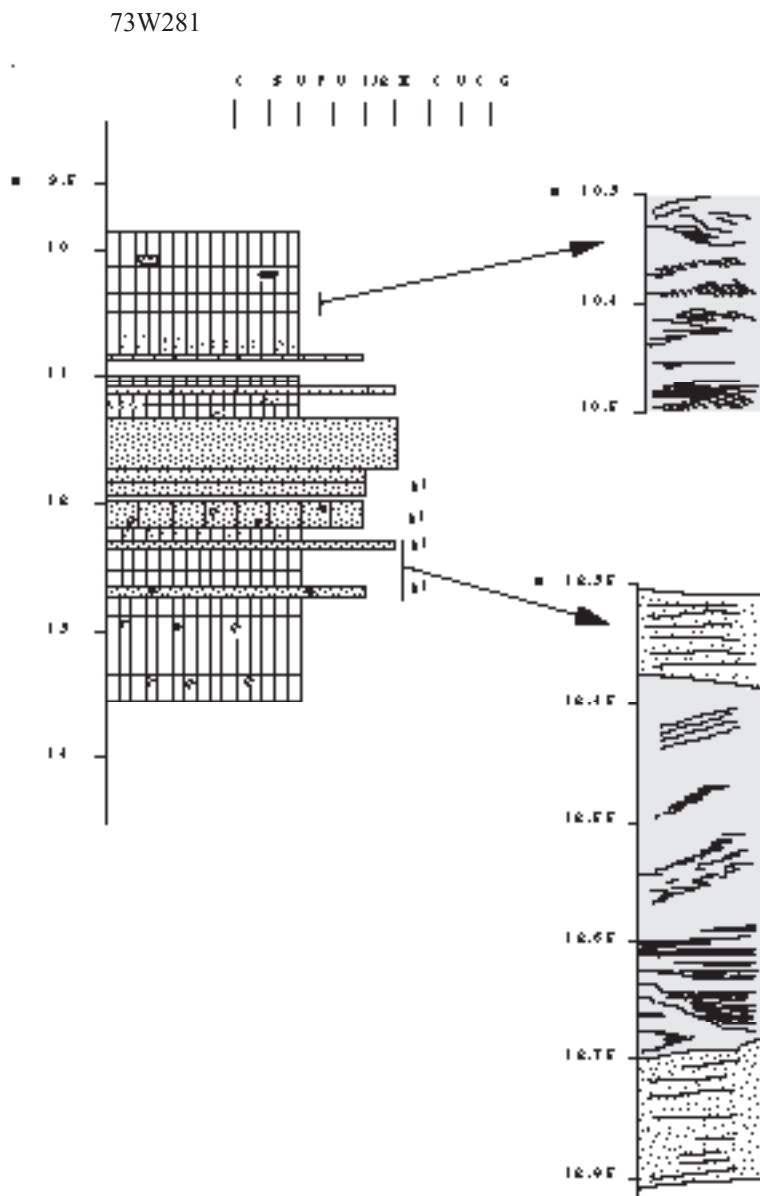


Fig. 18. Illustratie van het Lid van Haspengouw waarin humeuze leemafzettingen en fluviatiele afzettingen voorkomen.

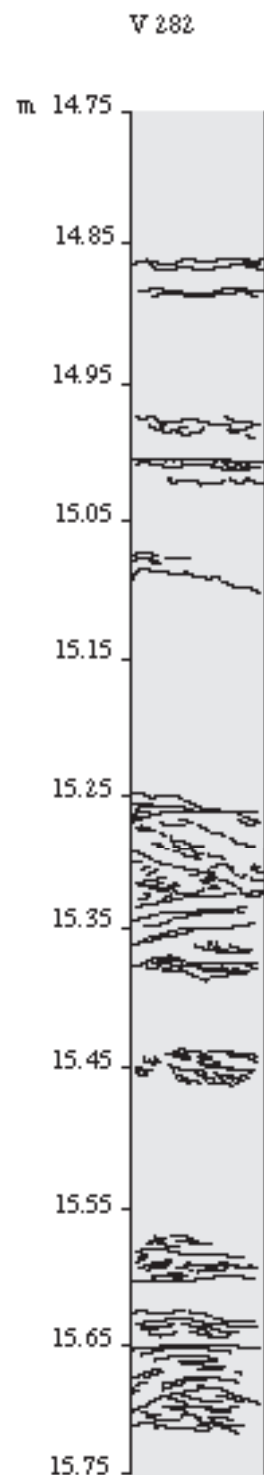


Fig. 19 : Illustratie van humeuze leemafzettingen

Stratigrafie

In analogie met het Dekzand- en Overgangsgebied zijn de hierboven beschreven eolische en massabewegingsafzettingen in het Loessgebied litho- en chronostratigrafisch gedefinieerd door Paepe (1976). Als overkoepelende term voor deze afzettingen voerde de auteur de Gembloux Formatie in die hij verder opsplijste in twee Leden. Hiervoor gebruikte Paepe (ibid.) de reeds gekende benamingen “Brabantien” en “Hesbayen” (Rutot, 1865 fide Paepe, 1976; Rutot, 1910). Niettegenstaande deze benamingen oorspronkelijk een chronostratigrafische betekenis hadden was het de bedoeling van de auteur de traditie van de oudere benamingen in een nieuw perspectief te herwaarderen, waardoor inderdaad de correlatie tussen de recente gegevens en de archiefgegevens vergemakkelijkt worden.

Tabel 4 <i>Lokalisatie:</i> Lint (Grimbergen), topografische kaart 23/7 <i>Boringnummer:</i> 73W281 <i>Coördinaten:</i> x= 152 460 y= 180 992 z= 22,781 m <i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van Haspengouwen	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
9,86 - 10,36	Bruingele licht kleihoudende leem met glauconiethoudende zandige leemlensjes en grijsbruine kleiige leembandjes, subhorizontaal gestratificeerd. Kalkrijk.
10,36 - 10,85	Bruingrijze kleihoudende leem overgaand naar zandige leem aan de basis. In de eerste helft ribbellaminatie met bruingrijze kleiige leemlaagjes. Kalkrijk.
10,85 - 10,89	Geel leemhoudend fijn zand . Kalkrijk.
11,00 - 11,09	Bruingele kleihoudende leem met gele leemlens aan de top. Kalkrijk, verstoorde grens.
11,09 - 11,13	Geel leemhoudend halffijn zand . Kalkrijk.
11,13 - 11,36	Grijsbruine kleihoudende leem met glauconiethoudende zandlensjes. Kalkrijk, duidelijke grens.
11,36 - 11,77	Vuilwit halffijn zand , kriskras gelaagd.
11,77 - 11,97	Grijsgroen sterk glauconiethoudend fijn zand , alternerend horizontaal gelaagd met zeer dunne kleilaagjes . Kalkrijk.
12,00 - 12,21	Grijsgroen glauconiethoudend lemig fijn zand met veel schelpfragmentjes. Kalkrijk, schuine grens.
12,21 - 12,30	Grijsbruine zandhoudende leem , schuin gelaagd met fijne grijsbruine kleihoudende leemlaagjes. Kalkrijk.
12,30 - 12,36	Wit glauconiethoudend halffijn zand met subhorizontale glauconietrijke zandlaagjes. Kalkrijk, scherpe grens.
12,36 - 12,67	Grijsbruine licht kleihoudende leem met humeuze laminae, schuin effen aan de top, gevolgd door ribbellaminatie. Kalkrijk
12,67 - 12,77	Wit glauconiethoudend fijn zand , rijk aan schelpfragmenten. De basis is leemrijk. Kalkrijk.
12,77 - 13,57	Grijsbruine licht kleihoudende leem met humeuze laminae. Schelpfragmentjes geconcentreerd in laagjes. Kalkrijk

Tabel 4. Beschrijving van het Lid van Haspengouw waarin humeuze leemafzettingen en fluviatiele afzettingen voorkomen.

Tabel 5 <i>Lokalisatie:</i> Grimbergen, topografische kaart 23/7 <i>Boringnummer:</i> 73W272 <i>Coördinaten:</i> x= 152 025 y= 182 275 z= 17,578 m <i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van Grimbergen	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
13,20 - 13,36	Donkergrijsbruine kleiige leem met talrijke vegetatiestippels. Graduele overgang.
13,36 - 14,45	Grijze zandige leem met plantenresten in de tweede helft.
14,45 - 15,00	Donkergrijsbruine lemige klei met talrijke vegetatieresten. In de tweede helft veenrijke dunne laagjes.
15,00 - 16,18	Zwartbruin veen .
16,18 - 16,72	Alternerend complex van klei- en zandlaagjes, zandig aan de basis met plantenrestjes
16,72 - 17,00	Donkergrijs fijn tot halffijn zand met donkerbruine humeuze kleilenzen, onregelmatig gelaagd.
17,00 - 17,82	Alternerend complex van zandige en kleiige laagjes met humeuze zones en vegetatieresten. Kalkhoudend.
18,00 - 19,42	Grijs halffijn zand , fijn gelaagd.
19,42 - 20,00	Grijs grof grintzand .
20,00 - 20,33	Grijs grof grint .

Tabel 5. Beschrijving van het Lid van Grimbergen.

C. Verbruggen* op twee boorkernen duiden een Eemien spectrum, meer specifiek de subzones E 5 en E 6a indien de classificatie van Zagwijn (1983) wordt gevolgd. Deze zones zijn in de eindfase van het Eemien gesitueerd waarin reeds een afkoeling wordt geconstateerd zonder dat evenwel het einde van het Eemien is bereikt vermits planten zoals *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus* en *Quercus* nog steeds in ruime mate aanwezig zijn. Naast pollen wordt er ook een grote variëteit aan macroresten aangetroffen gaande van zaden tot boomstammen, de laatsten met een aanzienlijke diameter en die quasi niet getransporteerd zijn geweest. Doutrelepon** (heeft deze macroresten onderzocht (tabel 6) en plaatst deze planten eveneens in een gematigd klimaat, wat chronostratigrafisch overeenstemt met het Eemien. Sommige species hebben momenteel zelfs een grote verspreidingsareaal in warmere streken dan bij ons. Faunaresten zoals de mollusk *Corbicula fluminalis* wordt aangetroffen evenals goed bewaarde resten van ree (*Capreolus capreolus*), wild zwijn (*Sus scrofa*), bever (*Castor fiber*) en niet nader gedefinieerde resten van olifantachtigen, neushoornachtige, oeros, bizon en paard (Germonpré, 1993). *Corbicula fluminalis* wordt internationaal als een gidsfossiel van het Eemien beschouwd en is in België op meerdere plaatsen in de Vlaamse Vallei waargenomen en beschreven door o.a. De Moor, 1963; Paepe, 1965 en Tavernier, 1954. De types van afzettingen zoals hierboven beschreven zijn eigen aan een zandige meanderende rivier met een dun slibgedeelte (Miall, 1981) waarin kronkelwaarden en oeverwallen de primerende afzettingvormen zijn. Zand is in dit fluviatiel systeem doorgaans de grofste fractie met uitzondering van het geulresidu (channel lag).

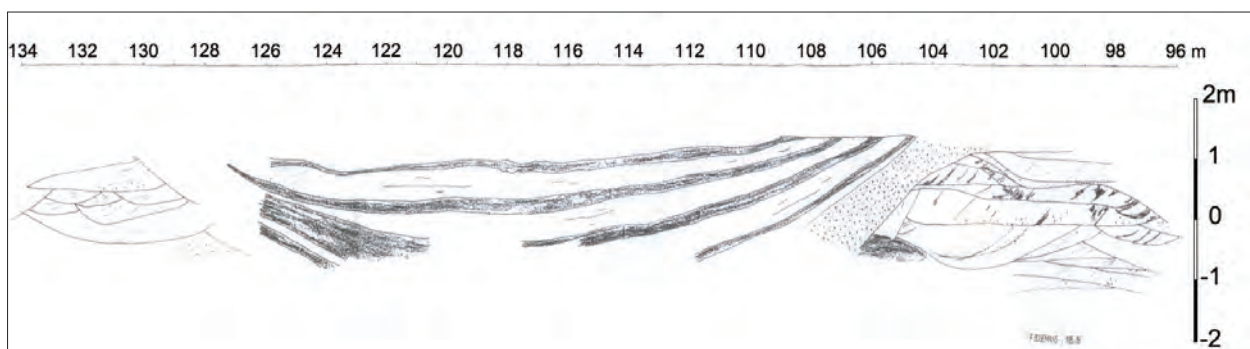


Fig. 21 : Een kronkelwaardafzetting aangetroffen in het Bos van Aa en die behoort tot het Lid van Grimbergen

Houtachtigen	Grasachtigen
Quercus pedunculata	Ceratophyllum submersum
Quercus sessiliflora	Ceratophyllum demersum
Alnus incana	Carex
Carpinus betulus	Potamogeton
Corylus avellana	
Fraxinus excelsior	
Populus	
Prunus padus	
Prunus spinosa	
Mespilus monogyna	
Rubus	
Taxus baccata	
Pinus silvestris	

Tabel 6. Macrosresten aangetroffen in het Lid van Grimbergen.

4.4.2. Het Lid van het Bos van Aa

Spreiding en dikte

Het Lid van het Bos van Aa is lateraal het sterkst verspreid in het zuidoostelijk gedeelte van de uitloper van de Vlaamse Vallei. In de noordelijke helft daarentegen zijn deze afzettingen beperkt tot enkele smalle stroken (fig. 22). Buiten de uitloper van de Vlaamse Vallei is het Lid van het Bos van Aa nog enkel terug te vinden in de Maalbeek vallei, gesitueerd in het oostelijk deel van het Loessgebied en in de omgeving van Merchtem. De dikte varieert van minder dan 1 m tot meer dan 10 m. Doorgaans schommelt ze echter rond de 4 m.

Sedimentologische kenmerken, paleontologische gegevens en genese

Deze lithostratigrafische eenheid bestaat in tegenstelling tot het Lid van Grimbergen uit een opeenvolging van meerdere cycli. De grootte van een cyclus schommelt van enkele decimeters of minder tot een paar meters. In een cyclus wordt over het algemeen een verfijning van de sedimenten naar de top toe geconstateerd. De textuur varieert van grintrijk tot kleiig.

Een cyclus vangt aan met grint waarvan het skelet doorgaans gesloten is. De matrix is zandig met een overheersing van de grovere fracties. Een open skelet, dat eerder zeldzaam is, is het gevolg van sedimentatieprocessen waarbij een snelle dumping van het grint plaatsgrijpt, maar waarbij de stromingskracht nog voldoende hoog is om de fijnere fractie verder te transporteren in suspensie (Ramos & Sopena, 1983; Rust, 1984). Gelaagdheid ontbreekt doorgaans, slechts uitzonderlijk resulteert deze afzettingwijze in een diffuse horizontale gelaagdheid. In belangrijke delen van de sequentie is het grint echter langs de foresets gedeponeerd in een dan overwegend zandige afzetting, waardoor een duidelijke schuine gelaagdheid is ontstaan.

Tussen het grint en het topfacies ligt doorgaans een zandafzetting, fijn tot grof van korrel (Bogemans, 1986). Deze zandafzetting is opgebouwd uit één of meerdere lagen waarvan de laagvlakken over het algemeen erosief zijn. Het contact met het onderliggende grint is abrupt. De korrelgrootteverdeling kan sterk variëren van één laag tot een ander. De horizontale, de schuine en de trogvormige gelaagdheid is binnen de zandafzetting dominant, de massieve daarentegen is minder frequent.

Het topfacies wordt gekenmerkt door een verscheidenheid in opbouw. Het bestaat onder meer uit een alternatie van grovere en fijnere lagen welke schuin zijn afgezet, uit fijn zand, of uit leem of klei waarin vegetatierijke of humeuze laagjes courant voorkomen. De dominante stratificatie in het zand is de horizontale, beduidend minder is de schuine gelaagdheid en de klimmende ribbels. De leem zowel als de klei is massief tot fijn gelamineerd.

Houtachtigen	Grasachtigen
Prunus padus	Potamogeton
Quercus	Ceratophyllum demersum
Prinus spinosa	Carex

Tabel 7. Macroresten aangetroffen in het Lid van het Bos van Aa

tingsvormen over het algemeen concaaf. Volgens Jopling (1965) impliceert dit dat suspensie materiaal en bodemlast samen worden getransporteerd in relatief ondiep water met hoge snelheid. Foresets met schuine en tangentele vorm worden voornamelijk aangetroffen in de kleinere afzettingvormen. Deze kleinere afzettingvormen komen vooral onderaan maar ook midden in dit facies voor en worden gekarakteriseerd door gebogen en planaire laagvlakken. Kleine depressies opgevuld met lemig materiaal en/of geremanieerde veenbrokken zijn eveneens aanwezig. Dit facies is in analogie met het Lid van Grimbergen nog steeds zeer rijk aan weinig getransporteerde plantenresten waarin nog veel gematigde species (tabel 7) voorkomen. Daarenboven worden in dit sedimentatiepakket veel en goed gepreserveerde beenderresten aangetroffen van onder meer mammoet (*Mammuthus primigenius*), wolharige neushoorn (*Coelodonta antiquitatis*), steppe bizon (*Bizon priscus*) en paard (*Equus Remanensis*). Alhoewel gering in aantal zijn er nog steeds resten van ree, oeros en bever aanwezig, diersoorten die niet voorkomen in zeer koude omstandigheden (Germonpré, 1989, 1993). Op meerdere plaatsen zijn in het Bos van Aa artefacten (fig. 23) gevonden in deze afzettingen, artefacten die op archeologische basis geplaatst worden in het Mousterien (Bogemans & Caspar, 1984). Bovenop het blauwgrijs facies ligt sterk geoxideerd doorgaans grover materiaal afgezet in een lagencomplex waarvan de dimensies, zowel lateraal als verticaal, sterk zijn afgenomen in vergelijking tot het onderliggende facies. Daarenboven wordt dit complex gekenmerkt door grote textuurschommelingen gaande van grintrijk grof zand tot fijn zand, leemhoudend tot lemig. In de grintrijke afzettingen worden kleilenzes, verspoeld veen en houtfragmenten aangetroffen in een massief gelaagd geheel. In de fijnere afzettingen daarentegen primeert de schuine gelaagdheid gevolgd door de trogvormige. De onderste laagvlakken zijn doorgaans planair of gebogen, slechts uitzonder-

In het Bos van Aa, de typelokaliteit van deze rivierafzettingen, worden twee sedimentatiepatronen waargenomen in een welbepaalde opeenvolging, beide evenwel met identieke fundamentele kenmerken zoals de cycliciteit en de grofkorrelige textuur. Het basisgedeelte bestaat uit blauwgrijs grinthoudend zand. Het grint, waarvan de diameter doorgaans minder dan 2 cm bedraagt, komt hier voornamelijk voor als residu en als accumulatie langsheen de foresets. In dit facies overheersen de grootschalige afzettingvormen waarvan het onderste laagvlak planair of licht onregelmatig is. Het contact van de foresets met het onderste laagvlak is in de grootschalige afzet-

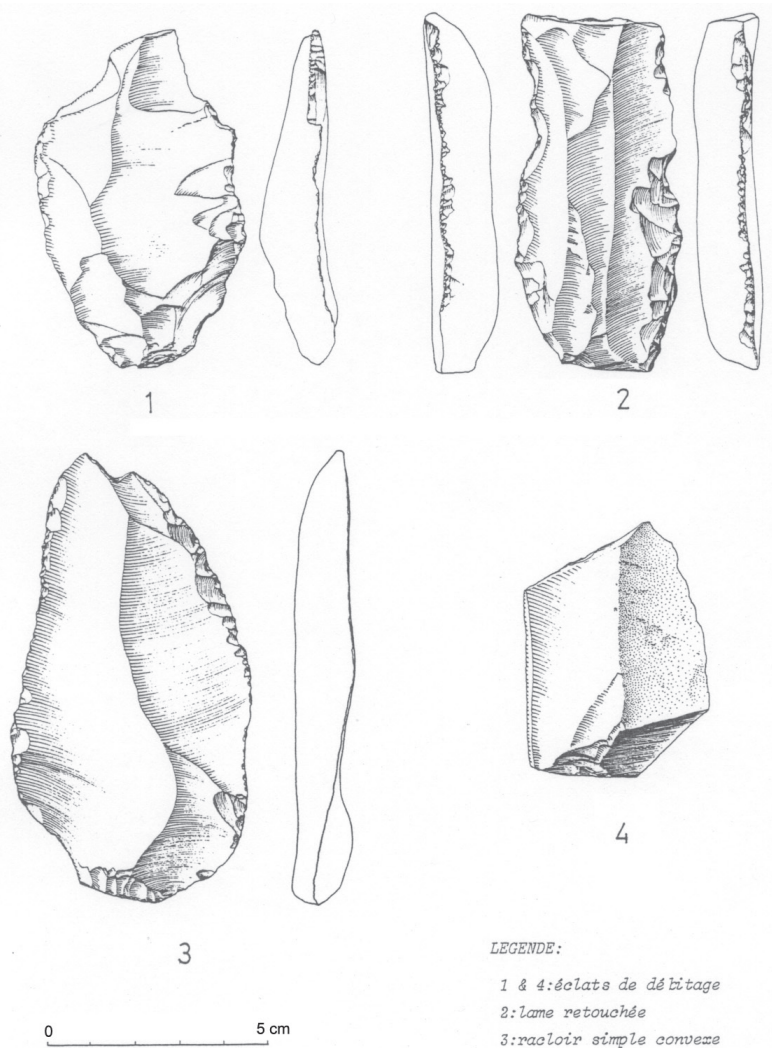


Fig. 23. Illustratie van enkele artefacten aangetroffen in het Lid van het Bos van Aa (Bogemans & Caspar, 1984)

lijk onregelmatig. De plantenresten waarvan hierboven sprake zijn sterk gereduceerd in aantal in vergelijking met onderliggend facies. De hoeveelheid faunaresten is nog steeds groot maar de bewaringsgraad ervan is beduidend verminderd. De determinatie van de resten geven analoge soorten als in onderliggend facies evenwel zonder ree, oeros en bever (Germonpré, 1989, 1993). Knaagdierresten zoals halsbandlemming zijn aangetroffen in het grint (Bogemans, 1988). Onderaan deze geoxideerde eenheid ontspringen vorstscheuren van enkele mm breed en anderhalve meter lang welke op sommige plaatsen tot in het blauwgrijze materiaal reiken. In het blauwgrijs grinthoudend zand is eveneens een vorstscheurniveau waargenomen op een diepte van ± -1.5 m (fig. 24).

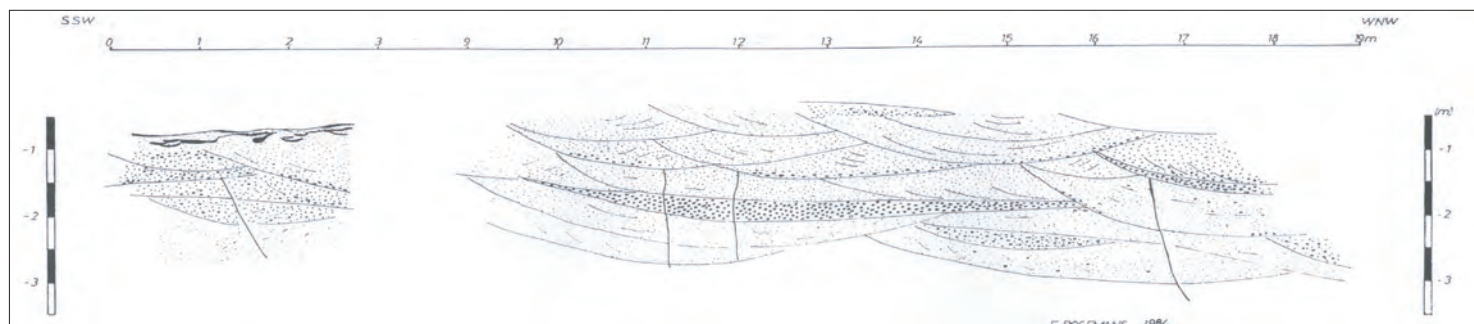


Fig. 24 : Een vorstscheurniveau in het Lid van het Bos van Aa

Het complex netwerk dat in deze eenheid is vastgesteld tussen de verschillende sedimentaire structuren en de steeds veranderende lithologies wijzen volgens Peterson (1984) op een vlechtend systeem. Binnen dit vlechtend systeem zijn verschillende afzettingsspatronen waargenomen. Op basis van de steeds terugkerende kenmerken zoals het cyclisch karakter en de relatief grove textuur van de afzettingen worden de afzettingen ingedeeld in het Donjek vlechtend riviertype volgens de classificatie van Miall (1977, 1978). Dit type wordt door Miall (1977, 1981) omschreven als een vlechtende rivier waarvan de actieve geulen goed afgebakend zijn en waarin hogere topografische niveaus bestaan waarop gedeeltelijke of volledige inactieve geulen aanwezig zijn. Het sedimentaire model wordt getypeerd door fining-up cycli met sterk variërende groottes en sedimenten zoals zand en grint. De grofste sedimenten zijn gedeponneerd in de diepste geulen. Sporadisch wordt ook grint afgezet in de geulen op de hogere niveaus bij zeer hoge waterstanden. De hoge niveaus kunnen echter dicht begroeid zijn waardoor fijn materiaal tijdens overstromingen worden vastgehouden. Dit riviertype en zijn sedimentaire kenmerken zijn uitvoerig beschreven door Rust (1972) en Williams & Rust (1969).

In het karteringsgebied zijn de blauwgrijze afzettingen die steeds onderaan de sequentie voorkomen, ontstaan in een fluviatiele omgeving waar enkele diepere geulen aanwezig waren en waarin de typische longitudinale (grintrijke) banken en de transversale (zandige) banken gevormd werden (fig. 25). Daarnaast waren er meerdere ondiepe geulen die zowel de banken als de aanpalende hoger gelegen topografische niveaus doorkruisten. Deze hogere topografische niveaus zijn onder meer de vroegere banken en opgevulde geulen die door de migratie van de rivier buiten de directe fluviatiele actieradius zijn komen te liggen. De sterk roestige en meer grovere sedimenten die in het bovenste gedeelte van het Lid van het Bos van Aa aanwezig zijn, zijn afgezet als bank of geulopvulling in een omgeving waar de dimensie van de geulen is gereduceerd en de niveauverschillen veel minder uitgesproken zijn (fig. 26).

De meeste sequenties binnen het Lid van het Bos van Aa kunnen samengevat worden in twee verticale profielen. Een eerste profiel bestaat uit een afwisselend voorkomen van geulopvullingssedimenten en bankafzettingen (fig. 27-tabel 8). Het tweede is bijna volledig ingenomen door een opeenvolging van bankafzettingen (fig. 28-tabel 9). De sedimentaire evolutie binnen het Lid van het Bos van Aa wijst op een verandering in zowel de watertoevoer als de hydraulische toestand. Zo zal in een eerste fase bij de afzetting van het blauwgrijze facies de watertoevoer regelmatig zijn verlopen, vandaar de grotere geulen, met weinig fluctuaties in het hydraulisch regime. Verder in de evolutie zijn er groter schommelingen in de watertoevoer en in het regime opgetreden waardoor de transportcapaciteit sterk varieerde en enkel kleinere afzettingvormen konden ontstaan. Deze sedimentaire vaststellingen, de aanwezigheid van vorstscheuren en de paleontologische gegevens wijzen op een algemene verkoeling en verdroging van het klimaat doorheen de vorming van het Lid van het Bos van Aa.

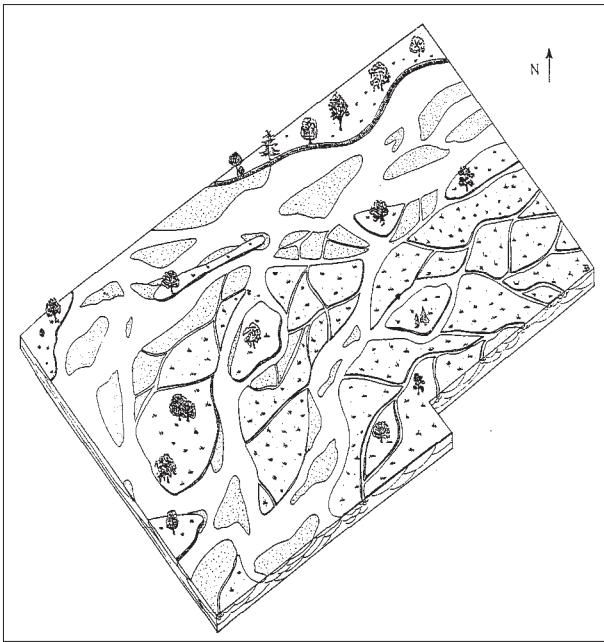


Fig. 25. Lokale driedimensionale voorstelling van de vlechtende rivierafzettingen die aanwezig zijn aan de basis van het Lid van het Bos van Aa.

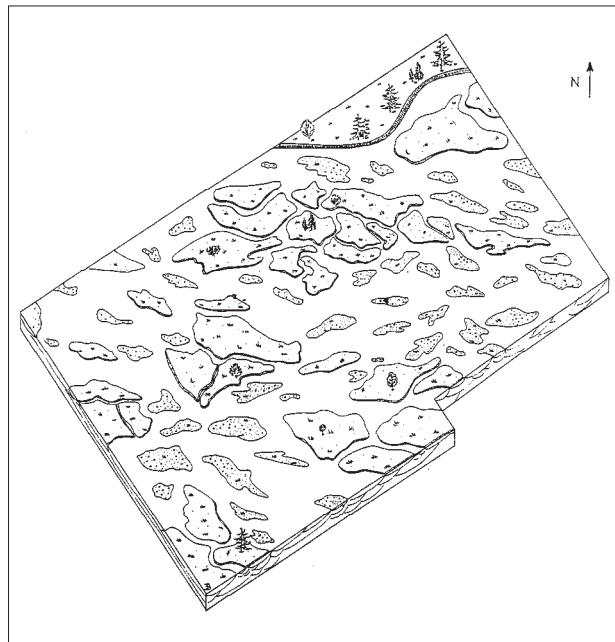


Fig. 26. Lokale driedimensionale voorstelling van de roestkleurige vlechtende rivierafzettingen die deel uitmaken van het Lid van het Bos van Aa.

73E305

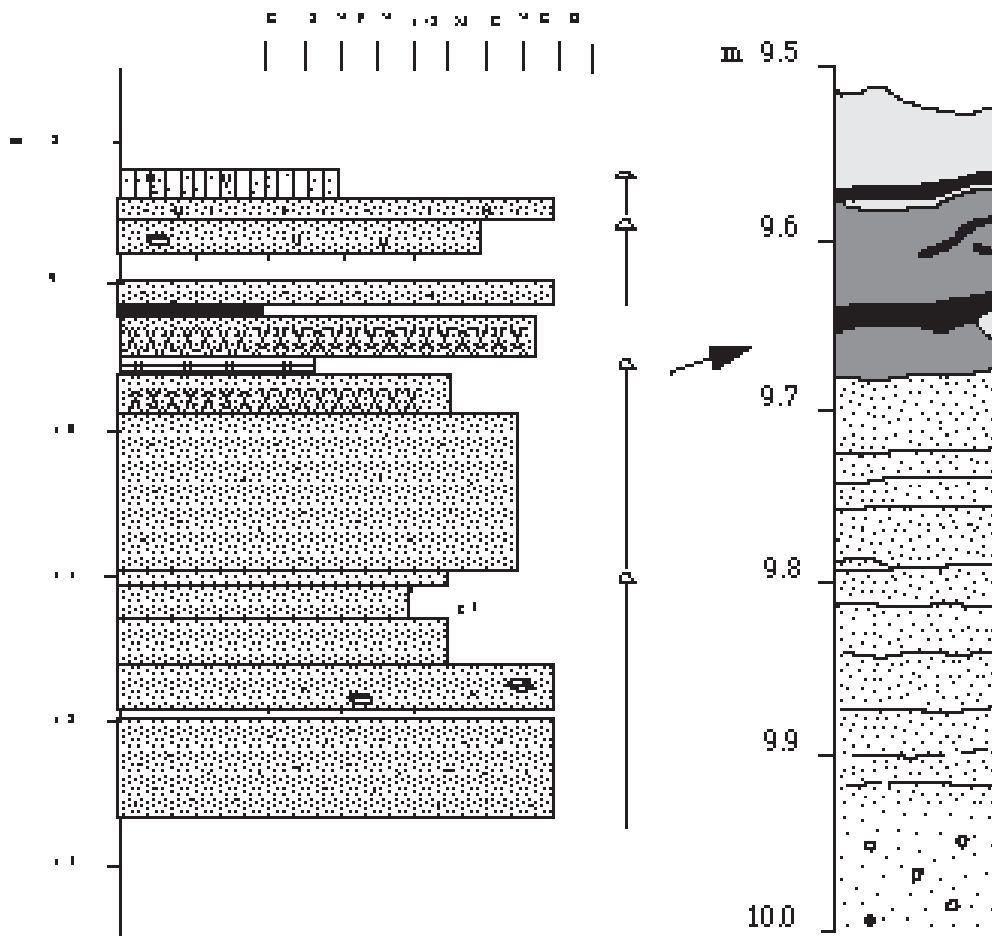


Fig. 27. Het Lid van het Bos van Aa als een opeenvolging van geul- en bankafzettingen.

Tabel 8 <i>Lokalisatie:</i> Kerselarenwijk (Weerde), topografische kaart 23/8 <i>Boringnummer:</i> 73E305 <i>Coördinaten:</i> x= 157 525 y= 185 067 z= 11,218 m <i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van het Bos van Aa	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
8,20 - 8,45	Grijsgroen zandhoudende leem met in de eerste helft horizontaal gelegen vegetatierijke laagjes. Duidelijke grens.
8,45 - 8,57	Grijs zeer grof zand met grint en veenbrokjes.
8,57 - 8,80	Grijs leemhoudend medium zand met verharde kleilens. Aan de basis veenbrokjes en grove kwartskorrels.
8,57 - 8,80	Zeer grof zand met zwarte silexen.
9,17 - 9,23	Houtfragment
9,23 - 9,52	Zwart humeus grof tot zeer grof zand met zeer grove kwartskorrels. Sterk humeuze laag aan de basis. Scherpe grens.
9,52 - 9,67	Harde klei met veen.
9,67 - 9,90	Humeus halfijn zand met horizontaal gelegen vegetatierijke laagjes.
9,90 - 10,98	Vuilegrijs grof zand met grint .
11,00 - 11,08	Groengrijs leemhoudend halfijn zand .
11,08 - 11,33	Bruingrijs lemig fijn zand met glauconietrijke horizontaal gelegen laagjes.
11,33 - 11,64	Groengrijs leemhoudend halfijn zand , horizontaal gelaagd met leemlaagjes en grofzandige laagjes.
11,64 - 11,93	Grijs leemhoudend zeer grof zand met silexkeitjes en kleilensjes.
12,00 - 12,06	Zeer grof zand met grint .
12,06 - 12,70	Groengrijs zeer grof zand met grint , lemig aan de top.

Tabel 8: Beschrijving van het Lid van het Bos van Aa waarin een opeenvolging van geul- en bankafzettingen voorkomen.

Tabel 9 <i>Lokalisatie:</i> Humbeek, topografische kaart 23/7 <i>Boringnummer:</i> 73W278 <i>Coördinaten:</i> x= 151 500 y= 184 810 z= 14,378 m <i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van het Bos van Aa	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
9,54 - 9,97	Groengrijs medium zand met kleilensjes. Vanaf 9,67 met grint.
10,00 - 10,58	Vuilgeel zeer grof zand met grint .
10,58 - 10,77	Groengrijs leemhoudend halfijn zand met keien.
11,00 - 11,49	Vuilgeel zeer grof zand met grint .
11,49 - 11,75	Vuilgeel leemhoudend fijn zand met concentratie van groengrijze kleilenszen aan de top.
12 - 12,07	Grint , scherpe grens.

Tabel 9: Beschrijving van het Lid van het Bos van Aa als een opeenvolging van meerdere longitudinale banken.

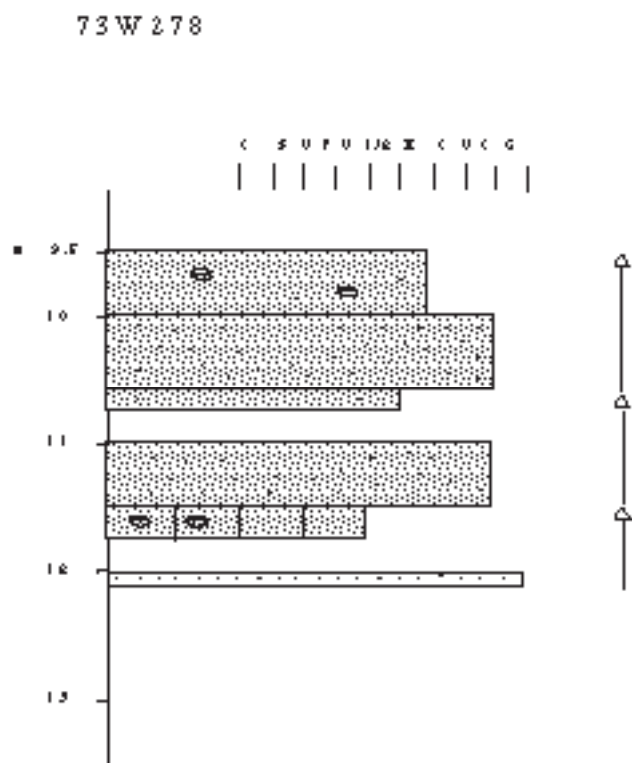


Fig. 28. Het Lid van het Bos van Aa als een opeenvolging van meerdere longitudinale banken.

4.4.3. Het Lid van Hombeek

Spreiding en dikte

Het Lid van Hombeek is beperkt tot smalle stroken in het karteringsgebied die evenwel in vergelijking met het Lid van Grimbergen beduidend beter bewaard zijn gebleven. Dit Lid is voornamelijk geconcentreerd in het centraal en oostelijk deel van het karteringsgebied. Meer specifiek zijn deze afzettingen te vervolgen vanaf Schiplaken in NNW richting via Hofstade tot in Muizen om dan in westelijke richting te verlopen via Hombeek tot in Oxdonk. Ter hoogte van Hombeek sluit een strook aan die afkomstig is van de Verbrande Brug. Vanaf de Verbrande Brug zijn analoge afzettingen eveneens te vervolgen via Humbeek tot in Oxdonk. Op basis van de huidige gegevens blijkt dat tussen Oxdonk en Ramsdonk de desbetreffende afzettingen ontbreken. Vanaf Ramsdonk zijn ze evenwel opnieuw te vervolgen in noordwestelijk richting via Liezele tot in Bornem, waar ze stoppen ter hoogte van de alluviale vlakte van de Schelde. Een kleine strook is ook nog aanwezig ter hoogte van St. Amands waar het Lid van Hombeek eveneens in het noorden door de alluviale vlakte van de Schelde wordt afgesneden (fig. 29). De dikte van de afzettingen varieert van 3 m en minder tot 7 m en meer.

Sedimentologische karakteristieken, genese en palynologische gegevens

Alhoewel het Lid van Hombeek niet meer is opgebouwd uit één fining up cyclus zoals het Lid van Grimbergen wordt er toch een steeds terugkerend sedimentatiepatroon waargenomen die typerend is voor een meanderend rivierstelsel. Afhankelijk van de positie in de alluviale vlakte wordt een sequentie gedomineerd door verticale accretie-afzettingen of door laterale aggradatie-afzettingen. In het laatste geval overheersen de zandige facies terwijl in de andere accumulatiefase fijner klastisch materiaal primeert al dan niet met veensedimenten. De zandfractie varieert van grof tot fijn, de grofste fractie is doorgaans beperkt tot de basis en kan grintfragmenten bevatten. De zandafzettingen zijn overwegend massief, horizontaal tot schuin gelaagd. Overblijfsels van ribbels zijn ook aanwezig maar minder courant. Het fijner klastisch materiaal waarvan hierboven sprake bestaat grotendeels uit leem, soms kleiig, fijn gelamineerd tot massief gelaagd. Frequent komen in deze leem zandintercalaties voor waarvan de dimensie varieert van een lens tot een laag. Deze zandintercalaties zijn ofwel niet intern gestratificeerd ofwel zijn ze fijn gelamineerd of vertonen ze nog ribbelfragmenten. Opvallend is evenwel de intense verstoringen die op verschillende niveaus voorkomen en die de originele stratificatie volledig hebben vernietigd. De leemafzettingen zijn over het algemeen kalkrijk ingevolge de aanwezigheid van schelpen en schelpresten van onder andere *Succinea* en *Columella*. Naast de hierboven beschreven afzettingen komt soms een alternerend complex voor van zand- en leemlagen, waarbij de leemlagen dikwijls vegetatiereesten bevatten. De gelaagdheid is horizontaal tot schuin, in het laatste geval varieert zowel de oriëntatie als de hellingsgraad voortdurend binnen dit complex. Duidelijke tekens van bioturbaties zijn eerder schaars.

In het grootste gedeelte van het verspreidingsareaal van het Lid van Hombeek wordt de sequentie gedomineerd door overstromings- en oeverwalafzettingen (verticale accretie, fig. 30-tabel 10), eerder sporadisch wordt de evolutie van een kronkelwaard (laterale aggradatie, fig. 31-tabel 11) als dominerende afzettingenvorm waargenomen. De stratificatie binnen de leemafzettingen alsook de zandintercalaties wijzen op overstromingsafzettingen die gesedimenteerd zijn dicht bij de rivier en niet zozeer in het komgedeelte of die als geulopvulling zijn afgezet. Indien kom-sedimenten aangetroffen worden, zijn deze meestal gebonden aan veensedimenten. De veenvorming is niet ononderbroken verlopen maar meerdere malen gestopt door hernieuwde sedimentatie in de vorm van komafzettingen of van doorbraakgeulafzettingen. Ook in de oeverwalafzettingen, die dikwijls de overgang vormen tussen de zuivere geulafzettingen en de overstromingsafzettingen, zijn overblijfselen van doorbraakgeulen gevrijwaard gebleven (fig. 32). Volgens de pollenanalyses die zijn uitgevoerd door C. Verbruggen* en E. Van Overloop** (zouden de desbetreffende venen in het karteringsgebied gevormd zijn tijdens het Amersfoort

Interstadiaal en/of Brørup Interstadiaal. Beide Interstadialen worden gedomineerd door een associatie van *Betula* en *Pinus*. *Picea* is in grotere mate vertegenwoordigd in het Brørup Interstadiaal waartegenover *Salix* en *Quercus* voornamelijk tot het Amersfoort Interstadiaal beperkt zijn.

Dit type van meanderende rivier wordt architectonisch samengevat als een slikrijk fijnkorrelige meanderende rivier (Miall, 1981, 1985). Het hoeft waarschijnlijk niet gezegd dat het getransporteerde materiaal voornamelijk uit fijn zand tot klei bestaat. Door het hoog percentage aan fijn materiaal is de stabiliteit van de oevers toegenomen waardoor de verhouding breedte/diepte van de loop in dit riviertype klein is. Typerend zijn de steile kronkelwaardhellingen en de oeverwalafzettingen en natuurlijk de overheersing van overstromingsvlakte afzettingen en slikrijke geulopvullingen.

* Verbonden aan UG

** Verbonden aan UG en VUB

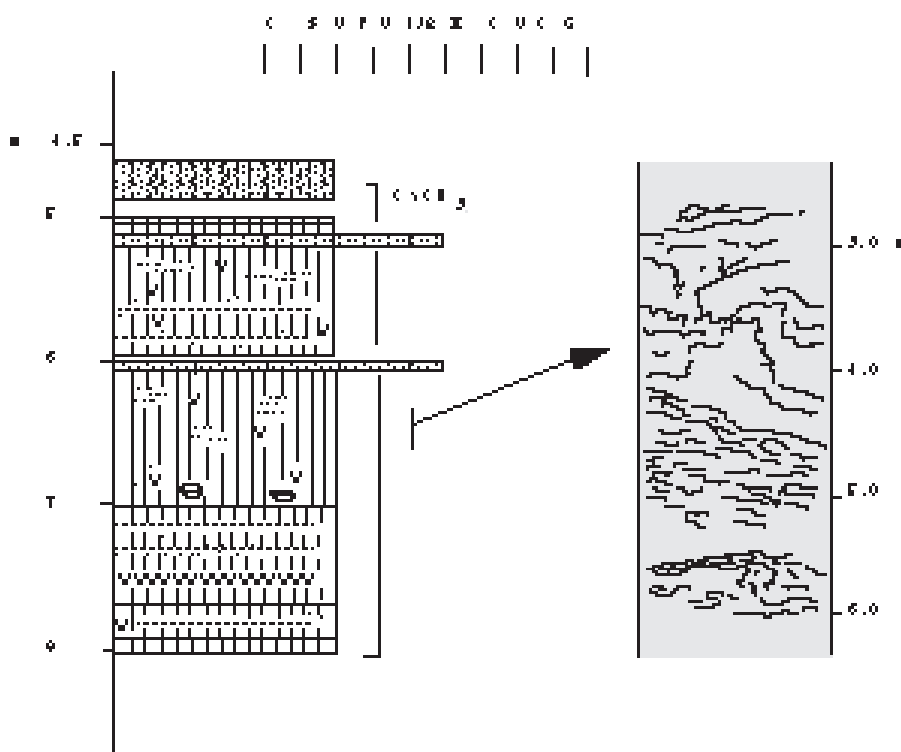
Tabel 10*Lokalisatie:* Hofstade (Hever), topografische kaart 23/8*Boringnummer:* 73E310*Coördinaten:* x= 161 495

y= 186 374

z= 10,032 m

Stratigrafische eenheid: Lid van Hombeek

Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
4,60 - 4,88	Alternerend complex van zeer fijn zandhoudende leem en lemig fijn zand , horizontaal licht golvend gelaagd. Kalkhoudend vanaf 4,73.
5,00 - 5,11	Grijze leem , klei- en zandhoudend, met enkele fijn zandige lenzen. kalkrijk.
5,11 - 5,21	Grijs sterk leemhoudend halffijn zand . Kalkhoudend, graduele overgang.
5,21 - 5,95	Grijze zandhoudende leem met halffijn zandige golvende insluitsels die uitgroeien tot laagjes in de tweede helft. Verstoord in de eerste helft. De orientatie van de structuren varieert van subhorizontaal tot schuin. Humeuse vlekken en vegetatieresten zijn over het geheel verspreid. De leem is kalkrijk.
6,00 - 6,04	Grijs leemhoudend halffijn zand , schuin gestratificeerd. Kalkhoudend.
6,04 - 6,99	Grijze leem met halffijn zandige insluitsels. Vanaf 6,52 kleiige leemlenzen en -lensjes, de stratificatie is volledig verstoord. Humeuse vlekken over het geheel verspreid. Kalkrijk met uitzondering van het zandig materiaal.
7,00 – 8,00	Grijze leem schuin licht golvend gelaagd met kleiige, fijn zandige en halffijn zandige laagjes. Ribbellaminatie in de eerste helft. Humeuse laagjes zijn over het geheel verspreid. Veenlaagje tussen 7,58 - 7,59, houtfragment op 7,25. Kalkrijk.

*Tabel 10: Beschrijving van het Lid van Hombeek waarin overstromingsafzettingen de sequentie domineren.***73E310***Fig. 30. Illustratie van het Lid van Hombeek waarin de overstromingsafzettingen de sequentie domineren.*

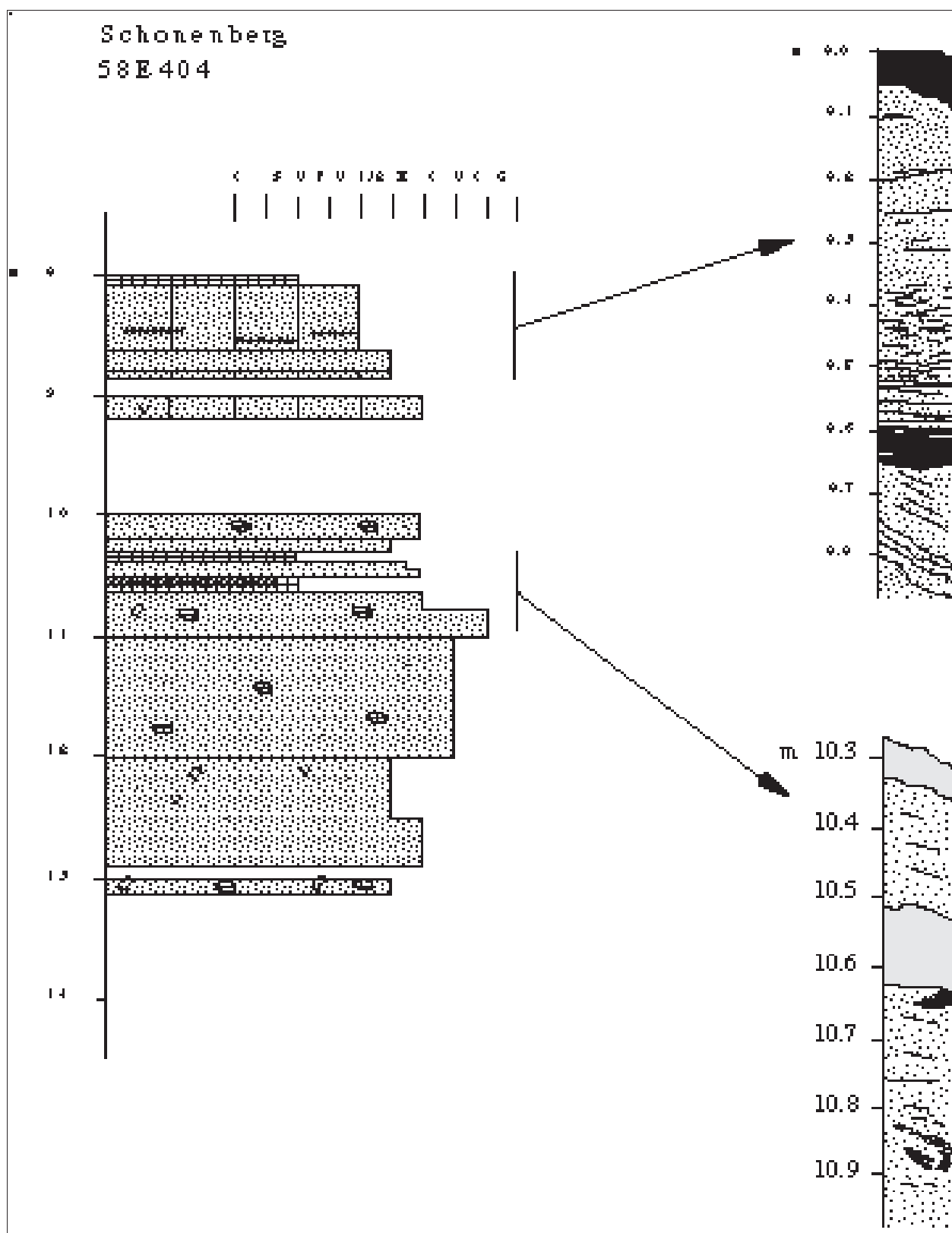
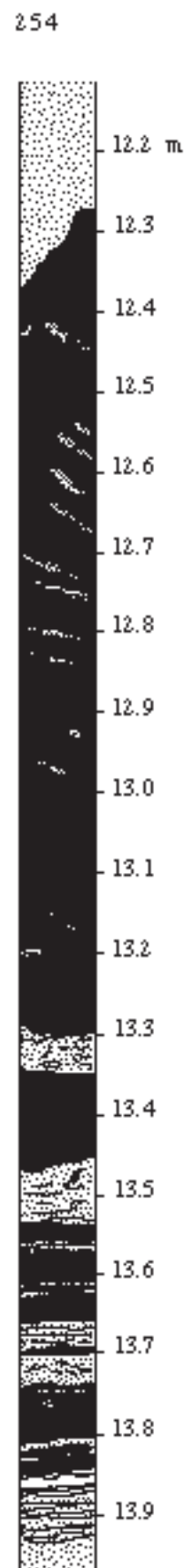


Fig. 31. Illustratie van het Lid van Hombeek waarin kronkelwaardafzettingen de sequentie domineren.

Tabel 11 <i>Lokalisatie:</i> Schonenberg (Mechelen), topografische kaart 23/4 <i>Boringnummer:</i> 58E404 <i>Coördinaten:</i> x= 157 517 y= 188 813 z = 11,409 m <i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van Hombeek	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
8,00 - 8,10	Bruine kleige leem met schuine licht verstoorde grens.
8,10 - 8,63	Grijs leemhoudend fijn zand met voornamelijk in de tweede helft discontinue en continue bruine kleige leemlaagjes, licht gebogen tot effen. Licht gebogen grens.
8,63 - 8,79	Grijs half fijn zand , schuine grens.
8,79 - 8,84	Groengrijs leemhoudend half fijn zand met schuine humeuse kleige laagjes.
9,00 - 9,42	Grijs leemhoudend medium zand , diffuus schuin gelaagd aan de top, vervolgens massief. Vertikaal gelegen takje.
10,00 - 10,19	Grijs tot groengrijs medium zand met rond 10,16 concentratie van silexfragmenten, kleilenzen en zeer grove kwartskorrels.
10,19 - 10,28	Grijs half fijn zand . Licht verstoorde schuine grens.
10,28 - 10,35	Bruine plastische kleige leem . Golvende schuine basis.
10,35 - 10,51	Grijs half fijn tot medium zand , schuin gelaagd. Grove tot zeer grove kwartskorrels zijn over het geheel verspreid. Verstoorde grens.
10,51 - 10,62	Donkerbruine sterk humeuse kleige leem . Scherpe grens.
10,62 - 10,97	Grijs medium tot zeer grof zand . Aan de top houtfragment. Over het geheel zijn grove kwartskorrels verspreid. Enkele lenzen van plastische klei geconcentreerd tussen 10,84 - 10,89.
11,00 - 12,00	Grof zand met leemlenzen en grintfragmentjes.
12,00 - 12,92	Grijs half fijn tot medium zand met keitjes in de eerste helft. Aan de top schuin gelaagd, vervolgens massief. Aan de top enkele veenlenzen en houtfragmenten.
13,00 - 13,11	Grijs half fijn zand met grove kwartskorrels, leemlenzen en houtfragmenten.

Tabel 11: Beschrijving van het Lid van Hombeek waarin kronkelwaardafzettingen de sequentie domineren.



Fif 32 : Illustratie van een doorbraakgeul die de verticale opbouw van de overstromingsvlakte tijdelijk heeft gestopt

4.4.4. Het Lid van Lembeke

Spreiding en dikte

Het Lid van Lembeke is algemeen verspreid in de uitloper van de Vlaamse Vallei, uitgezonderd in een klein gebied ten zuiden van Weerde. Zoals reeds eerder aangestipt, is de 0 m contourlijn een arbitraire begrenzing van de uitloper van de Vlaamse Vallei zodat in de onmiddellijke omgeving ervan ook nog het Lid van Lembeke bepalend is voor de quartaire sequentie. De gebieden waar het Lid van Lembeke aanwezig is en de top van het Tertiair boven 0 m reikt, zijn gelegen in het uiterste westen van het karteringsgebied gaande van Denderbelle tot Moorsel, in de omgeving van Hofstade, gesitueerd in het oosten en in de strook die zich uitstrekt van Steenhuffel tot Merchtem (fig. 33). De dikte van dit Lid varieert van minder dan 2 m tot meer dan 13 m. Dit laatste cijfer is niettemin uitzonderlijk. De gemiddelde waarde schommelt rond de 5 m. De uitschuringsdiepte in het tertiair substraat is bepalend geweest voor de dikte van het Lid. M.a.w. in diep uitgeschuurde delen is de verticale extensie van het Lid van Lembeke ook het grootst. Aangezien de verbreiding van het Lid van Hombeek beperkt is tot enkele stroken in het oosten, centraal en noordwestelijk deel van het karteringsgebied zal het Lid van Lembeke zich ofwel op het Lid van het Bos van Aa bevinden of rechtstreeks op het tertiair substraat. Inderdaad, in deel 3.4.2. is reeds aangehaald dat het Lid van het Bos van Aa voornamelijk geconcentreerd is in de tweede helft van het karteringsgebied zodat in de noordelijke helft het Lid van Lembeke grotendeels onmiddellijk op het tertiair substraat rust.

Sedimentaire kenmerken, genese en paleontologische gegevens

Paleontologische vondsten zijn beperkt tot faunaresten die dan nog uitsluitend in de omgeving van Hofstade zijn teruggevonden. Volgens Germonpré (1989, 1993) Germonpré et al. (1993) was er gedurende die periode een typische mammoetfauna aanwezig die bestaat uit wolharige mammoet (*Mammuthus primigenius*), wolharige neushoorn (*Coelodonta antiquitatis*), rendier (*Rangifer tarandus*), reuze hert (*Megaloceros giganteus*), paard en bizon. Deze diersoorten hebben allen als natuurlijk biotoop een toendra - steppe omgeving.

De zandige textuur is het algemeen kenmerk van het Lid van Lembeke. Grint is weinig belangrijk. De korrelgrootte varieert van fijn tot medium, uitzonderlijk grof met een overheersing van halffijn zand. Op de grovere fracties na is er doorgaans in de zandafzetting ook silt- en kleipartikels aanwezig die evenals het zand in hoeveelheid varieert van laag tot laag. Naast het hierboven beschreven gemeenschappelijk kenmerk is de sedimentaire opbouw doorheen het Lid van Lembeke erg verschillend. Inderdaad, in het Lid van Lembeke worden verschillende riviertypes in een welbepaalde opeenvolging aangetroffen. Deze vaststelling impliceert echter niet dat de drie types steeds en overal in het karteringsgebied aanwezig zijn. Het eerste type, dat steeds een basispositie inneemt, wordt gekarakteriseerd door fining-up cycli. In het tweede type worden geen cycli meer waargenomen en primeert de schuine gelaagdheid. Het derde type is weinig courant en bestaat uit meerdere cycli, evenwel zonder dat er noemenswaardige veranderingen in de korrelgrootteverdeling binnen een cyclus optreden. Kenmerkend zijn de horizontale stratificatie en het erosief karakter van de onderste laagvlakken.

Het eerste riviertype (South Saskatchewan type)

Dit riviertype heeft de grootste verbreiding tussen Blaasveld, Tisselt en Leest. In de rest van het karteringsgebied wordt dit riviertype nog uitsluitend lokaal aangetroffen. Zoals reeds hierboven vermeld wordt het verticaal profiel van dit riviertype getypeerd door meerdere fining-up cycli (fig. 34-tabel 12) waarvan de dikte per cyclus varieert van minder dan 40 cm tot meer dan 2 m. De meest courante dikte is om en bij de 1.5 m. Een fining up cyclus bestaat meendeel uit zand gevolgd door een topfacies waarvan de textuur fijner is. Binnen het zandfacies wordt er eveneens een verfijnende tendens naar boven toe waargenomen. Fijn tot halffijn of grof zand onderaan overgaand naar fijn tot zeer fijn zand bovenaan. Het weinige grint dat aanwezig is, komt voor als residu of als banknucleus waarop dan zandige sedimenten zijn afgezet ingevolge een snelle debietsafname (Gustavson, 1974; Fraser, 1986; Hooke, 1986). De stratificatie binnen een zandfacies is hoofdzakelijk schuin met onderaan massief tot horizontaal gelaagd en mogelijkervijze trogvormig kriskrasgelaagd. De trogvormige kriskrasgelaagdheid blijft echter in gestoken boringen met een diameter van 10 cm moeilijk te herkennen.

De schuine gelaagdheid is soms aan de top van het zandfacies vervangen door ribbels en klimmende ribbels die volgens Ray (1976) gevormd worden tijdens laag energetische omstandigheden op plaatsen die bij laagwaterstand boven water liggen. De schuin gestratificeerde gedeelten zijn ofwel uniform opgebouwd of bestaan uit een alternerend complex van fijn- en grofkorrelige lagen waarin vrij frequent veen- en humusresten voorkomen. Naast de stratificatie gevormd op moment van afzetting zijn er in de zandafzettingen vervormingen ontstaan die voornamelijk in het centraal en het topgedeelte voorkomen. De vervormingen zijn van het type convolutie (fig. 35) die het gevolg zijn van de gedeeltelijke vloeibaarheid van het zandfacies kort na afzetting (Collinson & Thompson, 1982). Singh (1977) heeft analoge vervormingen beschreven bij snel uit het water oprijzende banken waarbij waterexpulsie is opgetreden. De fining- up cyclus

wordt afgesloten door een topfacies dat bestaat uit fijn klastisch materiaal, waarin leem de hoofdcomponent is en dat fijn gelamineerd tot massief gelaagd is of dat bestaat uit venig materiaal dat evenwel niet in situ is gevormd gelet op het karakter van het onderste laagvlak. De accumulatie van het topfacies is in vele gevallen onderbroken door fluviatiele reactivatie ingevolge het stijgen van het waterniveau en/of de toename van de stroomsnelheid waarbij dan een zandlaagje is afgezet.

Aan de hand van de hierboven beschreven sedimentaire structuren en de onderlinge relatie ervan blijkt dat deze afzettingen behoren tot een zandige vlechtende rivier, gekend onder de benaming South Saskatchewan type (Miall, 1978), genoemd naar de gelijknamige rivier in Canada (Cant & Walker, 1978; Cant, 1978).

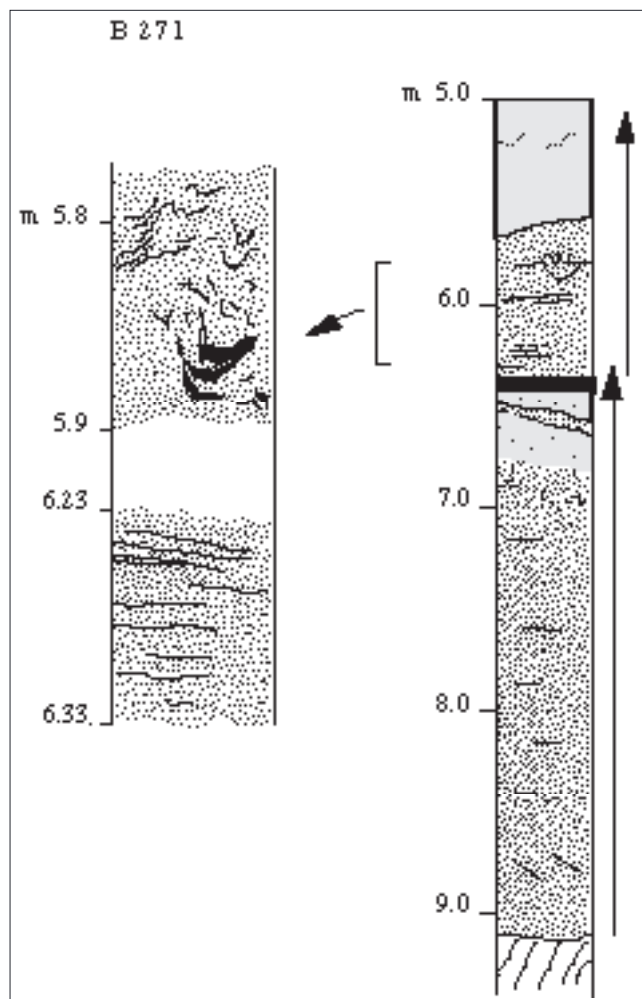
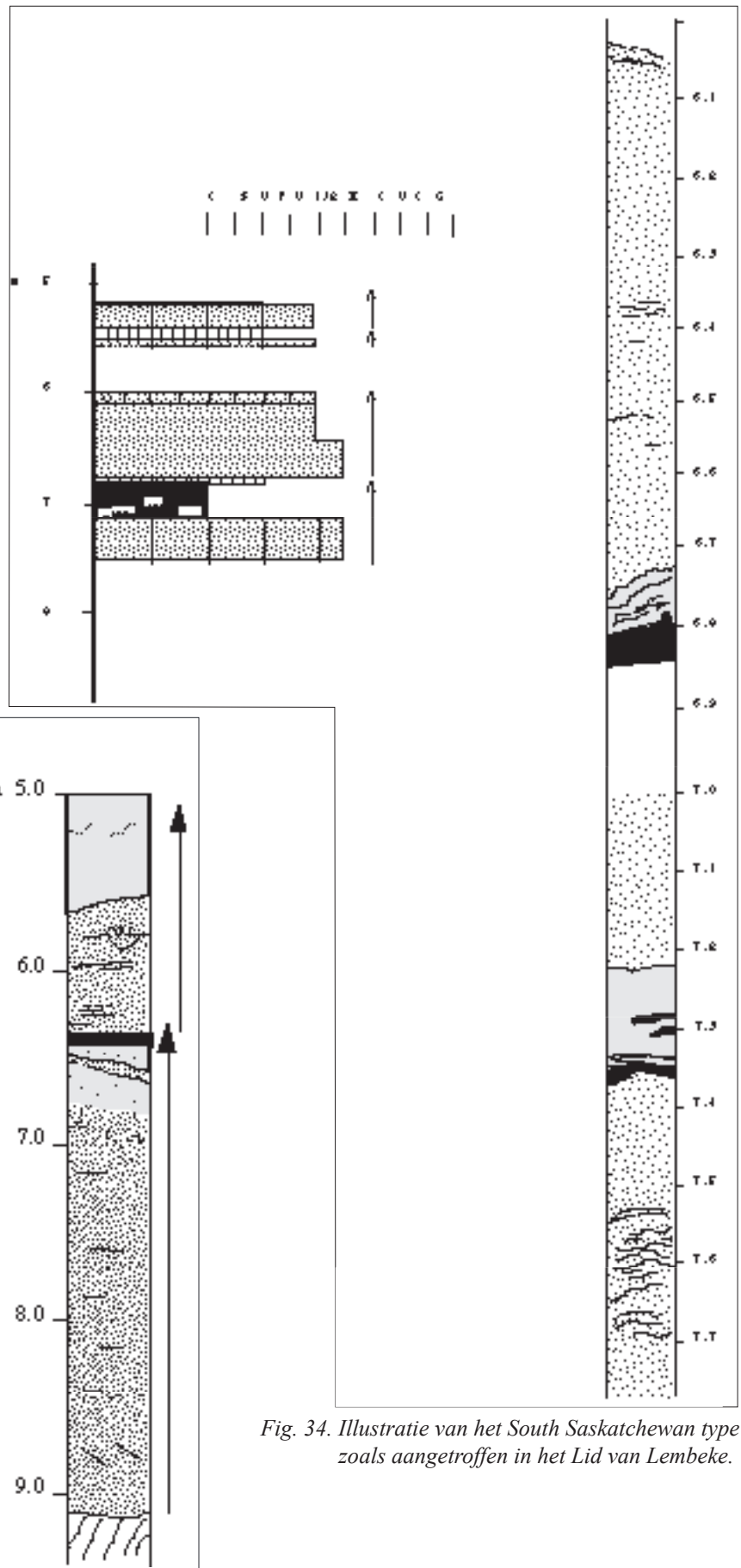


Fig. 35: De typische vervormingen aangetroffen in het South Saskatchewan type.

Fig. 34. Illustratie van het South Saskatchewan type zoals aangetroffen in het Lid van Lembeke.

Tabel 12 <i>Lokalisatie:</i> Stompershoek (Leest), topografische kaart 23/3 <i>Boringnummer:</i> 58W296 <i>Coördinaten:</i> x= 151 159 y= 191 869 z= 7,912 m <i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van Lembeke (South Saskatchewan type)	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
5,19 - 5,21	Concentratie van grijze leem laagjes met laagjes van grijs fijn zand , humeus aan de top. Licht gebogen ondergrens.
5,21 - 5,44	Grijs leemhoudend fijn zand met diffuse ribbelgelaagdheid.
5,44 - 5,50	Concentratie van grijze leem laagjes met laagjes van grijs fijn zand , veenlaagjes aan de top.
5,50 - 5,60	Grijs leemhoudend fijn zand met grote concentratie van kleiige en lemige discontinue laagjes, verstoord aan de basis.
6,00 - 6,10	Donkergrijs lemig zand met zwarte humeuze laagjes en halffijn zandige discontinue laagjes.
6,10 - 6,74	Grijs leemhoudend fijn tot halffijn zand . Scherpe grens.
6,74 - 6,78	Groengrijze humeuze zandige leem , schuin licht golvend gelaagd. Graduele overgang.
6,78 - 7,16	Zwart kleig veen met in de tweede helft lemige en zandige intercalaties.
7,16 - 7,56	Grijs leemhoudend halffijn zand met tussen 7,32 - 7,39 concentratie van discontinue effen tot licht golvende vegetatierijke laagjes.

Tabel 12: Beschrijving van het Lid van Lembeke dat bestaat uit het South Saskatchewan type.

De verticale profielen die van dit riviertype in het karteringsgebied tot op heden bestudeerd zijn, tonen een overheersing van banken en zandplaten, omwille van de schuine gelaagdheid, en de evolutie van de banken en zandplaten bij een daling van het waterpeil. In een eerste fase worden ribbels en klimmende ribbels gevormd, gevolgd door deformaties indien een verdere daling van het waterniveau aanhoudt. Op het moment dat het waterniveau voldoende gezakt is, zullen er modderpoelen ontstaan op de banken en de zandplaten waarin dan fijn klastisch en organisch materiaal tot bezinking komt.

4.4.4.1. Het tweede riviertype (Platte Type)

Dit riviertype maakt op enkele uitzonderingen na steeds deel uit van het Lid van Lembeke. In analogie met het South Saskatchewan type (eerste riviertype) zijn de zandige afzettingen overheersend. De klasse tussen 150 en 300 μ domineert veruit de korrelgrootteverdeling binnen de zandfractie, wat niet wegneemt dat de korrelgrootte- distributie fluctueert van één laag tot een ander. Het zand is doorgaans niet zuiver maar gemengd met silt en klei, waarvan het percentage evenwel beneden de 20 % blijft. Grint is in het totaal geheel weinig belangrijk. Het komt voor als residu, is afgezet langs de foresets of komt verspreid in een laag voor. In sommige locaties wordt er bovenaan een niveau, met beperkte omvang weliswaar, waargenomen waarin grint dominant is.

De acycliciteit is duidelijk aanwezig, wat niet wegneemt dat op sommige plaatsen cycli waar te nemen zijn. Een fijn klastisch topfacies alsook organisch materiaal wordt quasi nooit aangetroffen. Individuele lagen zijn duidelijk onderscheidbaar ingevolge het overwegend erosief karakter van de onderste laagvlakken (tabel 13). De vorm van het onderste laagvlak is planair of gebogen, met een dominantie van eerst vernoemde vorm onderaan. De lagen met een planair laagvlak zijn overwegend groter dan deze met een gebogen. In ontsluitingen in het Bos van Aa wordt een afname van de dimensie van de lagen naar boven toe vastgesteld. De lagen met een planair laagvlak zijn doorgaans schuin concaaf gelaagd. De lagen met een gebogen laagvlak zijn ofwel trogvormig kriskrasgelaagd, de gelaagdheid volgt trouwens de vorm van het onderste laagvlak of zijn schuin gelaagd. Minder frequent dan in het South Saskatchewan type komen deformatie structuren voor die naar alle waarschijnlijkheid eveneens het gevolg zijn van een snel dalend waterniveau waardoor de banken boven water zijn komen te liggen.

Dit type van afzetting is vandaag de dag terug te vinden in de Platte rivier, een zandige vlechtende rivier gedomineerd door brede ondiepe geulen waarin een reeks van banken en grootschalige bodemstructuren voorkomen (Smith, 1970; 1972). De migratie en evolutie van deze banken bepalen het afzettingsmodel waardoor planaire lagen met schuine ge-

Tabel 13 <i>Lokalisatie:</i> Meuter (Eppegem), topografische kaart 23/7 <i>Boringnummer:</i> 73W279 <i>Coördinaten:</i> x= 152 840 y= 185 257 z= 13,491 m <i>Stratigrafische eenheid:</i> Lid van Lembeke (Platte type)	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
3,83 - 4,32	Geelbruin fijn zand , subhorizontaal gelaagd met lemige laminae.
4,32 - 4,38	Grijsgroen lemig tot leemhoudend zand , diffuus gelaagd.
4,38 - 4,93	Vuilgeel leemhoudend half fijn zand met enkele silexkeitjes over het geheel verspreid.
5,00- 5,54	Vuilgeel glauconiethoudend leemhoudend half fijn zand met enkele keitjes die op welbepaalde niveaus voorkomen. Aan de basis laagje van grove kwartskorrels.
5,54 - 5,67	Concentratie van zandlaagjes , al dan niet glauconietrijk en lemige zandlaagjes , schuin effen gelaagd.
5,67 - 5,83	Bruingroen leemhoudend zand , massief gelaagd.
6,00 - 6,23	Vuilgeel leemhoudend medium zand , glauconiethoudend aan de top en grove tot zeer grove kwartskorrels die over het geheel verspreid zijn. Effen gelaagd. Scherpe horizontale grens.
6,23 - 6,89	Grijsgroen glauconiethoudend lemig half fijn zand . Tussen 6,73 - 6,77 afgeronde zandsteentjes en silexkeitjes. Scherpe grens.
6,89 - 6,96	Witgeel glauconiethoudend leemhoudend half fijn zand .
6,96 7,00	Geoxideerd glauconiethoudend lemig half fijn zand met zandsteentjes.
7,00 - 7,79	Geelbruin leemhoudend tot lemig half fijn zand , schuin gelaagd in de eerste helft, subhorizontaal in de tweede helft. Graduele overgang.
7,79 - 7,96	Witgeel leemhoudend fijn zand , glauconiethoudend.

Tabel 13: Beschrijving van het Lid van Lembeke dat bestaat uit het Platte Type.

laagdheid veruit dominerend zijn. In de literatuur wordt dit type van vlechtende rivier dan ook het Platte type genoemd (Miall, 1977, 1978, 1985). De afname van de dikte van de lagen naar boven toe is het gevolg van het ondieper worden van de geulen, wat wijst op een verminderde watertoevoer. Daarenboven is de overgang van het South Saskatchewan type naar het Platte type eveneens een indicatie van verminderde watertoevoer en waarschijnlijk ook van mindere fluctuaties in het regime.

Recent is in de zandgroeve van het Bos van Aa vastgesteld dat hogerop in de sequentie waar het Platte type voorkomt grosso modo twee cycli aanwezig zijn die eigen zijn aan het South Saskatchewan type. Ongeveer 2 m lager bevindt zich een vervormd complex dat als volgt is opgebouwd: onderaan is een fijn tot half fijn zand aanwezig waarin afhankelijk van de lokalisatie de leemfractie evenals de stratificatie varieert. Verschillende types van grootschalige en kleinschalige gelaagdheden komen voor. Superposerend ligt een sterk vervormde afzetting dat bestaat uit een alternatie van leem en zandlagen. Tenslotte wordt het geheel afgesloten met een zwaar leempakket waarin veendentitus is afgezet en waarvan de onderste grens vervormd is ingevolge instulpingen van onderliggend materiaal. Dit complex is over grote afstanden in de verschillende zandgroeven te vervolgen.

4.4.4.2. Het derde riviertype (Bijou Creek Type)

Alhoewel dit riviertype hoegenaamd weinig voorkomt in het karteringsgebied vormt het door zijn positie binnen het Lid van Lembeke toch een belangrijke schakel in de reconstructie van de geologische en klimatologische evolutie in het karteringsgebied. Het derde riviertype vormt inderdaad het bovenste gedeelte van het Lid van Lembeke. Wat de korrelgrootte verdeling betreft, bestaat er een grote overeenkomst met het Platte type (tweede riviertype) in het karteringsgebied. De fractie 150 - 300 µ is eveneens dominant, alhoewel ook nu steeds verschuivingen binnen de verschillende zandfracties optreden. Minder frequent worden fijn en grofkorrelige lagen aangetroffen.

Het meest typerend aan dit riviertype is de overheersing van de horizontaal effen stratificatie. Licht schuine en massieve gelaagdheid zijn beduidend minder aanwezig (tabel 14). Effen horizontale stratificatie zonder enige kriskrasgelaagdheid is volgens Simons & Richardson (1966) het gevolg van afzetting in water met een relatief hoge stroomkracht tijdens upper flow regime condities. De overige en minder frequente stratificaties zijn eveneens gebonden aan een afzettingsmilieu waar het water zeer snel stroomt.

Het desbetreffende afzettingsmilieu bevindt zich grotendeels buiten het geulgedeelte, meer bepaald in het aanpalend gebied waar de sedimenten als een deken worden uitgespreid. Deze sedimentatiewijze is bijgevolg beperkt in ruimte en tijd en is gebonden aan extreme watertoevoer die weinig frequent voorkomt vermits het fluviaal systeem niet aangepast is aan frequente en grote watertoevoeren. Daarenboven houdt de aard van het fluviaal systeem de verklaring in van het feit dat de textuur quasi hetzelfde is als van het Platte type. Vermits de actieradius van dit type beperkt is, is het afgezette materiaal afkomstig uit de directe omgeving. Concreet betekent dit een herwerking van het vroegere afgezette materiaal, in dit geval de afzettingen van het Platte type. Dit type van afzetting is in het gebied van de Bijou Creek uitgebreid beschreven door Mc Kee et al. (1967) en wordt dan ook naar het typevoorbeeld het Bijou Creek type (Miall, 1977, 1978) genoemd. Dit riviertype impliceert voor het karteringsgebied een verdere verdroging van het klimaat waarbij waarschijnlijk een gestadige fluviale sedimentatie uitgesloten was.

Tabel 14 Localisatie: Bergbos (Londerzeel, topografische kaart 23/3) Boringnummer: 58W295 Coördinaten: x= 147 095 y= 188 744 z= 12,652 m Stratigrafische eenheid: Lid van Lembeke (Bijou Creek type)	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
2,11 - 2,36	Grijsgroen glauconiethoudend leemhoudend halffijn zand , diffuus licht schuin gelaagd. Enkele verspreide silexfragmentjes.
2,36 - 2,42	Grijsgroen fijn tot medium zand , aan de basis concentratie van keitjes. Scherpe rechte grens.
2,42 - 2,70	Groengrijs glauconiethoudend halffijn zand , diffuus subhorizontaal gestratificeerd met lemige fijn tot halffijn zandige laagjes.
2,70 - 4,65	Grijsgroen horizontaal fijn gestratificeerd alternerend complex van leemhoudende fijn zandige laagjes en fijnkorrelige zandlaagjes.
4,65 - 4,70	Grijsgroen sterk glauconiethoudend halffijn zand met enkele diffuse discontinue fijne leemhoudende zandlaagjes.

Tabel 14: Beschrijving van het Bijou Creek type, onderdeel van het Lid van Lembeke in het karteringsgebied.

Stratigrafie

De opsplitsing van de Formatie van Zemst in vier Leden (fig. 36) is recent doorgevoerd (Bogemans, 1988) met het oog op de kartering van de quartaire afzettingen in de Vlaamse Vallei. De Formatie van Zemst bestaat inderdaad uit meerdere afzettingstypes, ieder met zijn eigen kenmerken. De kennis ervan is niet alleen van belang bij zuivere geologische - sedimentologische studies maar zijn ook belangrijk in toegepaste disciplines zoals landbouw, ingenieurswetenschappen, waterbeleid... Organisch en fijn klastisch materiaal kenmerken de meanderende rivierafzettingen (Lid van Grimbergen en Lid van Hombeek). Daarenboven is de verbreiding van deze afzettingen beduidend kleiner dan deze van vlechtende rivieren. In de vlechtende rivierafzettingen overheerst de fractie boven 53µ en is de aanwezigheid van organisch materiaal beduidend afgenomen. Het Lid van het Bos van Aa bestaat uit grinthoudend tot grintrijk zand daar waar het Lid van Lembeke overwegend zandige afzettingen omvat.

Palynologisch onderzoek uitgevoerd op de venen geassocieerd met de meanderende rivierafzettingen laat toe de verschillende Leden binnen de Formatie van Zemst chronostratigrafisch te definiëren. De twee veenlagen die zich bevinden in het topgedeelte van het Lid van Grimbergen zijn gesedenteerd gedurende de eindfase van het Eemien, met name in de pollen subzones E5 en E6a. Het Eemien pollenspectrum wordt afgesloten met de subzone E6b, die evenwel ontbreekt in de desbetreffende boring. Vermits echter bovenop het organisch materiaal een doorbraakgeulafzetting gedeponeerd is waarvan de ondergrens natuurlijk erosief is, mag geconcludeerd worden dat het meanderend systeem

actief is gebleven tot het einde van het Interglaciaal. De venige sedimenten van het Lid van Hombeek zijn zoals reeds eerder beschreven eveneens palynologisch onderzocht. De aangetroffen pollenspectra zijn eigen aan de Amersfoort en Brörup interstadialen, twee van de drie warme fasen die gekend zijn uit het Beneden-Weichselien. Bijgevolg worden de vier Leden chronostratigrafisch als volgt gesitueerd: het Lid van Grimbergen is afgezet tijdens het Eemien, het Lid van het Bos van Aa alsook het Lid van Hombeek dateren van het Beneden-Weichselien. De aanvang van de afzetting van het Lid van Lembeke wordt wel in het Midden-Weichselien gesitueerd en niet in het laatste gedeelte van het Beneden-Weichselien vermits nu algemeen wordt aanvaard dat de afzettingen gedeponneerd na het Brörup interstediaal door erosie veelal zijn weggeruimd (Zagwijn & Van Staaldunen, 1975). Het Lid van Lembeke bestaat uit meerdere vlechtende riviertypes ingevolge veranderingen in de watertoevoer. Deze schommelingen zijn waarschijnlijk het gevolg van klimatologische veranderingen vermits de toenmalige vegetatie (zie Zagwijn & Van Staaldunen, 1975) niet van die aard was dat ze belangrijke veranderingen in de waterhuishouding konden teweeg brengen. Niettegenstaande momenteel palynologische gegevens of absolute dateringen ontbreken wordt de hypothese vooropgesteld dat het South Saskatchewan type actief was tijdens het Moershoofd interstediaal. Het complex, dat later gecryoturbeerd werd alsook de cyclische afzettingen binnen het Platte type in het Bos van Aa zijn waarschijnlijk gevormd in de daaropvolgende interstadialen Hengelo en Denekamp.

CHRONOSTRATIGRAFIE		LITHOSTRATIGRAFIE					
TIJD-VAKKEN	ETAGES	DEKZAND-EN OVERGANGSGEBIED		CODE	LOESSGEBIED		CODE
Holoceen		Fluviatiel / Colluvium / Eolisch			Fluviatiel / Colluvium		
Pleistoceen	Weichseliaan	Formatie van Gent			Formatie van Gembloux	Lid van Brabant	
						Lid van Haspengouwen	
		Formatie van Zemst	Lid van Lembeke		Formatie van Zemst	Lid van Lembeke	
			Lid van Hombeek				
			Lid van Bos van Aa			Lid van Bos van Aa	
	Eemiaan		Lid van Grimbergen			Lid van Grimbergen	
	Saaliaan	Formatie van Nieuwenrode			Formatie van Nieuwenrode		
	Holsteiniaan ↑ Cromeriaan				Formatie van de Schelde		

Fig. 36. Stratigrafische indeling van het karteringsgebied.

4.5. De Formatie van Nieuwenrode

De term 'Formatie van Nieuwenrode' staat voor alle fluviatiele afzettingen die gevormd zijn gedurende het Saalien (Bogemans, 1988, 1993). De desbetreffende fluviatiele afzettingen zijn aanwezig in het Overgangsgebied en het Loessgebied. In het Loessgebied in de vorm van zeer lokale terrassen, gevormd op verscheidene niveaus maar die steeds door loess zijn afgedekt waardoor ze niet zichtbaar zijn in het landschap. Bijgevolg zijn de beschikbare geologische gegevens omtrent deze terrasafzettingen zeer beperkt in aantal en daarenboven zijn de bestaande beschrijvingen zeer summier. De situatie ligt anders in het Overgangsgebied waar de verbreiding van deze afzettingen aanmerkelijk groter is en de opbouw ervan beter gekend is waardoor een verdere opsplitsing van de lithostratigrafische classificatie in Leden mogelijk is.

Uit de geologische studie van het karteringsgebied komt duidelijk tot uiting dat de uitloper van de Vlaamse Vallei enkel is opgevuld met boven-pleistocene sedimenten. In het gebied van Nieuwenrode tot Impde, gesitueerd in het centraal tot oostelijk gedeelte van het desbetreffende karteringsgebied en palend aan de uitloper van de Vlaamse Vallei, komen fluviatiele afzettingen voor waarvan de aard, de complexiteit en de dikte verandert van west naar oost. Het meest oostelijk deel, het gebied dat grenst aan de uitloper van de Vlaamse Vallei, is het meest complex opgebouwd ingevolge de aanwezigheid van meerdere fluviatiele afzettingen. Bovenaan, maar steeds gelegen onder een eolisch dek, komen grove vlechtende rivierafzettingen voor. Vervolgens worden meanderende rivierafzettingen waargenomen waarvan de dikte in vergelijking met bovenliggende vlechtende rivierafzettingen beduidend is toegenomen. Vertrekkend vanuit Nieuwenrode en gaande naar het westen toe worden nog slechts uniforme vlechtende rivierafzettingen aangetroffen, waardoor de dikte van de fluviatiele sequentie aanmerkelijk is gereduceerd. Analoge fluviatiele afzettingen worden aangetroffen in de omgeving van Merchtem, Peizegem en langs de Barebeek in de omgeving van Perk.

De meanderende rivierafzettingen worden lithostratigrafisch aangeduid als het Lid van Ipsvoorde daar waar de grove vlechtende rivierafzettingen in het Lid van Westrode vervat zijn. Vermits in het Loessgebied onvoldoende gegevens voorhanden zijn om een kartering op niveau van Lid door te voeren, werd er voor de kaartvoorstelling besloten uitlopend op het niveau van Formatie te werken.

4.5.1. Het Lid van Ipsvoorde

Spreiding en dikte

Het Lid van Ipsvoorde is beperkt tot een smalle strook dat in het oosten grenst aan de uitloper van de Vlaamse Vallei en dat zich uitstrekt van het noorden van Humbeek over Nieuwenrode tot aan de Mierennest, gesitueerd ten zuiden van Kapelle op den Bos. De dikte van dit Lid kent grote variaties over relatief kleine afstanden. Zo wordt in de omgeving van Nieuwenrode een dikte van 7 m en meer opgetekend, daar waar in de Mierennest de dikte reeds herleid is tot ongeveer 2 m.

Sedimentaire kenmerken en genese

De opbouw van dit Lid is afhankelijk van de dikte van de desbetreffende sequentie. Een uitgebreide sequentie bestaat onderaan uit medium tot grof zand, mogelijkerwijze met een weinig grint, gevolgd door fijn zand, al dan niet lemig. In meerdere locaties worden in deze laatst vernoemde afzetting gesilicificeerde houtfragmenten aangetroffen. Deze fining up tendens wordt afgesloten met een komafzetting bestaande uit klei en veen. De opvulling van deze kom is tot stilstand gekomen door een hernieuwde fluviatiele interactie waarbij of fijn tot halffijn zand is gesedimenteerd of lemig materiaal is afgezet. Dit lemig materiaal komt voor als een homogeen pakket of vormt een alternerend complex met kleiige laagjes en in mindere mate met zandlaagjes. Na deze zand/leem accumulatie, die in vergelijking met voorgaande sedimentatiecyclus beperkt is in omvang, lokaliseerde de sedimentatie zich opnieuw in het komgedeelte waar ook nu klei tot bezinking is gekomen en veen gesedimenteerd, al dan niet kleiig of kleihoudend. In het veen komt bovendien kleine zandlensjes voor, wat impliceert dat de overstromingen niet sedimentvrij waren (fig. 38-tabel 15).

De stratificatie in de zandafzettingen is beperkt tot massief en horizontaal tot subhorizontaal, terwijl de klei-afzettingen massief tot fijn gelamineerd zijn. In de omgeving van Nieuwenrode zijn in de leemafzetting, die geïntercaleerd tussen de twee komafzettingen voorkomt, bioturbaties en vorstscheuren van verschillende dimensie aanwezig. Bovendien is de top en de overgangszone met de bovenliggende komafzettingen sterk gecompacteerd, waarschijnlijk ingevolge een daling van de grondwatertafel.

In de gebieden met slechts een beperkte dikte van het Lid van Ipsvoorde komt de desbetreffende sequentie overeen met dat gedeelte van de uitgebreide sequentie welke gelegen is op de onderste komafzetting. De sequentie bestaat bijgevolg uit een zandfacies, die doorgaans weinig uitgebreid is, gevolgd door een belangrijke komafzetting waarin

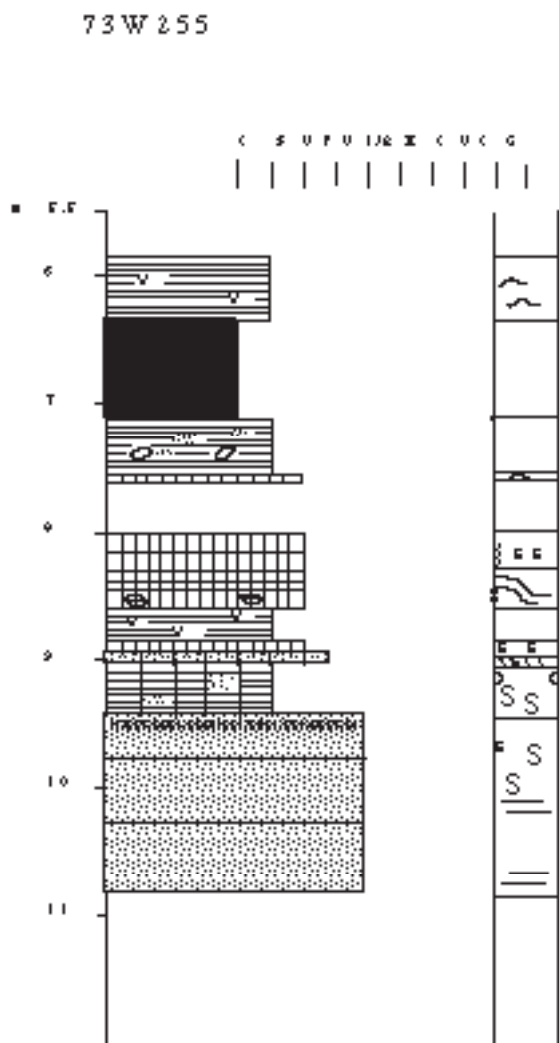


Fig. 38. Illustratie van het Lid van Ipsvoorde

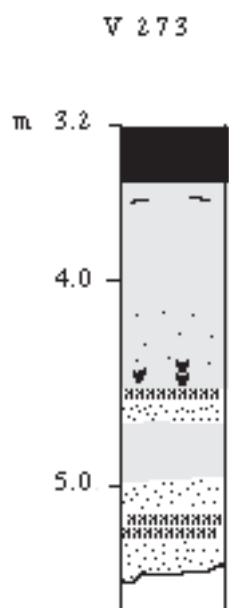


Fig. 39. Het Lid van Ipsvoorde

het kleifacies veruit dominant is. De klei is homogeen, lemig, weinig of zandig. Het geheel wordt afgesloten met veen (fig. 39).

Tabel 15 Localisatie: St. Rochuskapel (Nieuwenrode), topografische kaart 23/7 Boringnummer: 73W255 Coördinaten: x= 149 040 y= 186 360 z= 14,036 m Stratigrafische eenheid: Lid van Ipsvoorde	
Diepte onder het maaiveld (in m)	Boorbeschrijving
5,85 - 6,36	Grijze klei met enkele vegetatierijke lensjes, diffuus gelamineerd.
6,36 - 7,14	Donkerbruin veen met kleiige zones. Verstoorde grens.
7,14 - 7,47	Donkergrijsbruine compacte zeer harde vegetatierijke klei met zandlensjes. Aan de basis houtrestjes. Duidelijke overgang.
7,47 - 7,53	Groengrijze compacte zeer harde klei .
7,53 - 7,61	Grijsbruine kleihoudende tot kleiige leem , diffuus gelamineerd. Aan de top nog zeer kleiig.
8,00 - 8,32	Bruingrijze kleihoudende leem , gebioturbeerd. Onduidelijke scheur aan de zijkant.
8,32 - 8,60	Complex van lichtgrijs leemlaagjes en donkergrijze kleihoudende leemlaagjes , schuin golvend gelaagd. Meerdere niveaus van scheurtjes. Donkergrijze kleibrokken aan de basis.
8,60 - 8,83	Donkergrijze vegetatierijke klei . Zeer schuine grens.
8,83 - 8,91	Bruinvaalgrijze leem , gebioturbeerd, plotseling humeus.
8,91 - 9,05	Groenwit lemig zeer fijn zand , schuin gelaagd aan de basis. Overig gedeelte gebioturbeerd.
9,05 - 9,44	Grijsbruine lemige klei met grijze zandinsluitels. Verstoord aan de top, gebioturbeerd.
9,44 - 10,85	Groenvaalgrijs kleihoudend zand , humeuze zones aan de top. Gebioturbeerd in de eerste helft, overige gedeelte massief tot subhorizontaal gelaagd.

Tabel 15: Beschrijving van het Lid van Ipsvoorde.

De sedimentatie van deze meanderende rivierafzettingen is in twee fasen verlopen en dit ingevolge de vorm van de depressie waarin de rivier in kwestie operationeel was. Deze depressie heeft namelijk een specifieke vorm gekregen van zeer breed bovenaan en smal onderaan met een trapsgewijze overgang middenin, waarschijnlijk ingevolge twee opeenvolgende insnijdingen (tweecyclisch dal). Het smalste gedeelte is overwegend opgevuld met geulafzettingen van allerlei aard alsook met oeverwalafzettingen en in mindere mate met overstromingsvlakteaafzettingen. De beperkte omvang van het overstromingsgedeelte wordt ook weerspiegeld in het pollenspectrum waarin volgens C. Verbruggen* (mondelinge mededeling) de typische vegetatie van een overstromingsvlakte weinig ontwikkeld is. Eens de rivier door de systematische opvulling van de depressie in het breed gedeelte van de depressie is komen te liggen wordt de verticale accretie de belangrijkste sedimentatievorm. Het toenmalig landschap moet bijgevolg gezien worden als een uitgebreid overstromingsgebied waarin een rivier van beperkte omvang stroomde maar waarin de komgedeelten grote oppervlakten innamen. De twee sedimentatiefasen waarvan hierboven sprake zijn niet achtereenvolgend verlopen maar zijn onderbroken door een verlaging van de grondwatertafel die al dan niet gepaard is gegaan met erosie, waarvan de omvang evenwel beperkt is gebleven.

4.5.2. Het Lid van Westrode

Spreiding en dikte

Het Lid van Westrode heeft zijn grootste verspreidingsgebied in het oostelijk deel van het karteringsgebied. Het gebied in kwestie strekt zich uit van Londerzeel en de Mierennest in het noorden tot Impde en het noorden van Humbeek in het zuiden, met een afwezigheid van het desbetreffende facies in de omgeving van Nerom. Verder worden er nog meerdere maar wel kleinere arealen aangetroffen in de omgeving van Peizegem, Merchtem en de omgeving van Perk. De dikte van het Lid van Westrode is beperkt. Ze bedraagt maximaal iets meer dan 2 m, de minimale dikte is zelfs herleid tot een 30 cm.

Sedimentaire kenmerken en genese

Grint is in dit Lid de dominante korrelgrootte. Het grint komt voor als een uniform geheel met weinig of geen fijnere fracties of is afgezet samen met grof zand en mogelijkerwijze kleilagen. Sporadisch worden coarsing-up sequenties waargenomen.

De lagen die opgebouwd zijn uit grint met weinig of geen zand hebben een duidelijke onderste laagvlak en zijn daarenboven massief gestratificeerd. Dit afzettingspatroon is het gevolg van de accumulatie van grint in een omgeving waar de stroomsnelheid hoog blijft waardoor fijnere deeltjes in suspensie verder getransporteerd worden. Hierdoor blijft de gelijktijdige sedimentatie van het grint en het zand of de infiltratie van het zand naderhand uit (Ramos & Sopena, 1983; Rust, 1984).

Massieve gelaagdheid is eveneens dominant in de grofzandige grint- en grintrijke zandlagen. In beide gevallen blijkt dat zowel het grint als het zand gelijktijdig zijn gedumpt. Minder frequent worden kleilagen op verschillende niveaus aangetroffen met een dikte van enkele centimeters. Hun aanwezigheid wijst enerzijds op quasi stilstaand water en anderzijds op het feit dat de erosieve werking beperkt was vermits deze kleilagen, alvast gedeeltelijk, gevrijwaard zijn (fig. 40).

De geringe verticale extensie van dit Lid, de veelvuldige sedimentaire veranderingen binnen het Lid, de overheersing van grofkorrelige sedimenten in combinatie met de weinig intensieve erosie zijn volgens Church (1983) en Ferguson & Werrity (1983) steeds gebonden aan veelvoudige geulen zelfs ongeacht de aard van het fluviatiel systeem. Wat de sedimentaire omgeving betreft, zijn deze sedimenten geaccumuleerd in het geulgedeelte van het fluviatiel systeem. Een verdere definiëring van de afzettingvormen is op basis van de huidige gegevens echter niet mogelijk.

Uit de boorcampagnes die zijn uitgevoerd in het gebied tussen Impde en Nieuwenrode blijkt dat het fluviatiel systeem in kwestie west - oost georiënteerd was met een relatief steil verloop in het westelijk deel. Bovendien is een afname van de korrelgrootte in oostelijk richting vastgesteld.

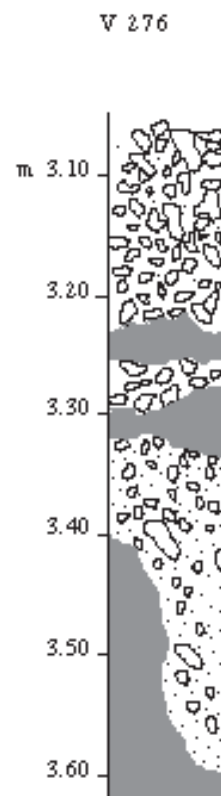


Fig. 40. Illustratie van het Lid van Westrode.

Stratigrafie

Op basis van de geomorfologische positie van zowel het Lid van Westrode als het Lid van Ipsvoorde, alsook op basis van de relatie met de fluviaatiele afzettingen binnen de uitloper van de Vlaamse Vallei en tenslotte het palynologisch onderzoek uitgevoerd op de veenlagen en de venige afzettingen van het Lid van Ipsvoorde, worden de respectievelijke Leden gesitueerd in het Saalien.

Volgens C. Verbruggen (mondelinge mededeling) vertonen de twee komafzettingen kenmerken van een interglaciaal naar de definitie van Turner & West (1968). Het zandfacies of lemige facies dat tussen de twee komafzettingen is geaccumuleerd wordt volgens C. Verbruggen evenwel getypeerd door een koude flora. Overeenkomstig de huidige opdeling van het Saalien (Zagwijn, 1973; De Jong, 1988, fig. 41) zouden de twee warme fasen overeenstemmen met het Hoogetveen en het Bantega, die evenwel tot op de dag van vandaag als interstadialen worden beschouwd, met interglaciale kenmerken voor wat het Hoogetveen betreft. De koude fase tussen deze twee interstadialen is dan volgens deze classificatie Stadiaal II. Chronostratigrafisch betekent dit dat het Lid van Ipsvoorde is gevormd tijdens het Vroeg Saalien daar waar het Lid van Westrode dat superposerend op het Lid van Ipsvoorde voorkomt, derhalve in het Midden Saalien is gevormd.

Early Saalian

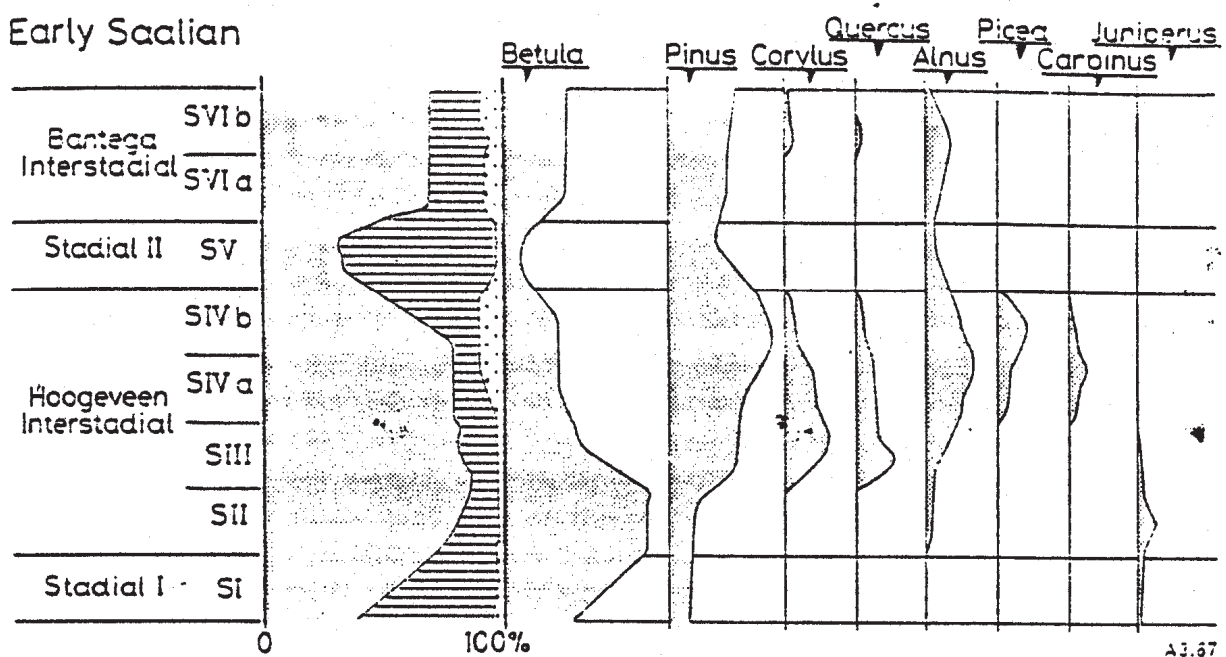


Fig. 41. Opsplitsing van het Vroeg-Saalien volgens De Jong (1988).

Het Lid van Westrode is reeds door De Moor & Heyse (1978) in de omgeving van Oostwinkel beschreven en wordt de afzetting van Zoetendale genoemd, een term zonder stratigrafische betekenis. Volgens De Moor & Heyse (ibid.) dateren deze afzettingen uit het Riss I, wat in de NW Europese classificatie overeenkomt met het Vroeg-Saalien. De naam Zoetendale wordt ook als benaming voor een terrasniveau gebruikt, een terrasniveau die volgens Tavernier & De Moor (1974) als het hoogste laagterras (basse terrasse supérieure) wordt beschouwd.

4.5.3. Het Loessgebied

Zoals reeds eerder beschreven, worden in het Loessgebied meerdere terrasrelicten waargenomen. De studie ervan wordt echter sterk bemoeilijkt door het feit dat deze relicten slechts als geïsoleerde spots voorkomen en dat ze daarenboven bedolven zijn onder een loessdek en/of massabewegingsafzettingen. Bovendien zijn de terrassen eigen aan stromen van lage ordes, waardoor een snelle respons op externe milieuveranderingen optreedt (Chorey & Kennedy, 1971; Howard, 1982; Schumm, 1977). Tevens blijkt uit de literatuur dat in kleine brongebieden, zoals in dit karteringsgebied het geval is, de stroom zich bij externe veranderingen aanpast door in te snijden i.p.v. zijn planimetrie (breedte en lengte) aan te passen (Anderson & Calver, 1977). De lage orde van de stromen impliceert eveneens dat over relatief korte afstanden grote hoogteverschillen optreden waardoor het uitgesloten is de niveauverschillen tussen de verscheidene terrasalluvia in absolute cijfers uit te drukken. Ten andere, meerdere auteurs zoals Leopold et al. (1964) dringen er op aan dat geen correlatie tussen de verschillende terrassen op basis van de relatieve hoogteligging gebeurt. Hierbij moet inderdaad rekening gehouden worden met het vroegere verval van de stroom, waarvan een re-

constructie momenteel in het karteringsgebied uitgesloten is omwille van het geïsoleerd voorkomen van de terrassen en het gering aantal gegevens.

Daarom lijkt het opportuun dat op basis van de huidige gegevens enkel een onderscheid gemaakt wordt tussen de terrasalluvia aanwezig onderaan de valleiwand, op de valleiwand en op de interfluvia. Informatie aangaande textuurvariëaties langs het lengteprofiel van een bepaald terras is ook uitgesloten wegens onvoldoende gegevens. Uit de boorbeschrijvingen blijkt dat zand en keien domineren. In meer gedetailleerde beschrijvingen worden één of meerdere cycli, weinig uitgebreid weliswaar, vastgesteld en die bestaan uit grintrijke lagen, al dan niet voorafgegaan door een kleimatrix en zandlagen. Minder frequent is een terras opgebouwd uit een zandfacies. Op basis van de geomorfologische positie van de terrassen onderaan de vallei en de sedimentaire opbouw ervan, worden de afzettingen als de Nieuwenrode Formatie aangeduid.

4.6. De Formatie van de Schelde

Naast de terrassen die aanwezig zijn onderaan de dalwanden zijn er ook terrassen aanwezig langs de dalwanden en op de interfluvia. Een interfluvium wordt omschreven als een hoger gelegen gebied gelegen tussen twee stromen zonder dalen en geulen, een infiltratiestrook dus die een scheiding vormt tussen de gebieden waarin het grondwater naar de ene of andere kant vloeit (Pannekoek, 1982).

Tavernier & De Moor (1974) onderscheiden twee terrasniveaus langs de dalwanden, door de auteurs midden-terrassen genoemd en die omschreven zijn als het niveau van Melle, het laagst gelegen niveau en het niveau van Meulebeke. De interfluviumterrassen worden eveneens in twee niveaus onderverdeeld waarbij het niveau van Rozebeke als het hoogst gelegen interfluviumterras wordt bestempeld en het niveau van Kruishoutem dat lager gelegen is. Nog steeds volgens Tavernier & De Moor (1974) bestaat het niveau van Melle uit venige en lemige-venige afzettingen met *Azolla filiculoides*. Het niveau van Meulebeke daarentegen wordt getypeerd door grof zand met grintrijke lagen en sporadisch kleilagen. Het niveau van Kruishoutem is eveneens opgebouwd uit zand- en grintlagen, daar waar het niveau van Rozebeke hoofdzakelijk uit grint bestaat, soms zonder matrix.

In het karteringsgebied bestaat er een duidelijk verschil qua textuur tussen de terrasalluvia aangetroffen op de interfluvia en deze langs de flanken van de valleien. Grint is veruit dominant op de hoogst gelegen plaatsen terwijl zand en grint algemeen worden aangetroffen langs de flanken. In de meer gedetailleerde beschrijvingen van de boringen uitgevoerd langs de dalwanden worden ook hier meerdere cycli waargenomen bestaande uit grintrijke lagen, zandlagen al dan niet kleihoudend en kleilagen.

Paepe (1976) voerde de Formatie van de Schelde in voor “alle terrasalluvia die een interfluviale positie innemen binnen het Scheldebekken” (p 20). Chronostratigrafisch omvat deze Formatie afzettingen van het Menapien t.e.m. het Holsteinien. In het kader van de quartairkartering wordt de Formatie van de Schelde uitgebreid tot alle terrasalluvia, ongeacht hun geomorfologische positie, die ontstaan zijn in een periode gesitueerd tussen het Waalien en het Saalien (Bogemans, 1988).

4.7. Het Tardiglaciaal en Holocene

4.7.1. Inleiding

Niettegenstaande de holocene en tardiglaciaal alluviale afzettingen in sommige delen van Vlaanderen uitgebreide arealen beslaan, zijn deze oppervlakteafzettingen in het verleden dikwijls stiefmoederlijk behandeld. Het is pas in de laatste decennia dat meer aandacht aan de afzettingen, aan de evolutie ervan en algemeen aan dit tijdsvak wordt geschonken. Naast de meest in het oog springende alluviale afzettingen zijn er tijdens het Holocene en Tardiglaciaal eveneens massabewegingsproducten en eolische sedimenten afgezet, weliswaar beperkter in omvang. De holocene eolische afzettingen, die nu nog zichtbaar zijn in het huidige landschap zijn beperkt tot het Dekzandgebied daar waar de massabewegingsafzettingen typerend zijn voor het Loessgebied vermits precies daar de vormingsvoorwaarden present zijn.

4.7.2. De fluviatiele afzettingen

Vermits het fluviatiel systeem alsook de evolutie ervan binnen het Tardiglaciaal erg verschillend is van de rest van het Laat-Weichselien sensus Andersen & Borns jr. (1994) en dat juist tijdens deze periode de waterlopen en alleszins de afzetting van het recent alluvium een aanvang heeft genomen, is het opportuun om de tardiglaciaal fluviatiele afzettingen samen met de holocene fluviatiele afzettingen te behandelen.

De verbreiding van het holoceen en tardiglaciaal alluvium wordt in het karteringsgebied bepaald door enerzijds de Schelde en de Dender en anderzijds de Zenne, de Dijle, de Nete en de Rupel (fig. 3). Wat de opbouw van het alluvium betreft worden er geen noemenswaardige verschillen tussen de verschillende waterlopen in de relatief laag gelegen gebieden geconstateerd, met uitzondering van het feit dat de klastische alluviale afzettingen in of palend aan het Loessgebied op sommige niveaus een meer uitgesproken lemig karakter hebben dan in het Dekzand- en Overgangsgebied.

Uit de boorbeschrijvingen alsook uit diverse artikels (o.a. De Moor, 1974; De Smedt, 1973; Huybrechts, 1985; Mijs et al., 1983; Willaert, 1984) blijkt dat de eerste afzettingen geulafzettingen zijn die bestaan uit lemig of zandig materiaal, afhankelijk van het sedimentatiegebied, waarin plantenresten en/of kalktuf kunnen voorkomen. Hierop volgt de sedimentatie van veen of de accumulatie van organisch materiaal, al dan niet doorspekt met kalktuf. De allereerste veenvorming gebeurde rond $12\,655 \pm 70$ BP (GRN-6062) (Verbruggen, 1971). Volgens Kiden (1991) situeert de eerste veengroei zich enkel in de geulen ingevolge een verlaging van de grondwatertafel. De algemeen verspreide veengroei ving echter doorgaans later aan zoals blijkt uit diverse C14 dateringen, verspreidt over meerdere rivierbekkens. In het karteringsgebied is het veen in de Bollebeekvallei gedateerd op 9460 ± 105 BP (IRPA 754). Dit organisch facies zoals Huybrechts (1985) dit noemt is in een eerste fase in het centraal gedeelte van de valleien gesitueerd, buiten het onmiddellijk bereik van de stroom (Huybrechts, *ibid.*). In een latere fase wanneer het grondwaterpeil voldoende is gestegen neemt de veengroei ook een aanvang op de hoger gelegen gebieden. In deze fase zijn de waterlopen tot een beperkt gebied binnen de valleien teruggedrongen en zijn de sedimentatie- alsook de erosieprocessen nihil. Deze situatie wordt in eerste instantie bepaald door het reliëf alsook door de aard van het substraat.

Volgens Huybrechts (*ibid.*) is de gestage stijging van het grondwater juist de vernietigende factor geworden voor de veenaccumulatie na het Atlanticum (± 6100 BP). Inderdaad bij een permanent hoge grondwaterstand wordt een bosbestand, zelfs een elzenbroek teruggedrongen en aanzienlijk verminderd. Dit fenomeen treedt het eerst op in de laagst gelegen gebieden zodat de veengroei beperkt wordt tot de hogere delen. Hierdoor is in de lagere delen van de vallei als het ware een 'open water situatie' (term overgenomen uit Huybrechts, 1985, p 221) ontstaan waarin zeer fijn klastisch materiaal, het zogenaamde kleifacies, is afgezet en dat verder in de tijd de vallei quasi volledig heeft opgevuld. De massale ontbossingen zijn de aanleiding geweest voor de aanvoer van sedimenten waardoor bovenop het kleifacies een lemig of zandig facies is afgezet (fig. 42).

Volgens Kiden (1991) zou de veenaccumulatie tot 5000 BP in de geulen hebben plaatsgehad en slechts in de periode van 5000 tot ongeveer 1500 BP buiten de geulen en dit ingevolge de stijging van het grondwatertafel. Dit alles in een omgeving waar een 'anastomosing' riviertype de sedimentaire landschap beheerste. Tijdens de Romeinse tijd zou volgens dezelfde auteur dan een nieuw en duidelijk meanderend riviertype zijn ontstaan. De stellingen van Huybrechts (1985) en Kiden (1991) lijken op het eerste zicht contradictorisch. Uit de figuren van Verbruggen & Kiden (1989) en Kiden (1991) blijkt nochtans duidelijk dat het jong gedateerd veen zich ook beperkt tot de hoger gelegen en doorgaans beschermde gebieden. De overgang van een pure veenaccumulatie naar een actief fluviaal milieu zal uiteraard niet overal dezelfde tijdsduur ingenomen hebben zodat de data opgegeven door Kiden (1991) als uiterste waarden worden geïnterpreteerd.

Wat de kartering betreft, is de afbakening van de holocene en tardiglaciaal afzettingen gebeurt aan de hand van een samenbundeling van bodemeenheden aangetroffen op de overeenkomstige bodemkaarten en waarin het fluviaal karakter primeert. Hierna volgt een opsomming van de gebruikte bodemeenheden samen met een beknopte beschrijving.

Acp:	Zwak hydromorfe alluviale bodem.
Adp:	Hydromorfe alluviale bodem zonder profielontwikkeling.
Afp:	Sterk hydromorfe alluviale bodem.
Ahp:	Sterk hydromorfe regosol. Materiaal bestaat uit licht tot zwaar lemig colluvium en/of alluvium.
Aip:	Zeer sterke hydromorfe alluviale bodem.
Aep:	Sterke hydromorfe alluviale bodem.
Agp:	Uiterst hydromorfe alluviale bodem.
Adb:	Hydromorfe bruine bodem, alluvium.
Aeb:	Sterk hydromorfe bruine bodem.
Ade:	Matig gleyige leemgronden met zwartachtige humushorizont.
Aec:	Sterk gleyige leemgronden met reductiehorizont en zwartachtige humushorizont.

Afe:	Zeer sterk gleyige leemgronden met reductiehorizont en zwartachtige humushorizont op alluviaal moeder materiaal.
Edp:	Hydromorfe alluviale bodem zonder profielontwikkeling.
Eep:	Sterk hydromorfe recente alluviale bodem.
Efp:	Zeer sterke hydromorfe recente alluviale bodem.
Egp:	Uiterst hydromorfe alluviale bodem.
Ehp:	Sterk hydromorfe recente alluviale bodem.
Ldb:	Bruine bodem ontwikkeld op alluviaal materiaal.
Ldp:	Matig natte gronden op zwaar zandlemig alluvium.
Lep:	Sterk hydromorfe alluviale bodem.
Lfp:	Zeer sterk hydromorfe alluviale bodem.
Lgp:	Uiterst sterke hydromorfe alluviale bodem zonder profielontwikkeling.
Lhp:	Sterk hydromorfe regosol. Alluviale afzettingen zonder profielontwikkeling.
Lip:	Zeer sterke hydromorfe regosol.
Lcp:	Iets hydromorfe alluviale bodem.
Pdp:	Matig hydromorfe alluviale grond.
Pep:	Sterk hydromorfe alluviale grond.
Pfp:	Zeer sterk hydromorfe alluviale bodem zonder profielontwikkeling.
Pgp:	Uiterst hydromorfe alluviale bodem zonder profielontwikkeling.
Php:	Sterke hydromorfe gronden zonder profielontwikkeling.
Scp:	Matig droge regosol op alluviaal lemig-kleiig zand.
Sdp:	Matig natte gronden op alluviaal lemig zand.
Sep:	Natte gronden op alluviaal lemig zand.
Sfp:	Zeer natte gronden op alluviaal lemig zand.
Udp:	Alluviale bodem.
Uep:	Sterke hydromorfe alluviale bodem.
Ufp:	Zeer sterke hydromorfe alluviale bodem.
Ugp:	Uiterst hydromorfe alluviale bodem.
Zep:	Sterk hydromorfe alluviale grond zonder profielontwikkeling.
V:	Gronden op venig materiaal.

4.7.3. De colluviale afzettingen

Dit zijn afzettingen die gesedimenteerd zijn langs de valleiwallen en langs de randen van de alluviale vlaktes waar ze buiten de actieradius van de waterloop liggen. Ze bestaan doorgaans uit geelbruine leem tot zandige leem, diffuus gelaagd. Zandlaagjes en zandlenzen komen weinig frequent voor. Volgens Huybrechts (1985) werden deze afzettingen na de accumulatie van een loessdek gevormd op plaatsen die minder goed beschermd werden door een vegetatiedek. De vormingsduur beschouwd de auteur als lang, maar de vorming ervan niet als continu. Inderdaad, lokale factoren hebben een belangrijke impact op massabewegingsprocessen, waardoor een continu proces als dusdanig uitgesloten is. Het is wel evident dat de ontbossingspraktijken danig hebben bijgedragen tot de vorming van colluvium, zodat het grootste gedeelte van het aan het oppervlak aanwezige colluvium sedert de ontbossingen is ontstaan. In analogie met de holocene en tardiglaciale fluviale afzettingen gebeurt de afbakening van het colluvium op de quartairgeologische kaart op basis van de desbetreffende typerende bodemeenheden die aangeduid zijn op de verschillende bodemkaarten. Hieronder volgt een opsomming evenals een korte omschrijvingen van de gebruikte bodemeenheden.

Abp:	Bodem op geelbruin leemcolluvium.
Acp:	Colluviale gronden zonder bodemontwikkeling.
Ahp:	Zwaar lemig colluvium of alluvium.
Lbp:	Goed gedraineerde colluviale gronden zonder profielontwikkeling.
Lcp:	Colluviale gronden zonder profielontwikkeling.
Lhp:	Wordt aangetroffen in beekvalleien die met een dik pakket colluviaal materiaal werden opgevuld.
Sdp:	Matig natte gronden op lemig zand van colluviale oorsprong.

4.7.4. De eolische afzettingen

De holocene en tardiglaciale eolische afzettingen worden op de bodemkaarten met de hieronder beschreven bodemeenheden voorgesteld. De eenheden Zag, Zbg en Zcg staan voor boreale en laat-glaciale lokale dekzanden waarin een humuspodzol is ontwikkeld, daar waar de overige eenheden de typische stuifzanden omvatten die gekenmerkt worden door fijn los gepakt zand.

De laat-glaciale en boreale eolische afzettingen zijn verstoven dekzanden of bestaan uit materiaal dat afkomstig is van de droge delen van de riviervalleien. De meer recentere eolische afzettingen zijn doorgaans een gevolg van een verstoring van het plaatselijk vegetatiedek. De verstoring heeft zowel natuurlijke oorzaken als antropogene. De menselijke interactie heeft daarenboven de eolische processen nog verder geïntensifieerd waardoor ze doorgaans drastischer waren (Heyse & De Moor, 1979; Zagwijn, 1986). Door afgravingen en nivelleringswerken is van de oorspronkelijke duinenlandschap nog maar weinig overgebleven in het karteringsgebied (Louis, 1966; 1972).

Holocene en tardiglaciale eolische afzettingen komen voor ten oosten van de huidige Scheldeloop o.a. op Klein-Zand, Kastel en tussen Mariekerke en Bornem (Louis, 1972; 1974), in het confluëntiegebied van Zenne-Dijle en Nete o.a. in de omgeving van het Broek te Blaasveld, Grote Bergen en Heindonk (Baeyens, 1964; Louis, 1966; Mijs et al., 1983) en in de omgeving van Muizen en Bonheiden (Baeyens, 1964).

Zag:	Humuspodzol ontwikkeld in boreale of laat-glaciale lokale dekzanden.
Zbg:	Humuspodzol ontwikkeld in boreale of laat-glaciale lokale dekzanden.
Zcg:	Humuspodzol ontwikkeld in boreale of laat-glaciale lokale dekzanden.
Zcf:	Bodem ontwikkeld op stuifzanden of eventueel dekzand met een belangrijke bijmenging van stuifzand.
Zap:	Regosol op stuifzand of duingronden.
Zbp:	Droge regosol op stuifzand.
Zcp:	Matig droge gronden op stuifzand.
Zdp:	Matig natte regosol op stuifzand.
X:	Duinen



Fig. 43 : lokalisatie boringen

5. BESCHRIJVING VAN DE PROFIELTYPENKAART, DE DWARSPROFIELEN EN DE BIJKAARTEN

5.1. Inleiding

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

De profieltypenkaart is zo opgevat dat ze een grafische voorstelling geeft van gans het Quartair in het karteringsgebied niettegenstaande slechts een aantal boringen die tot op het tertiair substraat zijn uitgevoerd. Opdat de kaartgebruiker zelf zou kunnen uitmaken welk gebied op de profieltypenkaart met enige omzichtigheid moet worden benaderd, is er een bijkaart opgemaakt met de lokalisatie van de boringen waarbij een onderscheid wordt gemaakt tussen de volledige en onvolledige quartairgeologische boringen (fig. 43). De onvolledige quartairgeologische boringen worden op basis van de boorbeschrijvingen in twee groepen ingedeeld. Eén groep bevat die boringen die enkel bestaan uit de Formatie van Gent, in de tweede groep daarentegen bevinden zich die boringen die uit meerdere lithostratigrafische eenheden zijn opgebouwd. Vermits de eerste groep van boringen geen enkele betekenis heeft bij het opstellen van de profieltypes werd die in de rest van het werk buiten beschouwing gelaten en dus ook niet aangeduid op de lokalisatiekaart.

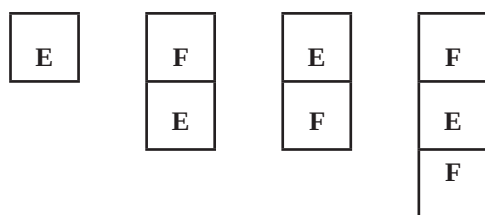
5.2. De profieltypenkaart

Op deze kaart worden negen lithostratigrafische eenheden onderscheiden daterend uit het Midden- en Boven-Pleistoceen en drie lithogenetische eenheden die gevormd zijn tijdens het Holoceen en het Tardiglaciaal. De lithostratigrafische eenheden zijn van oud naar jong, de Formatie van de Schelde, de Formatie van Nieuwenrode, de Formatie van Zemst die uit de vier volgende Leden bestaat, die daarenboven de werkelijke karteringseenheden zijn: het Lid van Grimbergen, het Lid van het Bos van Aa, het Lid van Hombeek en tenslotte het Lid van Lembeke. De eolische afzettingen en deze van lokale oorsprong worden enerzijds gebundeld in de Formatie van Gent wanneer het afzettingen in het Dekzand- en Overgangsgebied betreft en in de Formatie van Gembloux wanneer de afzettingen in het Loessgebied voorkomen. Aangezien echter in het Loessgebied zowel de eolische alsook de massabewegingsafzettingen op grote schaal voorkomen wordt voor de kartering de Formatie opgesplitst in het Lid van Brabant en het Lid van Haspengouwen. Vermits de holocene en tardiglaciaal afzettingen nog steeds lithostratigrafisch ongedefinieerd zijn, worden de afzettingen in kwestie op de profieltypenkaart enkel aangeduid volgens hun origine, met name een eolische, een colluviale en een fluviale.

5.2.1. De geologische legende

5.2.1.1. De complexen en profieltypes

De hierboven opgesomde lithogenetische en lithostratigrafische eenheden vormen de bouwstenen van de verschillende profieltypes. M.a.w. een profieltype is gedefinieerd aan de hand van een welbepaalde opeenvolging van lithogenetische en lithostratigrafische eenheden. Om een profieltypenkaart evenwel leesbaar te houden is het van belang dat het aantal eenheden waaruit een profieltype bestaat niet meer dan acht bedraagt (Mengling & Vinken, 1975). Vijf is het maximum aantal eenheden die op deze profieltypenkaart worden gebruikt.



E : Eolische afzettingen en afzettingen van lokale oorsprong

F : Fluviale afzettingen

Fig. 44 : Samenstelling van de complexen

Daarenboven worden volgens deze karteringsmethode meerdere profieltypes samengebundeld in een complex dat meteen de hoogste rang in de hiërarchie van het karteringsstelsel heeft (Barchhausen et al., 1977). Voor wat dit kaartblad betreft werden er 4 complexen ingevoerd die bestaan uit een opeenvolging van genetisch bepaalde eenheden. De genetische eenheden die op dit kaartblad van essentieel belang zijn, zijn deze van fluviale oorsprong en deze van eolische en lokale oorsprong. De genese is ook het element bij uitstek om een Formatie te definiëren. Aangezien hier echter binnen verschillende eolische sedimentatiegebieden gewerkt wordt en de fluviale afzettingen afgezet zijn over een lange tijdsspanne, waardoor de invoering van meerdere Formaties noodzakelijk is, is geop-

teerd voor uitsluitend het gebruik van de genese (fig.44) bij het invoeren van de verschillende complexen. Hierdoor is het aantal complexen drastisch verminderd. Een profieltype, die de tweede rangorde heeft in het karteringsstelsel, bestaat bijgevolg uit een opeenvolging van eenheden die lager in rang zijn dan deze gebruikt voor de definiëring van complexen, op voorwaarde natuurlijk dat een verdere opsplitsing mogelijk is. Zo zal een profieltype bestaan uit een opeenvolging van Leden of andere lithostratigrafische eenheden hoger in rang indien deze laatste niet opsplitsbaar zijn. In de profieltypes zal bijgevolg niet de Formatie van Zemst gehanteerd worden naar de vier verschillende Leden waaruit deze Formatie bestaat en welke in vorige hoofdstuk in detail werden omschreven. De Formatie van Gent evenals de Formatie van Nieuwenrode worden op dit kaartblad niet verder opgesplitst grotendeels ingevolge het ontbreken van voldoende gegevens in bepaalde arealen van het karteringsgebied. Een opdeling in één areaal en in een ander niet zou slechts voor verwarring bij de kaartlezer zorgen. Vermits de profieltypes het karteringselement bij uitstek is (voor dit kaartblad zijn het er 58), is het dan ook van belang dat ze op een duidelijke en onmiskenbare grafische manier worden voorgesteld. Ieder profieltype wordt bijgevolg grafisch weergegeven door een kolom die bestaat uit een aantal blokken met gelijke afmetingen. Eén zo een blok komt overeen met één van de negen lithostratigrafische eenheden en één van de drie lithogenetische eenheden en wordt voorzien van een code die eigen is aan één van de twaalf eenheden (fig.36). Bovendien heeft ieder gecodeerde blok een specifieke plaats in de kolom. Wanneer een eenheid niet wordt aangetroffen in een profieltype, dus niet voorkomt in de geologische sequentie dan wordt het blok blank gelaten zodat de kaartlezer onmiddellijk de afwezigheid van één of meerdere eenheden kan vaststellen (fig.46). Uit dit alles blijkt evenwel dat een profieltype geen informatie verschaft omtrent de dikte van de verschillende eenheden. Dit is doelbewust gebeurd vermits dit bijkomend gegeven een enorme belasting voor de kaartvoorstelling inhoudt waardoor de profieltypenkaart moeilijk leesbaar zou zijn, wat uiteraard moet vermeden worden. Een uitzondering wordt echter gevormd door de eolische afzettingen die een dominante rol spelen in de quartairsequentie. Voor de Formatie van Gent wordt een onderscheid gemaakt tussen de afzettingen waarvan de dikte minder en meer dan 1 m bedraagt. Dit is van essentieel belang op plaatsen waar de Formatie van Gent onmiddellijk rust op het tertiair substraat. Hetzelfde geldt voor het Lid van Brabant waar de grens echter op 5 m ligt aangezien deze afzettingen veel dikker zijn ten opzichte van de zandige eolische facies.



Eolische afzettingen (fijn tot medium zand)
Eolian deposits (fine to medium sand)



Colluviale afzettingen (leem tot zandige leem)
Mass wasting products (loam to sandy loam)



Fluviatiele afzettingen (textuur varieert van klei tot zand, mogelijk veen)
Fluvial deposits (clay to sand, possibly peat)



Eolische afzettingen en afzettingen van lokale oorsprong (zand tot licht zandleem in het Dekzandgebied, zandleem in het Overgangsgebied, mogelijk alternerend complex van zand- en leemlagen, herwerking van tertiair materiaal)
Eolian deposits and deposits of local origin (sand to slightly sandloam in the Coversand Area, sandloam in the Transitional Area, possibly an alternating complex of sand and loam layers, reworked tertiary deposits)



Eolische afzettingen (leem)
Eolian deposits (silt)



Massabewegingsafzettingen en lokale fluviatiele afzettingen (lemig materiaal met zandige en kleiige intercalaties, soms veen)
Mass wasting products and fluvial deposits of local origin (silty material with sandy and clayey intercalations, sometimes peaty)



Zandige vlechtende rivierafzettingen (zeer fijn tot medium zand, soms met lemige intercalaties die veen kunnen zijn)
Sandy braided river deposits (very fine to medium sand, sometimes with loamy intercalations, possibly peaty)



Meanderende rivierafzettingen (1 of meerdere cycli van fijn tot grof zand aan de basis, gevolgd door lemig en/of kleiig materiaal. Veen)
Meandering river deposits (1 or several cycles of fine to coarse sand at the base, followed by silty or/and clayey sediments. Peat)



Grofkorrelige vlechtende rivierafzettingen (meerdere fining-up cycli bestaande uit grint houdend tot grintrijk zand aan de basis, half fijn zand tot klei aan de top)
Coarse grained braided river deposits (several fining-up cycles composed of gravelly sand at the base, medium fine sand to clay at the top)



Meanderende rivierafzettingen bestaande uit één fining-up cyclus (zand onderaan gevolgd door leem of klei, al dan niet met veen)
Meandering river deposits, composed of one fining-up cycle (sand in a basal position, followed by clay or silt, possibly peat)



Fluviatiele afzettingen met vlechtend of meanderend patroon (de textuur varieert van grof tot zeer grof zand, al dan niet grintrijk tot klei met mogelijk belangrijke veenontwikkeling)
Fluvial deposits with braided or meandering pattern (texture varies from coarse to very coarse sand, possibly gravelly, to clay. Peat accumulation possible)



Lithostratigrafische eenheid mogelijkerwijze afwezig
Lithostratigraphic unit possibly absent



Terrasafzetting behorende tot het Lid van Grimbergen
Terrace deposits belonging to the Grimbergen Member



Terrasafzetting behorende tot de Formatie van Nieuwenrode
Terrace deposits belonging to the Nieuwenrode Formation



Terrasafzetting behorende tot de Formatie van de Schelde (fluviatiele afzettingen bestaande uit fijn tot grof zand en/of grint)
Terrace deposits belonging to the Schelde Formation (fluvial deposits composed of fine to coarse sand and/or gravel)



Grens tussen het Dekzand- en Overgangsgebied
Boundary between the Coversand Area and the Transitional Area



Grens tussen het Overgangs- en het Loessgebied
Boundary between the Transitional Area and the Loess Area

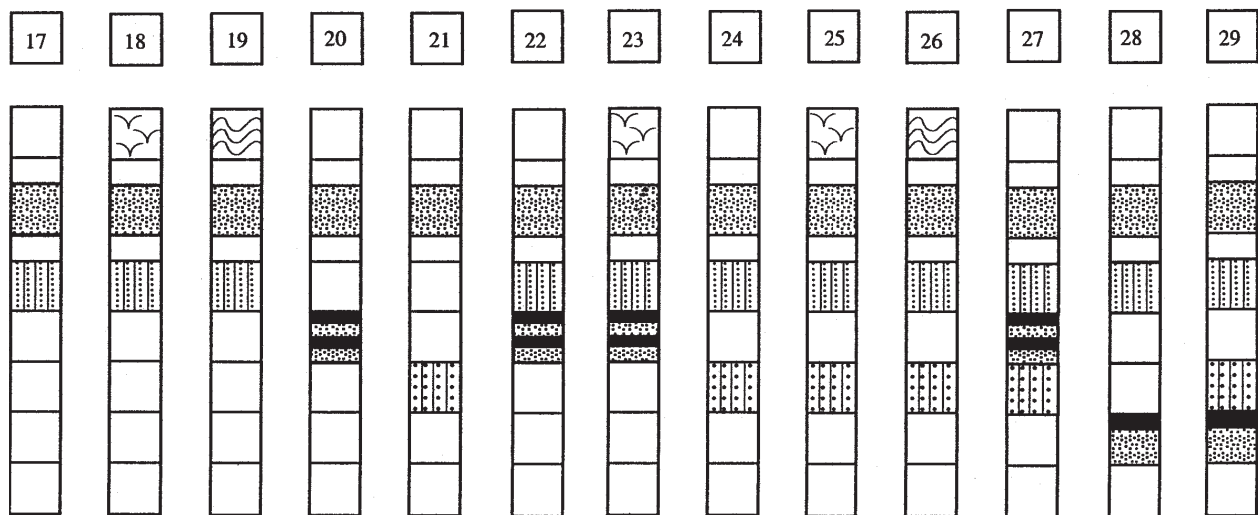


Fig. 46 : Voorbeeld van de opbouw van profieltypes

Op de kaart zelf worden enkel de profieltypes voorgesteld en niet de complexen daar de eerstvernoemde de meest gedetailleerde weergave zijn van de quartaire opbouw. Een profieltype, dat op de kaart een vlak vormt, is voorzien van een nummer, een kleurnuance en in sommige gevallen een signatuur. De kleur wordt bepaald door het complex waartoe een profieltype behoort. De profieltypes die enkel zijn opgebouwd uit lithostratigrafische eenheden binnen het Pleistoceen zijn uitsluitend voorzien van een kleurnuances. Verschillende tinten binnen een kleur, variëren van licht naar donker naargelang de complexiteit van een profieltype. Hoe lichter de kleur hoe minder eenheden binnen een profieltype, hoe donkerder de kleur hoe meer eenheden en bijgevolg hoe complexer de opbouw van een profieltype. Een signatuur is ingevoerd om de aanwezigheid binnen een profieltype van één van de drie lithogenetische eenheden daterend uit het Holoceen en/of Tardiglaciaal duidelijk te maken.

Daar in het Loessgebied de terrasafzettingen alsook de spreiding ervan momenteel onvoldoende gekend zijn, is in de context van de kartering opportuun om de terrasafzettingen met een symbool “Δ” aan te duiden en niet op te nemen als een onderdeel van de profieltypes. Hierdoor wordt het aantal profieltypes gereduceerd. Het symbool wordt op de kaart geplaatst daar waar de boring met de desbetreffende afzettingen werd uitgevoerd.

Daarenboven zijn op sommige plaatsen in het karteringsgebied de pleistocene eolische afzettingen geheel of gedeeltelijk weggeërodeerd door een hernieuwde fluviale activiteit gedurende het Tardiglaciaal of het Holoceen. Om de creatie van extra profieltypes te vermijden, namelijk deze met en deze zonder eolische afzettingen, wordt de eenheid die mogelijks weggeërodeerd is, voorgesteld door “*”.

Indien een zeker profieltype slechts in een uiterst beperkt gebied voorkomt, wordt dit omwille van de gebruikte schaal niet gedefinieerd.

5.2.1.2. De lithostratigrafische en lithogenetische eenheden

Hieronder volgt een samenvatting van de verschillende lithostratigrafische en lithogenetische eenheden, gaande van oud naar jong, die deel uitmaken van de kaartlegende.

De Formatie van de Schelde

De Formatie van de Schelde bevat afzettingen van fluviale oorsprong en omvat alle terrasalluvia die ontstaan zijn in een periode gesitueerd na het Waalien en voor het Saalien. In het karteringsgebied bestaat deze Formatie voornamelijk uit zand en grint indien ze aangetroffen worden op de valleiwallen en uit grint indien de fluviale afzettingen een interfluviale positie innemen. De terrassen in kwestie zijn morfologisch niet zichtbaar in het landschap. Op de interfluvia komt de Formatie van de Schelde op enkele meters onder het maaiveld voor. Op de valleiflanken daarentegen is de aanvangsdiepte veel dieper gelegen, een diepte dat zelfs oploopt tot - 10 m. De dikte van deze Formatie is doorgaans beperkt tot minder dan 2 m.

De Formatie van Nieuwenrode

De Formatie van Nieuwenrode omvat alle fluviale afzettingen die geaccumuleerd zijn gedurende het Saalien. Deze Formatie wordt enerzijds aangetroffen in het Loessgebied in de vorm van afgedekt terrasalluvia en anderzijds in het Overgangsgebied, meer bepaald in de omgeving van Nieuwenrode tot Impde en in de omgeving van Merchtem,

Peizegem en Perk. In het Overgangsgebied is de opsplitsing van de Formatie in twee Leden mogelijk op basis van de sedimentaire kenmerken. Het oudste Lid, het Lid van Ipsvoorde genaamd, bestaat uit meanderende rivierafzettingen waarin één of twee fining-up cycli worden onderscheiden. Onderaan wordt medium tot grof zand aangetroffen dat overgaat naar fijn klastisch materiaal en veen. Het Lid van Westrode bestaat daarentegen uit grove vlechtende rivierafzettingen waarin grintrijk materiaal veruit domineert. De totale dikte van de Formatie varieert sterk van plaats tot plaats. De maximale dikte loopt op tot 9 m en meer, de minimale dikte is herleid tot 1 m en minder. In het Overgangsgebied komt deze Formatie doorgaans kort onder het maaiveld voor. In het Loessgebied daarentegen bedraagt het superposerend leemdek meestal 10 m en meer.

- *Het Lid van Grimbergen*

Het Lid van Grimbergen bestaat uit meanderende rivierafzettingen daterend uit het Eemien. Dit Lid is beperkt tot een smalle strook gaande van Hofstade tot Zemst, tot de omgeving van Grimbergen en tot het Bos van Aa (Zemst). Het Lid bestaat uit een fining-up cyclus dat is opgebouwd uit zandig materiaal in het onderste gedeelte gevolgd door fijn klastisch materiaal al dan niet met veen. De dikte van de verschillende sedimentaire eenheden binnen een cyclus varieert van plaats tot plaats. De totale dikte kan oplopen tot 8 m en meer. Deze afzettingen worden steeds onderaan in de sequentie aangetroffen, de top grosso modo een tiental meter onder het maaiveld.

- *Het Lid van het Bos van Aa*

Het Lid van het Bos van Aa bestaat uit grofkorrelige vlechtende rivierafzettingen daterend uit het Beneden-Weichselien. In het karteringsgebied zijn deze afzettingen het best vertegenwoordigd in het zuidoostelijk deel van de uitloper van de Vlaamse Vallei. Buiten de uitloper is dit Lid beperkt tot de Maalbeekvallei in het Loessgebied en tot de omgeving van Merchtem. Het Lid van het Bos van Aa bestaat uit een opeenvolging van meerdere fining-up cycli. Een cyclus is over het algemeen opgebouwd uit grintrijk materiaal, zand en een topfacies dat o.a. bestaat uit een alternatie van fijne en grofkorrelige lagen, uit fijn zand, uit leem of klei. De dikte varieert van minder dan 1 m tot 10 m, de aanvangsdiepte ligt doorgaans beneden - 7 m.

- *Het Lid van Hombeek*

Het Lid van Hombeek bestaat uit meanderende rivierafzettingen gevormd tijdens de Interstadialen van het Beneden-Weichselien. Deze afzettingen zijn beperkt tot smalle stroken die te vervolgen zijn vanaf Schiplaken in NNW richting via Hofstade tot in Muizen om dan in westelijke richting te verlopen via Hombeek tot in Oxdonk. Ter hoogte van Hombeek sluit een strook aan die afkomstig is van de Verbrande Brug. Vanaf de Verbrande Brug zijn analoge afzettingen eveneens te vervolgen via Humbeek tot in Oxdonk. Op basis van de huidige gegevens blijkt dat tussen Oxdonk en Ramsdonk de desbetreffende afzettingen ontbreken. Vanaf Ramsdonk zijn ze evenwel opnieuw te vervolgen in noordwestelijk richting via Liezele tot in Bornem, waar ze stoppen ter hoogte van de alluviale vlakte van de Schelde. Een kleine strook is ook nog aanwezig ter hoogte van St. Amands waar het Lid van Hombeek eveneens in het noorden door de alluviale vlakte van de Schelde wordt afgesneden. Het Lid bestaat uit zandafzettingen waarvan de textuur varieert van fijn tot grof en uit lemig of kleiig materiaal. De leemafzettingen zijn overwegend kalkrijk. De dikte van de afzettingen varieert van 3 m en minder tot 7 m en meer. De aanvangsdiepte schommelt tussen - 3m en dieper dan - 9 m.

- *Het Lid van Lembeke*

Het Lid van Lembeke bestaat uit zandige vlechtende rivierafzettingen afgezet tijdens het Midden-Weichselien en de beginfase van het Boven-Weichselien. Het Lid is algemeen verspreid in de uitloper van de Vlaamse Vallei, alsook in het gebied gaande van Denderbelle tot Moorsel, in de omgeving van Hofstade en in een strook gaande van Steenhuffel tot Merchtem. De korrelgrootte van de zandfacies varieert van zeer fijn tot medium, uitzonderlijk grof met een overheersing van halffijn zand. In sommige arealen worden fining-up cycli aangetroffen waarvan de topfacies voornamelijk uit lemig materiaal, al dan niet venig bestaat. Over het algemeen overheerst het acyclisch karakter van het Lid. De dikte varieert van minder dan 2 m tot meer dan 13 m. Het Lid van Lembeke wordt over het algemeen toegedekt door de Formatie van Gent.

De Formatie van Gent

De Formatie van Gent is in het karteringsgebied opgebouwd uit eolische afzettingen en in beperkte mate uit massabewegingsafzettingen en beslaat het Dekzand- en Overgangsgebied. De eolische afzettingen hebben in sommige delen van de desbetreffende regio een tweeledige opbouw, met name een homogeen sedimentenpakket aan de top en een alternerend complex van zand- en leemlagen onderaan. Het homogeen pakket komt algemeen verspreid voor en bestaat uit zand tot lichte zandleem in het Dekzandgebied en uit zandleem in het Overgangsgebied. Massabewegingsafzettingen zijn beperkt in de uitloper van de Vlaamse Vallei ingevolge de langdurige en belangrijke fluviatiele activiteit. In het zuidoostelijk gebied dat paalt aan de uitloper zijn er wel degelijk massabewegingsafzettingen aanwezig die bestaan uit zandleem met herwerkte tertiaire sedimenten. De dikte varieert van enkele decimeter tot een 5 tal meter.

- *Het Lid van Haspengouwen*

Het Lid van Haspengouwen maakt deel uit van de Formatie van Gembloux en staat voor de massabewegingsafzettingen welke gevormd zijn in het Loessgebied. Dit Lid bestaat echter niet uitsluitend uit massabewegingsafzettingen maar komt voor in combinatie met eolische en lokale fluviatiele afzettingen. De sedimenten zijn doorgaans lemig, op sommige plaatsen evenwel met zandige en kleiige intercalaties, de laatste zijn echter beperkt tot dunne laagjes die dan wel geconcentreerd voorkomen. De dikte loopt doorgaans tot meerdere meters op. De aanvangsdiepte is afhankelijk van de dikte van het superposerend loessdek, dat op sommige plaatsen meer dan 10 m bedraagt.

- *Het Lid van Brabant*

Het Lid van Brabant is het tweede Lid van de Formatie van Gembloux en is opgebouwd uit loess, doorgaans onge-laagde leem die evenwel op sommige plaatsen diffuus gelaagd is. Het Lid van Brabant vormt het oppervlakesedi-ment in het Loessgebied met uitzondering van de valleibodems en een gedeelte van de valleiwanden waar bovenop het Lid holocene afzettingen kunnen aanwezig zijn. De dikte varieert van enkele decimeters tot 10 m of zelfs meer in uitzonderlijke gevallen.

- *De holocene en tardiglaciale fluviatiele afzettingen*

Deze afzettingen zijn over gans het karteringsgebied aanwezig en bevinden zich in de huidige rivier- en beekvalleien. Een volledige sequentie bestaat van onder naar boven uit zandig materiaal, veen en kleiige-lemig materiaal. Het is evident dat niet op alle plaatsen deze verschillende facies zijn afgezet of bewaard zijn gebleven. De dikte van deze fluviatiele afzettingen schommelt tussen enkele decimeters tot maximaal 7 tot 8 m.

- *De holocene en tardiglaciale colluviale afzettingen*

De afzettingen zijn grotendeels beperkt tot het Loessgebied en zijn opgebouwd uit leem tot zandige leem. Deze afzett-ingen worden aangetroffen langs het onderste gedeelte van de valleiwanden en langs de randen van de valleibodem waar tot op de dag van vandaag geen of weinig fluviatiele activiteiten hebben plaatsgehad.

- *De holocene en tardiglaciale eolische afzettingen*

Deze afzettingen zijn beperkt tot het Dekzandgebied en bestaan grotendeels uit zand waarvan de korrelgrootte weinig verschilt van de dekzanden, de leemfractie is echter sterk gereduceerd. Deze afzettingen komen voornamelijk voor in de omgeving van Grembergen, Moerzeke, tussen Mariekerke en Bornem, Blaasveld, Heindonk, Muizen en Bonheiden. Door afgravingen en nivelleringswerken zijn een aantal eolische afzettingen verdwenen en degene die gepreserveerd zijn, zijn mogelijkwerwijze gereduceerd in hoogte. De maximale dikte is doorgaans beperkt tot enkele meters.

5.3. De dwarsprofielen en paneldiagram

De dwarsprofielen (fig. 47) hebben een horizontale schaal van 1/50 000 en een verticale schaal van 1/500. De grote overdrijving van de verticale schaal was nodig om de profielen leesbaar te houden.

De profielen zijn grotendeels gemaakt aan de hand van gestoken boringen en spoelboringen die tot op het tertiair substraat en dieper zijn uitgevoerd. Enkel de top van het tertiair substraat wordt weergegeven zonder in detail te streken. De verschillende lithostratigrafische eenheden worden met verschillende arceringspatronen aangeduid. Het paneldiagram (fig. 48) omvat de kaartbladen Boom, Mechelen, Vilvoorde en Zemst en is voornamelijk opgemaakt op basis van gestoken boringen.

5.4. De bijkaarten

5.4.1. Bijkaart 1: de lokalisatie van de boorplaatsen (stippenkaart)

Op deze kaart (fig. 43) is de lokalisatie aangeduid van de boringen die gebruikt zijn voor het opmaken van de profieltypenkaart. Dit impliceert dat slechts een gedeelte van de bestaande boringen zijn weergegeven vermits in eerste instantie de volledige quartaire sequentie dient gekend te zijn om de verschillende profieltypen te kunnen invoeren. In een tweede fase zijn dan de boringen aangeduid die door verschillende lithostratigrafische eenheden geboord zijn.

5.4.2. Bijkaarten 2 & 3: de dikte van het quartaire afzettingen en de top van het ter-tiaire substraat

Zie hoofdstuk 2 betreffende het Tertiair substraat en de inleiding van hoofdstuk 3 aangaande de sedimentologische en lithostratigrafische opbouw van de quartaire sedimenten.

BIBLIOGRAFIE.

- A Andersen, B.G. & Borns, H.W., Jr.** (1994) The ice age world: Oslo, Scandinavian University Press, 208p
- Anderson, M.G. & Calver, A.** (1977) On the persistence of landscape features formed by a large flood : Transactions of the Institute of British Geographers , New Series 2, p 243-254..
- Anketell, J.M. ; Cegka, J. & Dzukynski, St.** (1970) On the deformational structures in systems with reversed density gradients : Ann. Soc. géol. de Pologne, XL, p 3-30..
- B Baeyens, L.** (1964) Verklarende tekst bij het kaartblad Mechelen 58 E: Centrum voor Bodemkartering, 118p..
- Baeyens, L.** (1973) Verklarende tekst bij het kaartblad Zemst 73E : Centrum voor Bodemkartering, 109 p..
- Barckhausen, J. ; Preuss, H. & Streif, H.** (1977) Ein lithologisches Ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen : Geologisches Jahrbuch, A44, p 45-74..
- Bird, J.P.** (1967) The physiography of arctic Canada : Baltimore, Maryland , The Johns Hopkins Press, 336 p..
- Bogemans, F** (1986) Application of some statistical parameters to the Quaternary deposits of Bos A: Bull. Belgische Verenig. voor Geologie, 95, p 227-233..
- Bogemans, F** (1988) Thematische kwartaairgeologische voorstellingen als toepassingsmodellen in de economische ontwikkeling: Brussel, doctoraatsverhandeling, 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. & Caspar, J.P.** (1984) Bois de A, site des artefacts : Bull. Belgische Verenig. voor Geologie, 93, p 245-248..
- Bowen, D.Q.** (1978) Quaternary geology. A stratigraphic framework for multidisciplinary work : Oxford, Pergamon Press, 221p..
- Briquet, A.** (1906) Contribution à l'étude des origines du réseau hydrographiques du nord de la Belgique : Bull. Soc. belge de Géol, 20, p 71-82..
- Butrym, J. ; Cegla, J. ; Dzulyński, S. & Nakonieczny, S.** (1964) New interpretation of "periglacial structures" : Folia Quaternaria, 34 p..
- Cant, D.J.** (1978) Development of a facies model for sandy braided river sedimentation : comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation : in Fluvial sedimentology , Miall, A.D. (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, p 627-639..
- Cant, D.J. & Walker, R.G.** (1978) Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada : Sedimentology, 25, p 625-648..
- Chorley, R.J. & Kennedy, B.A.** (1971) Physical geography : a system approach : London, Prentice-Hall, 370p..
- Church, M** (1983) Pattern of instability in a wandering gravel bed channel : Modern and ancient fluvial systems , in Collinson, J.D. & Lewin, J. (eds.) ; Oxford, Blackwell Scientific Publ., Spec. Publ. 6, p 169-180..
- C Collinson, J.D. & Thompson, D.B.** (1982) Sedimentary structures : London, George Allen & Unwin, 194 p. .
- Cornet, J.** (1923) La Solifluxion : Ann. Soc. géol. de Belgique, 45, p 275-282..
- D de Heinzelin, J.** (1955a) Deuxième série d'observations stratigraphiques au Kruisschans. Coupe de l'écluse Baudouin. I. Analyse stratigraphique: Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belg., 31, p 1-29. .

de Heinzelin, J. (1955b) Deuxième série d'observations stratigraphiques au Kruisschans. Coupe de l'écluse Baudouin. II. Conclusions: Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belg., 31, p 1-40. .

de Heinzelin, J. & Glibert, M. (1957) Lexique stratigraphique international: Paris, Centre national Recherche stratigraphique, 1, fasc. 4a VII..

De Jong, J. (1988) Climatic variability during the past three million years, as indicated by vegetational evolution in northwest Europe and with emphasis on data from The Netherlands: Phil. Trans. R. Soc. Lond., B318, p 603-617..

De Koninck, L.G (1838).

De Meuter, F.J. & Laga, P. (1976) Lithostratigraphy and biostratigraphy based on Benthonic foraminifera of the neogene deposits of northern Belgium: Bull. Belg. Ver. Geologie, 85, p 133-152..

De Moor, G. (1963) Bijdrage tot de kennis van de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen : Bull. Soc. belge d'Etudes Géogr., 32, p 329-433..

De Moor, G. (1974) De afzetting van Dendermonde en haar betekenis voor de jong kwartaire evolutie van de Vlaamse Vallei : Natuurwet. Tijdsch., 56, p 45-75..

De Moor, G. (1981) Periglacial deposits and sedimentary structures in the Upper Pleistocene infilling of the Flemish Valley : Biuletyn Peryglacjalny, 28, p 277-291..

De Moor, G. & Heyse, I. (1978) De morfologische evolutie van de Vlaamse Vallei: De aardrijkskunde, p 343-375..

Dumont, A. (1839) Rapport sur les travaux de la carte géologique pendant l'année 1839: Bull. Ac. roy. Sc. Bell. Lettr. de Bruxelles, VI, p 466-472..

Dumont, A. (1849).

De Ploey, J. (1972) Enkele bevindingen betreffende erosieprocessen en hellingsevolutie op zandig substraat : Tijdschrift Belg. Verenig. voor Aard. Studies, XII, p 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, p 101-115..

De Smedt, P. (1973) Paleogeografie en kwartair-geologie van het confluentiegebied Dyle-Demer : Acta Geogr. Lovaniensia, 11, 141 p..

Dewalque, G. (1868) Prodrome d'une description géologique de la Belgique : Bruxelles, 501 p..

E **Edelman, C.H.** ; Florschütz, F. & Jeswiet, J. (1936) Über Spätpleistozäne und Frühholozäne krypturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden : Verhand. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Serie 11, p 301-366..

F **Fairbridge, R.W.** (1968a) Denudation : in The encyclopedia of geomorphology ,Fairbridge, R.W. (ed.); Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc, p 261-270..

Feodoroff, A. (1965) Mécanismes de l'érosion par la pluie : Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique, VII, p 149-163..

Ferguson, R.I. & Werritty, A. (1983) Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland : in Modern and ancient fluvial systems , Collinson, J.D. & Lewin (eds.); Oxford, Blackwell Scientific Publ., Spec. Publ. 6, p 181-193..

G **Germonpré, M.** (1989) De Boven-Pleistocene zoogdieren uit de oostelijke uitloper van de Vlaamse Vallei (België): Brussel , doctoraatsverhandeling, deel I 234p. .

Germonpré, M. (1993) Taphonomy of Pleistocene mammal assemblages of the Flemish Valley, Belgium: Bull. Kon. Belg. Inst. Natuurwetenschappen, 63, p 271-309..

Germonpré, M.; Bogemans, F.; Van Neer, W. & Grün,R. (1993) The dating of two pleistocene mammal assemblages from the Flemish Valley, Belgium: Contr. Tert. Quatern. Geol., 30, p 147-153..

Glennie, K.W. (1970) Desert sedimentary environments : Amsterdam, Elsevier Publ. Comp., 222 p..

Gulinck, M. (1965) Le passage du Bartonien au Rupélien dans la région Boom-Malines: Bull. Soc. belge de Géol., LXXIV, p 115-119..

Gulinck, M. (1969) Le sondage de Kallo : Toelicht. Verhand. Geologische kaart en Mijnkaart van België, 11, p 3-7..

Gustavson, T.C. (1974) Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina glacier Foreland Alaska: *J. Sediment. Petrol.*, 44, p 374-389..

H **Hacquart, A. & Tavernier, R.** (1946) Excursions géologiques en Campine : *Bull. Soc. belge de Géol.*, 55, p 452-478..

Halet, F. (1922) Le Quaternaire dans le Nord de la Flandre belge : *Bull. Soc. belge de Géol.*, 32, p 152-162..

Hallez, H. (1913) Note sur l'érgeron du Hainaut : *Bull. Soc. belge de Géol.*, XXVII, p 153-160..

Hallez, H. (1914) Deuxième note sur les limons supérieurs de la Vallée de la Haine : *Bull. Soc. belge de Géol.*, XXVIII, p 67-76..

Hallez, H. (1919) Le Quaternaire du Bassin de la Haine : *Bull. Soc. belge de Géol.*, XXIX, p 43-44..

Hallez, H. (1920) Le Quaternaire dans le Bassin de la Haine : *Bull. Soc. belge de Géol.*, XXIX, p 201-206..

Hedberg, H.D. (ed.) (1976) *International stratigraphic guide* : New York, London, John Wiley & Sons, 200 p..

Heyse, I. & De Moor, G. (1979) Morphology of Würm Lateglacial and Holocene deposits in the Flemish valley (North Belgium): *Acta Univ. Qul.*, 82-3, p 121-131..

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..

Hooke, J.M. (1986) The significance of mid-channel bars in an active meandering river : *Sedimentology*, 33, p 839-850..

Howard, A.D. (1982) Equilibrium and time scale in geomorphology : application to sand-bed alluvial streams : *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, p 303-325..

Howholm, K.G. & Kocurek, G. (1994) Factors controlling aeolian sequence stratigraphy : clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone: *Sedimentology*, 41, p 913-934..

Hunter, R.E. (1973) Pseudo-crosslamination formed by climbing adhesion ripples : *Journ. of Sed. Petrology*, 43, p 1125-1127..

Huybrechts, W. (1985) Morfologische evolutie van de riviervlakte van de Mark (Geraardsbergen) tijdens de laatste 20.000 jaar : Brussel, doctoraatsverhandeling, 250 p..

J **Jacobs, P.** (1975) Bijdrage tot de lithostratigrafie van het Boven-Eoceen en het Onder-Oligoceen in noordwest België: Gent, doctoraatsverhandeling, 182p..

Jacobs, P. (1978) Lithostratigrafie van het Boven-Eoceen en van het Onder-Oligoceen in Noordwest België: Prof. Paper, 151, 92p..

Jahn, A. (1956) Some periglacial problems in Poland : *Biuletyn Peryglacjalny*, 4, p 169-183..

Jopling, A.V. (1965) Laboratory study of sorting processes related to flow separation : *J. Geophysical Research*, 69, p 3403-3418..

Jouzel, J. ; Lozius, C. ; Petit, J.R. ; Genthon, C. ; Barkov, N.F. ; Kothiyakov, V.M. & Pekov, V.M. (1987) Vostok ice core : a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 y.) : *Nature*, 329, p 403-408..

K **Kelling, G. & Walton, E.K.** (1957) Load-cast structures : their relationships to upper-surface structures and their mode of formation : *Geol. Magazine*, XCIV, p 481-490..

Kiden, P. (1991) The Lateglacial and Holocene Evolution of the Middle and Lower River Scheldt, Belgium: Starkel, L.; Gregory, K.J. & Thornes, J.B. (eds.), John Wiley and Sons, p 283-299..

Kocurek, G. & Fielder, G. (1982) Adhesion structures : *J. Sediment. Petrol.*, 52, p 1229-1241..

Kolstrup, E. & Wijmstra, T.A. (1977) A palynological investigation of the Moershoofd, Hengelo, and Denekamp Interstadials in The Netherlands: *Geologie & Mijnbouw*, 56, p 85-102.

L **Leffingwell** (1919) Observations on the north shore of Alaska: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 109, p 205-214..

Leopold, L.B. ; Wolman, M.G. & Miller, J.P. (1964) Fluvial processes in geomorphology : San Francisco & London, Freeman W.H. and Company, 522 p..

Lorie, J. (1910) Le Diluvium de l'Escaut : Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. & d'Hydro., Mémoires, XXIV, p 335-413..

Louis, A. (1961) Verklarende tekst bij het kaartblad Vilvoorde 73W: Gent, Centrum voor Bodemkartering, 85p..

Louis, A. (1964) Verklarende tekst bij het kaartblad Lebbeke 72W: Gent, Centrum voor Bodemkartering, 106p..

Louis, A. (1965) Verklarende tekst bij het kaartblad Merchtem 72E: Gent, Centrum voor Bodemkartering, 107p..

Louis, A. (1966) Verklarende tekst bij het kaartblad Boom 58W: Gent, Centrum voor Bodemkartering, 102p..

Louis, A. (1969) Bijdrage tot de kennis van de bodemgesteldheid tussen Dender en Zenne: Gent, doctoraatsverhandeling, 278p..

Louis, A. (1972) Verklarende tekst bij het kaartblad Puurs 57E: Gent, Centrum voor Bodemkartering, 111p..

Louis, A. (1974) Verklarende tekst bij het kaartblad Dendermonde 57W: Gent, Centrum voor Bodemkartering, 117p..

M **Maréchal, R.** (1993) A new lithostratigraphic scale for the Palaeogene of Belgium, Bull. Belg. Verenig. Geologie, 102, p 215-229..

Mc Kee, E.D. ; Crosby, E.J. & Berryhill jr, H.L. (1967) Flood Deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965 : J. Sediment. Petrol., 37, p 829-851..

Mengeling, H. & Vinken, R. (1975) Die Profiltypenkarte - ein Schritt in der Weiterentwicklung geologischer Karten : Geologisches Jahrbuch, 29, p 65-80..

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

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

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

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

Mijs, M.; Gullentops, F.; Janssens, P.; Wuytack, M.J. & Stinissen, H. (1983) De holocene evolutie van de alluviale vlakte van de Beneden-Schelde: Ts. Belg. Ver. Aardr. Studies, 1, p 7-33..

Mörner, N-A. (1972) When Will The Present Interglacial End?: Quaternary research, 2, p 341-349..

Mourlon, M. (1873) La Géologie: Patria belgica, I, p 177-192..

Mourlon, M. (1887) Sur une nouvelle interprétation de quelques dépôts tertiaires: Bull. Roy.Sc.Lettr., XIV, p 15-19..

Mourlon, M. (1896) Les mers quaternaires en Belgique, d'après l'étude stratigraphique des dépôts flandriens et campiniens et de leurs relations avec les couches tertiaires pliocènes : Bull. de l'Acad. roy., 32, p 671-711..

P **Paepe, R.** (1965) On the presence of "Tapes senescens" in some borings of the coastal plain and the Flemish Valley of Belgium : Bull. Soc. belge de Geol. , 74, p 249-253..

Paepe, R. & Vanhoorne, R. (1967) The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium : Toelicht. Verhand. Geologische Kaart en Mijnkaart van België, 8, 96 p..

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

Paepe, R. ; Baeteman, C. ; Mortier, R. & Vanhoorne, R. (1981) The marine pleistocene sediments in the Flandrian area : Geologie & Mijnbouw, p 321-330..

Pannekoek, A.J. & Van Straaten, L.M.J.U. (eds.) (1982) Algemene geologie : Groningen, Wolters-Noordhoff, 598 p..

Peterson, F. (1984) Fluvial sedimentation in a quivering craton : influence of slight crustal movements on fluvial processes, Upper Jurassic Morrison Formation, Western Colorado Plateau : in Fluvial sedimentation and related tectonic framework, Western North America, Nilson, T.H. (ed.); Sediment. Geol., 38, p 21-49..

Pettijohn, F.J. (1975) Sedimentary Rocks : New York, Harper & Row, 628 p..

R **Ramos, A. & Sopena A.** (1983) Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain) : in Modern and ancient fluvial systems, Collinson, J.D. & Lewin, J. (eds.); Oxford, Blackwell Scientific Publ., Spec. Publ. 6, p 301-312..

Ray, P.K. (1976) Structure and sedimentological history of the overbank deposits of a Mississippi River point bar : J. Sediment. Petrol., 46, p 788-801..

Reineck, H.E. & Singh, I.B. (1980) Depositional sedimentary environments : Berlin - Heidelberg - New York, Springer - Verlag , 548 p..

Rust, B.R. (1972) Structure and process in a braided river : Sedimentology, 18, p 221-245..

Rust, B.R. (1978) A classification of alluvial channel systems : in Fluvial Sedimentology, Miall, A.D.(ed.); Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, p 187-198..

Rust, B.R. (1984) Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada : Sedimentology, 31, p. 675-695..

Rutot, A. (1882).

Rutot, A. (1897) Les origines du Quaternaire en Belgique : Bull. Soc. belge de Géol., XI, Mém, p 1-140..

Rutot, A. (1910) Essai sur les variations du climat pendant l'époque quaternaire en Belgique : Stockholm, Postglaziale Klimaveränderungen, p 35-47. .

S **Schumm, S.A.** (1977) The fluvial system : New York, London, Sydney, Toronto, John Wiley & Sons, 338 p..

Simons, D.B. & Richardson, E.V. (1966) Resistance to flow in alluvial channels : U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 422-J, 61 p..

Singh, I.B. (1977) Bedding structures in a channel sand bar of the Ganga River near Allahabad, Uttar Pradesh, India : J. Sediment. Petrol., 47, p 747-752..

Smith, N.D. (1970) The braided stream depositional environments : comparison of the Platte River with some Silurian clastic Rocks, north-central Appalachians : Geol. Soc. Am. Bull. , 81, p 2993-3014..

Smith, N.D. (1972) Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river : J. Sediment. Petrol., 42, p 624-634..

T **Tavernier, R.** (1943) De kwartaire afzettingen in België : Natuurwet. Tijdsch., 25, p 121-137..

Tavernier, R. (1946) L'évolution du Bas Escaut au Pleistocène supérieur : Bull. Soc. belge de Géol., 55, p 106-125..

Tavernier, R. (1954) Le Quaternaire : Liège, Prodrome d'une description géologique de la Belgique, p 555-589..

Tavernier, R. & Maréchal, R. (1959) De bodemassociatiekaart van België: Nat. Wet. Tijdschrift, 41, p 161-204..

Tavernier, R. & De Moor, G. (1974) L'évolution du bassin de l'Escaut : Evol. Quat. Bass. Fluv. Mer du Nord, Liège, p 159-231..

Tertiaire Commissie (1988) Voorstel Lithostratigrafische indeling van het Paleogeen: Nationale Commissies voor Stratigrafie, 207p..

Turner, G. & West, R.G. (1968) The subdivision and zonation of interglacial periods : Eiszeitalter und Gegenwart , 19, p 93-101..

V **Van den Broeck, E.** (1882) Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques étudiées dans leurs rapports avec la géologie stratigraphique : Acad. roy. Sciences, Mém couronnés XLIV, 180 p..

Van der Hammen, T. ; Maarleveld, G.C. ; Vogel, J.C. & Zagwijn, W.H. (1967) Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last-Glacial in the Netherlands : *Geologie & Mijnbouw*, 46, p 79-95..

Verbruggen, C. (1971) Postglaciale landschapsgeschiedenis van Zandig-Vlaanderen: Gent, doctoraatsverhandeling, 440 p..

Verbruggen, C. & Kiden, P. (1989) L'évolution postglaciale du Bas et Moyen Escaut: *Les Cahiers de Préhistoire du Nord*, 6, p 5-14..

Vincent & Lefevre (1872).

Vincent & Rutot (1878).

W **Willaert, G.** (1984) De postglaciale evolutie van de Scheldevlakte te Moerzeke: Gent, Lic. verhandeling, 94 + 61p..

Williams, P.F. & Rust, B.R. (1969) The sedimentology of a braided river : *J. Sediment. Petrol.*, 39, p 649-679..

Woillard, G.M. (1978) Grande Pile peat bog: A continuous pollen record for the last 140 000 years: *Quaternary Research*, 9, p 1-21..

Woillard, G.M. (1982) Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies: *Science*, 215, p 159-161..

Z **Zagwijn, W.H.** (1973) Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in The Northern Netherlands: *Med. Rijks Geol. Dienst*, 24, p 139-156..

Zagwijn, W.H. (1974) Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of The Netherlands: *Med. Rijks Geol. Dienst*, 25, p 101-111..

Zagwijn, W.H. (1983) Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian : *Geologie & Mijnbouw*, 62, p 437-450..

Zagwijn, W.H. (1985) An outline of the quaternary stratigraphy of the Netherlands : *Geologie & Mijnbouw*, 64, p 17-24..

Zagwijn, W.H. (1986) Nederland in het Holoceen: Haarlem, Rijks Geologische Dienst, 46p..

Zagwijn, W.H. & Paepe, R. (1968) Die stratigraphie der Weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens : *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19, p 129-146..

Zagwijn, W.H.; Van Montfrans, H.M. & Zandstra, J.G. (1971) Subdivision of the "Cromerian" in The Netherlands; pollen-analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology: *Geologie & Mijnbouw*, 50, p 41-58..

Zagwijn, W.H. & Van Staaldin, C.J. (eds.) (1975) Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland : Haarlem, Rijks Geologische Dienst, 134 p. .

