

De Genealogie van een Formatie uit het Pleistoceen

C.J. Homburg

Gesteentepakketten met een herkenbare samenstelling worden vaak samengenomen tot één Formatie. Je bent dan al gauw geneigd te denken dat zo'n pakket overal dezelfde ouderdom heeft. De werkelijkheid is meestal een stuk ingewikkelder. Een verhaal over 'facies' en 'diachronie'.

Ons land is voor het grootste deel in het Plio- en Pleistoceen ontstaan toen er in een tijdsbestek van ongeveer 5 miljoen jaren zoveel materiaal door de verschillende rivieren is aangevoerd dat het deltagebied boven de zeespiegel is gekomen en daarmee tot land is geworden. Het materiaal is van drie kanten aangevoerd:

- Vanuit het zuiden door rivieren die thans als Maas en Rijn worden aangeduid.
- Uit noordoostelijke en oostelijke richting door het Baltische rivierstelsel.
- Uit oostelijke richting. Dit materiaal heeft geen zelfstandige delta gevormd, maar heeft zich - afhankelijk van de omstandigheden - vermengd met de zuidelijke of de noordelijke sedimenten.

Voornamelijk door twee riviersystemen, uit bijna tegenovergestelde richtingen zijn uitgroeiende delta's gevormd, die elkaar in ons gebied hebben ontmoet en die elkaar beurtelings hebben overdekt. Deze afwisselende overheersing is te zien aan de opeenvolgende laagpakketten, die in de stratigrafie van ons land als 'Formaties' worden aangeduid. De verticale volgorde van die Formaties is o.a. in de Gemeentegroeven van Hattem goed ontsloten (Homburg 1986).

Dit artikel gaat alleen over het noordelijke gesteente voorzover dat is afgezet vóórdat het ijs ons land bedekte. Morenemateriaal valt hier dus buiten. Het betreft de Formaties van Harderwijk en van Scheemda en hun relatie met eerdere afzettingen. Behalve de voorgeschiedenis van deze Formaties laat het artikel hopelijk ook zien dat stratigrafie naast een verticaal ook een horizontaal aspect biedt. Uit de combinatie hiervan ontstaat begrip voor de historische gang van zaken. Uitgangspunt is een publikatie van de heer S. Bijlsma (1981), een Wagenings geoloog die tot zijn vroege overlijden lid is geweest van de NGV (Van Kempen, 1983).

Als we de verbreidingskaarten bekijken die door de Rijks Geologische Dienst zijn gepubliceerd (1975; ook Homburg, 1986) dan blijken alle afzettingen bij onze grenzen op te houden. Dit is een gevolg van de taken die deze dienst heeft, nl. het vergaren van kennis van de Nederlandse bodem en de ondergrond. Omdat in vrijwel alle landen een dergelijke opzet bestaat is een gevolg dat veel geologische kaarten niet voorbij de grenzen gaan. Ook is in de meeste landen een onderling afwijkende terminologie ontwikkeld voor overeenkomstige gelaagdheden. Het vervolgen van gesteenten met een groot verspreidingsgebied is daarom niet eenvoudig. Gelukkig is er sinds 1945 een steeds grotere samenwerking ontstaan tussen de verschillende diensten.

Laten we ons nu richten op de voorgeschiedenis van de Formatie van Harderwijk. Sedert het Perm is op het noordwestelijk deel van Eurazië een continentaal basin aantoonbaar dat bekend staat als het Noordwesteuropese Basin. Dit basin of bekken is begrensd door door het Baltisch Schild in het noorden, door het Massief van Brabant en de Varistische massieven in het zuiden en door het Shetland Platform in het westen. Tijdens het Tertiair is hier het Noordzee-bekken ontstaan met aansluitend vanaf Denemarken tot aan Rusland een tweede bekken: het Oostduits-Poolse bekken. Zie figuur 1. De snelheid waarmee deze bekken zijn gedaald is af te lezen aan de dikte van de sedimentaire gesteenten die in het Kenozoïcum zijn afgezet: ± 3000 meter in het Noordzeebekken, ± 1000 meter in het Oostduits-Poolse bekken. Een sterke daling van het zeeniveau in het Boven-Oligoceen, waarbij de stand van het zeewater ruim 350 meter lager is gekomen, is gevolgd door een langzame stijging gedurende het Neogeen en het Kwartair tot het N.A.P. van heden. In deze 25 miljoen jaar zijn er tussendoor nog wisselende waterstanden voorgekomen. Bijvoorbeeld: +125 meter in het Midden-Mioceen, -180

meter in het Boven-Mioceen en een aantal relatief snelle wisselingen in het Kwartair met als minimum -120 meter. Zie figuur 2. Vrijwel elke hogere waterstand betekent uitbreiding van het zeeoppervlak (transgressie). Elke zeespiegel daling heeft een vergroot landoppervlak (regressie) tot gevolg en een toenemende erosie.

Op figuur 1 zien we de paleografische verdeling van land en zee in het Tertiair met de plaatsaanduiding van de twee bekkens. In het Paleogeen zijn de bekkens in hoofdzaak gevuld met mariene afzettingen. Na de Boven-Oligocene regressie hebben riviersedimenten een allengs toenemende rol gespeeld, vooral in het Oostduits-Poolse basin. Dit proces is, behalve door de daling van de zeespiegel ook bevorderd doordat op het einde van het Oligoceen tektonische opheffing van het land heeft plaatsgevonden. Deze opheffing gaat in Scandinavië zowel als in het Varistische gebied tot heden door. In Scandinavië is deze beweging echter tijdelijk onderbroken door het gewicht van enkele kilometers dik landijs. De opvulling van het Oostduits-Poolse bekken is zeker tot aan het begin van het Plioceen uit twee richtingen gekomen: uit het zuiden via afwatering van de Varistische massieven en vanuit het noorden van de Scandinavische en Finse gebergten. De diverse stromen hebben zich zeer waarschijnlijk in een of meerdere uitgebreide rivierstelsels verenigd in het gebied dat nu bekend staat als de Botnische golf en de Oostzee.

Op het land vormen de stromen beddingen van uiteenlopende aard: recht, vlechtend of meanderend. Dit alles afhankelijk van het wateraanbod, het verval, de soort ondergrond, enz. De hoeveelheid materiaal dat wordt meegevoerd is, behalve van de genoemde factoren, mede afhankelijk van de erosiesnelheid in het stroomgebied. Het rivierwater dat bij de mondingen in zee uitvloeit, verliest daar aan energie, waardoor het meegevoerde sediment bezinkt. Er vormt zich een delta.

De Formatie van Harderwijk is de laatste van een reeks verwante delta's. Dat is in de titel uitgedrukt door het woord 'genealogie'.

Het Mioceen begint met de eerste delta-afzetting op marien materiaal in oostelijk Polen. Door rivieren aangevoerd zijn er natuurlijk stroomafzettingen te zien, maar het zijn vooral de delta-lichamen die opvallen. Daarin kunnen inschakelingen voorkomen van waddenachtige en van limnische lagen. De laatste zijn in zoetwaterplassen en meren gevormd. De sedimenten zijn vooral te herkennen als witte of grijs-witte zanden waarin soms klei-, grind-, of bruinkoollagen voorkomen. In het noordelijk gedeelte komen onderin de afzetting grove keien voor (basis-konglomeraat). De kleur wordt in hoofdzaak bepaald door het zeer hoge gehalte aan doorschijnende kwartskorrels en de aanwezige alkaliveldspaat, zowel in de zand- als in de grindfractie. Donker gekleurde korrels ontbreken vrijwel geheel en de hoeveelheid zware mineralen is erg laag. Zowel veldspaatstof als kaolienrijke klei heeft soms een fijn laagje om de zand- en grindkorrels gevormd, waardoor de witte kleur geintensifieerd is. Alle korrels zijn goed afgerond.

Tabel 1
Gemiddelde samenstelling van de grind-fractie van 3-5 mm in procenten. Tussen () de uiterste waarden.

Helder kwarts	91,5	(89 - 94)
Witte kwarts	2,5	(2 - 4)
Kwarts met witte of grijze veldspaat	2	(1 - 5)
Veldspaat	1,5	(1 - 5)
Andere mineralen	1	(0 - 2)
Rest	1	(0 - 3)

Het is gebruikelijk om voor een analyse van dit soort gesteenten de grindfractie van 3 tot 5 mm grootte te nemen. De gemiddelde samenstelling van negen punten uit respectievelijk Denemarken, West-Duitsland en Nederland is te zien in tabel 1. De monsters zijn afkomstig uit het Mio-, Plio- en Pleistoceen. Ze zijn verassend konstant. Dat er slechts van negen punten gegevens in het artikel van Bijlsma (1981) staan komt omdat het gehele gebied door jongere afzettingen is bedekt. De weinige ontsluitingen zijn meestal in stuwwallen gelokaliseerd. In Oost-Duitsland zijn er ook blootgelegd bij de exploitatie van bruinkool. Op een enkele plaats is het materiaal omhoog gedrongen door een opstijgende zoutkoepel (Grube, 1957). Erosie door het ijsdek en de gletsjers tijdens het Pleistoceen heeft veel van de afzettingen in het gebied van de huidige Oostzee en de Botnische Golf verwijderd. De oorspronkelijke

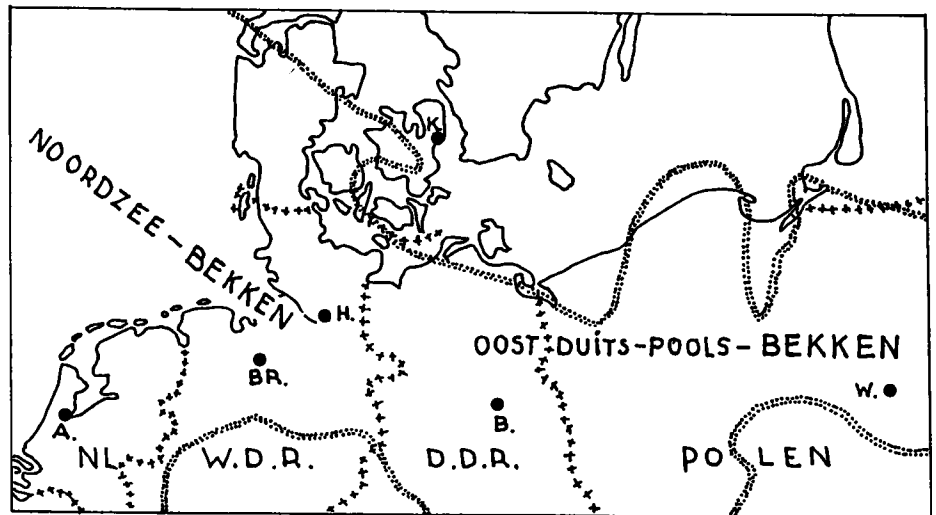


Fig.1 Geografie van het gebied in het Tertiair. Verdeling van land en zee. Binnen dit laatste het Noordzeebekken en het Oostduits-Poolse bekken.

A=Amsterdam, B=Berlijn, Br=Bremen, H=Hamburg, K=Copenhagen, W=Warschau, NL=Nederland, WDR=West-Duitsland, DDR=Oost-Duitsland. De rij dubbele punten is de kustlijn (naar Bijlsma).

Mondiale veranderingen v.h. zeewater Meters boven/onder huidige zee-niveau.

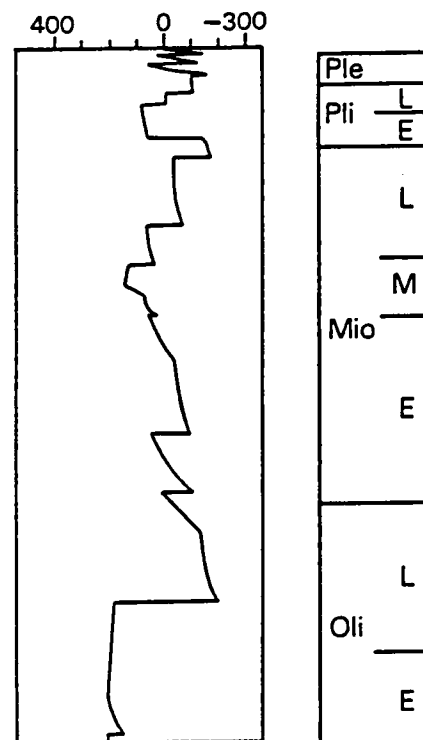


Fig.2 E=Vroeg, M=Midden, L=Laat (naar Harland).

dikte en de uitgebreidheid in het noordoostelijke gedeelte is hierdoor onbekend. Aan het materiaal is te zien dat het afkomstig is van de granieten uit Zweden en Finland. Paleozoïsche elementen zijn uit Zuid-Zweden en Estland afkomstig (o.a. verkieseld sediment en kwartsiet: Cambrium en Ordovicium, zelden Siluur). Bijlsma noemt

dit mengsel van mineralen de 'Baltic Gravel Assemblage' (BGA). In dit artikel worden deze afzettingen aangeduid als Baltische Facies, waarmee wordt bedoeld: uit noordelijke richting door rivieren aangevoerde sedimenten die zijn afgezet vóór het Saalien.

Figuur 3A laat de verbreiding zien van het noordelijk materiaal zoals dat in het Mioceen is bezonken. Door steeds veranderende rivierpatronen worden de mondingen van de rivieren verplaatst. Hierdoor moeten ook de delta's verschuiven. Betrekkelijk kleine klimaatverbeteringen hebben vooral op vlechtende rivierstelsels een grote invloed. We moeten ons realiseren dat het 'dal' waarin deze stelsels zijn opgetreden 50 à 80 km breed zijn geweest. Verschillen in zeeniveau spelen ook een rol: tijdens een regressie is de uitbouw van de delta's sneller terwijl bij een transgressie een vertraging optreedt. In het Mioceen (24,6 tot 5,1 miljoen jaar geleden) hebben de sedimenten hun meest oostelijke grenzen in Polen en hun meest zuidelijke grens in Oost-Duitsland bereikt. Er zijn in die tijd drie sedimentatie-cycli geweest met twee inschakelingen van bruinkoolvorming: de onderste- en de bovenste bruinkoolzanden.

De verbreiding van de Baltische Facies gedurende het Plioceen (5,1-2 m.j.) zien we op figuur 3B. Het bestrijkt voornamelijk het noordelijke gedeelte van West-Duitsland (Saksen) en het noordoostelijke grensgebied van Nederland. Deze zanden, die soms kaolien bevatten, vallen bij ons vermoedelijk binnen de lithostratigrafische Formatie van Scheemda (Zagwijn e.a. 1975). Er is een groter aandeel van klei-, veen- of

bruinkoollaagjes dan in de Formatie van Harderwijk. Hier is ook materiaal van Midden-Duitsland bijgemengd. Vervolgens laat Figuur 3C zien waar het Baltische materiaal is beland tijdens het Pleistoceen, of exacter gezegd, tijdens het Tiglien, het Eburonien en het Waalien. Het heeft Nederland boven de grote rivieren bedekt tot westelijk van de huidige kustlijn. Deze laatste uitbreiding van de Baltische Facies heeft als lithostratigrafische naam: 'de Formatie van Harderwijk'.

Laat ons nu eens kijken naar figuur 4, waarin op schematische wijze de verplaatsing van de Baltische Facies in de loop van de tijd is weergegeven. In het geochronologische deel van de figuur zijn drie Tijdvakken opgenomen: Mioceen, Plioceen, en Pleistoceen. Het Mioceen is bij ons voornamelijk bekend als de Formatie van Breda, maar in Duitsland onderscheidt men 6 laagdheden die ongeveer overeenkomen met onze opvatting over Formaties. De Plio- en Pleistocene Formaties hebben de ons vertrouwde naamgeving. De verticale indeling is niet volgens de chronologische tijdsduur getekend waardoor het Pleistocene blok 2½ maal dikker is dan dat van het Plioceen, terwijl het maar de helft van de tijdsduur hiervan heeft. Horizontaal zijn drie geografische gebieden aangegeven die ongeveer langs de lijn Amsterdam - Bremen - Berlijn - noordoost Polen liggen. Hoewel ze even breed op de tekening zijn genomen zijn de werkelijke afstanden die ze bestrijken respectievelijk 150, 270 en 660 km. Toepassing van de juiste verhoudingen, zowel van tijd als van afstand, geeft weliswaar een betere afspiegeling van de werkelijkheid, maar voegt aan deze schematische weergave niets nieuws toe. Vermoedelijk zal het als tekening zelfs minder duidelijk zijn (wellicht iets om zelf eens te proberen?).

In het Mioceen zien we een paar sedimentatie-cycli, d.w.z. drie uitbreidingen van delta's met daartussen inschakelingen van mariene afzettingen. Deze zijn het gevolg van wat sterkere stijgingen van de zeespiegel, waarna deze weer is afgenomen. Bij de lagere standen is een vrij intense plantegroei op de droogliggende delta-lichamen voorgekomen, waardoor we nu bruinkool aan kunnen treffen.

Over het algemeen komen in rivier- en delta-afzettingen weinig fossielen voor. De ouderdom van zo'n laag is te begrenzen door naar fossielen in de eerder en later gedeponeerde mariene gesteenten te kijken. Hierin is vrijwel altijd fossiel materiaal aan te treffen. Ook kunnen de bruinkoollagen via een pollen-analyse of de C14-methode een



Fig. 3 Areeal van de afzettingen van de Baltische Faciës. A: Mioceen.

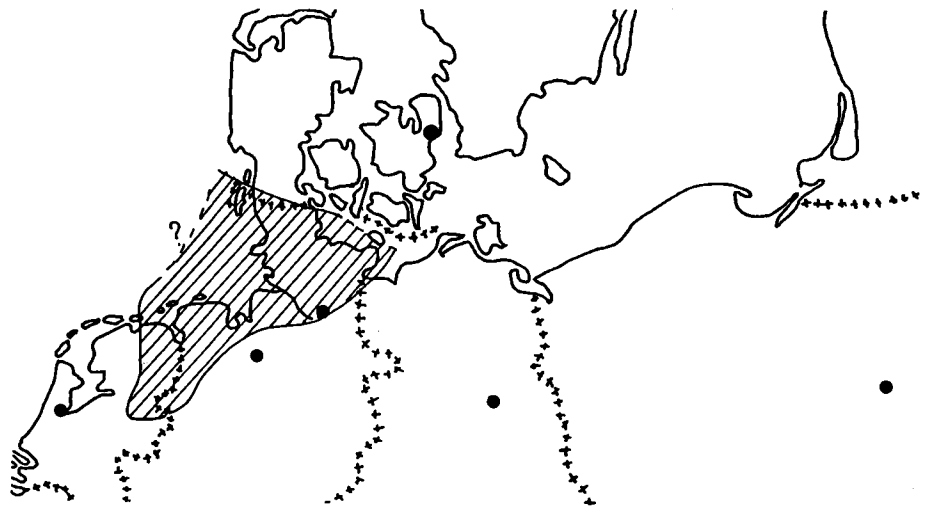


Fig. 3B: Plioceen tot Laat-Tiglien.



Fig. 3C: Laat-Tiglien tot Menapien (naar Bijlsma).

ouderdom aangeven. De bovenkant van de Baltische Facies geeft meer problemen, speciaal buiten ons land. De reden is dat er in het gebied van oostelijk

Polen tot aan onze grens nogal wat erosie is geweest, of dat er een tijd lang geen afzetting is geweest, gevolgd door een erosieve periode. Vandaar

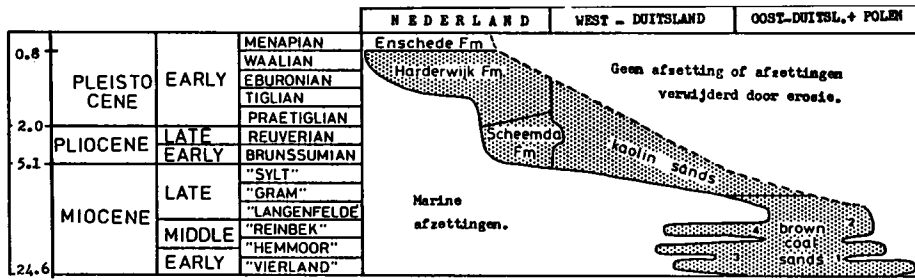


Fig.4 Stratigrafische correlatie van de afzettingen van de Baltische Faciës in een dwarsdoornede van het zuidoostelijke deel van het Noordzeebekken tot het Oostduist-Poolse bekken (naar Bijlsma).

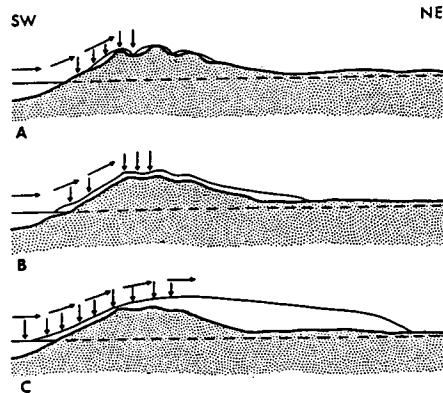


Fig.5 Schematische ontwikkeling van landijs in Scandinavië.

- Aanvoer van neerslag uit het zuidwesten (SW); overblijvende sneeuw in het hoge gebied.
- Voldoende temperatuurdaling voor de vorming van gletsjers in noordoostelijke richting (NE).
- De vorming van ijsvelden; overblijvende sneeuw nu ook dieper landinwaarts (naar Flint, 1957)

dat de bovengrens van de Baltische Faciës met een onderbroken lijn is getekend.

We hebben gezien dat de variaties in samenstelling van het fijne grind, op diverse plaatsen bemonsterd, klein zijn. Hoewel de afzettingen op verschillende tijden en in verschillende gebieden zijn neergelegd is er een duidelijke genetische samenhang. We hebben hier één doorgaand proces van sedimentatie. De witte en grijs-witte zanden zijn in het veld goed te herkennen: ze hebben een eigen 'faciës', ofwel een eigen 'gezicht'. De term 'faciës' wordt gebruikt omdat speciaal de sedimentaire gesteenten laten zien onder welke omstandigheden ze zijn afgezet.

In een gewone stratigrafische tabel zien we dat vrijwel elke gesteente-eenheid binnen een geochronologische eenheid valt. Figuur 4 laat zien dat een bepaalde afzetting, in dit geval de Baltische Faciës, ononderbroken in een drietal Tijden voorkomt.

Deze lithologische eenheid is diachroon (letterlijk: 'loopt door de tijd'). Hoe fijner de stratigrafische indeling van de gelaagdheden wordt gemaakt des te groter de kans dat we een diachrone laag aantreffen. Het voorkomen van diachronie houdt in dat de opvatting dat de gesteenten van gelijke samenstelling en structuur even oud zijn niet altijd opgaat. We komen hier achter door laagpakketten over grotere afstanden te volgen. Enerzijds maakt het verschijnsel diachronie het wat lastiger om greep te krijgen op datgene wat we zien, anderzijds is het een sport om door nauwkeurig te kijken en te vergelijken een diachroon verloop te herkennen. Het is niet ten onrechte dat de stratigrafie een van de basisvakken is bij de geologische opleiding.

We komen nu aan de vraag waardoor de Baltische Faciës is geëmigreerd. Door tektonische bewegingen in het Tertiair zijn het Noordzee- en het Oostduist/Poolse bekken dieper geworden, terwijl de omliggende massieven zijn gestegen. De erosieve processen zijn hierdoor versterkt en er is veel materiaal naar de bekkens aangevoerd, waardoor vooral in het Mioceen een boog van delta's om Scandinavië is gevormd.

Volgens Flint (1957) is de overheersende wind in het Plio- en Pleistoceen zuidwestelijk geweest. Naarmate het Scandinavische Massief omhoog is gekomen is de hoeveelheid neerslag toegenomen. Een kleine verlaging van de algemene temperatuur heeft tot gevolg dat wanneer deze neerslag als sneeuw neergekomen is deze langer blijft liggen. Vanaf het moment dat de sneeuw het hele jaar blijft liggen is er een begin van gletsjervorming. Deze gletsjers zijn landinwaarts voortgeschoven en hebben vervolgens aansluitende ijsvelden gevormd: het landijs. Zie figuur 5.

Met de uitbreiding van het landijs is de aanvoer van sedimenten uit het noorden is verhinderd. Met het verleggen van de grens van het landijs naar het zuiden is ook daar de aanvoer opgehouden.

In samenhang met het toenemen van de ijsmassa is de zeespiegel gedaald, waardoor de resterende rivieren, zowel de noordelijke als de oostelijke, hun loop in een meer westelijke richting hebben verlegd. Dit heeft tot aan het Menapien geduurd toen ook Polen en Noord-Duitsland door het ijs bedekt zijn geraakt. De sediment-aanvoer door rivieren uit Midden-Duitsland heeft nog een tijdlang bijgedragen aan de Formatie van Enschede.

Samenvattend kan gezegd worden dat in de eerste plaats tektonische processen bepalend zijn geweest: door stijging van de massieven een versterkte erosie en door bekkenvorming een plaats waar het erosie-materiaal is gedeponeerd. Daarna is in het Pleistoceen veel water als landijs vastgelegd waardoor het zeeniveau gedaald is. Dit heeft de westwaartse verplaatsing van het gesteentegruis bevorderd tot het opdringende ijs hieraan een einde heeft gemaakt.

Rest mij dank te zeggen aan de redactie van Geologie en Mijnbouw voor de toestemming tot de overname van de figuren uit het artikel van Bijlsma.

Literatuur

- Bijlsma, S., 1981. Fluvial sedimentation from the Fennoscandinavian area into the North-West European Basin during the late Cenozoic. *Geologie & Mijnbouw* 60 (3), 337-345.
- Flint, R.F., 1957. *Glacial and Pleistocene Geology*. N.Y.
- Grube, F., 1957. *Das Oberflächenbild der Salzstöcke Elmshorn, Lägerdorf (Holstein) und Stade (Niedersachsen)* - Mitt. geol. Staats-inst.. Hamburg 26: 5-22.
- Harland, W.B. e.a., 1982. *A geologic timescale*. Cambridge University Press.
- Homburg, C.J., 1986. Hattum: tektoniek in midden-Nederland. *G&H* 40: 151-162.
- Kempen, Th.M.G. van, 1983. In memoriam. Mededelingen van de N.G.V. bij *G&H* 5: 12.
- Zagwijn, W.H. & Staalduinen, C.J. van, 1975. Toelichting bij geologische overzichtskaarten. R.G.D. Haarlem.

